

Sismicidad y sismotectónica de Perú

Hernando TAVERA y Elisa BUFORN
Departamento de Geofísica.
Universidad Complutense de Madrid

RESUMEN

En este estudio se presenta las principales características de la sismicidad y sismotectónica de Perú. Se analiza la distribución de la sismicidad en función de su profundidad. Se ha calculado el mecanismo focal de 20 terremotos ocurridos entre 1990-1996 ($m_b \geq 5,8$) a partir de registros digitales de banda ancha, aplicando diversos métodos: polaridad de la onda P, modelización y análisis espectral de ondas de volumen. La distribución de los esfuerzos principales se deduce a partir de los mecanismos focales de 48 sismos calculados por otros autores y de los 20 terremotos estudiados en este trabajo. Los resultados obtenidos, muestran que los terremotos superficiales ($h \leq 60$ km) presentan mecanismos de fallas inversas, con ejes de presión horizontales orientados en su mayoría en dirección ENE-WSW a E-W. Para sismos con foco a profundidad intermedia ($60 < h \leq 350$ km), el eje de tensión es horizontal y orientado en dirección E-W perpendicular a la fosa. Los terremotos con foco profundo ($h > 350$ km) presentan ejes de tensión horizontales en dirección E-W en el borde Perú-Brasil y N-S en el límite Perú-Bolivia, lo que puede indicar un diferente origen. A partir de estos resultados se ha elaborado un esquema sismotectónico para Perú.

ABSTRACT

Main characteristics of the seismicity and seismotectonics of Peru are presented in this paper. Distribution of hypocenters with depth are analyzed. Focal mechanisms of twenty earthquakes (1990-1996, $m_b \geq 5,8$) have been calcula-

ted from broad band digital records using polarity of P waves, modeling and spectral analysis of body waves. Distribution of stress has been obtained from results of 48 earthquakes studied by several authors and from results of this paper. Results shown reverse faulting for shallow earthquakes ($h \leq 60$ km) with horizontal pressure axes in ENE-WSW to E-W direction. For intermediate earthquakes ($60 < h \leq 350$ km) tensional axes are horizontal and orientated in E-W direction, perpendicular to the trench. Deep earthquakes ($h > 350$ km) have horizontal tension axes orientated in E-W direction in Peru-Brasil border and N-S direction in Peru-Bolivia. They may indicate a different origin for both. From this results a seismotectonics framework is presented.

1. INTRODUCCIÓN

El borde occidental de América del Sur se caracteriza por ser una de las regiones sísmicamente más activas en el mundo. El Perú forma parte de esta región y su actividad sísmica más importante está asociada al proceso de subducción de la placa oceánica bajo la placa continental, generando terremotos de magnitud elevada con relativa frecuencia (figura 1). Un segundo tipo de actividad sísmica está producida por las deformaciones corticales presentes a lo largo de la Cordillera Andina, con terremotos menores en magnitud y frecuencia. La distribución de la sismicidad en Perú, ha sido tema de diversos estudios utilizando datos telesísmicos y regionales a fin de estudiar la geometría de la subducción (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976, 1979; Isacks y Barazangi, 1977; Hasegawa y Sacks, 1981; Bevis y Isacks, 1984; Boyd et al., 1984; Grange et al., 1984; Schneider y Sacks, 1987; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill y Isacks, 1992) o bien para delinear las zonas de mayor deformación superficial en el interior del continente (Philip y Mégard, 1977; Dorbath et al., 1986; Doser, 1987; Deverchere et al., 1989; Dorbath et al., 1990a, Dorbath et al., 1991; Suárez et al., 1996).

Diversos autores han obtenido el estado de esfuerzos y su distribución en Perú, a partir de los mecanismos focales de terremotos ocurridos en la zona de subducción (Isacks y Molnar, 1971; Abe, 1972; Stauder, 1975; Dewey y Spence, 1979; Apperson y Frohlich, 1987) y en el interior del país (Abe, 1972; Stauder, 1975; Philip y Mégard, 1977; Chinn y Isacks, 1983; Suárez et al., 1983; Assumpcao, 1992; Lindo, 1993). En estos trabajos los datos utilizados han sido registros sísmicos de la red WWSSN y de redes sísmicas regionales, lo que no permite tener detalles sobre el proceso de la fractura. La aparición a mediados de los años 80 de estaciones sísmicas digitales de banda ancha, cuya principal característica es su respuesta plana en un rango de fre-

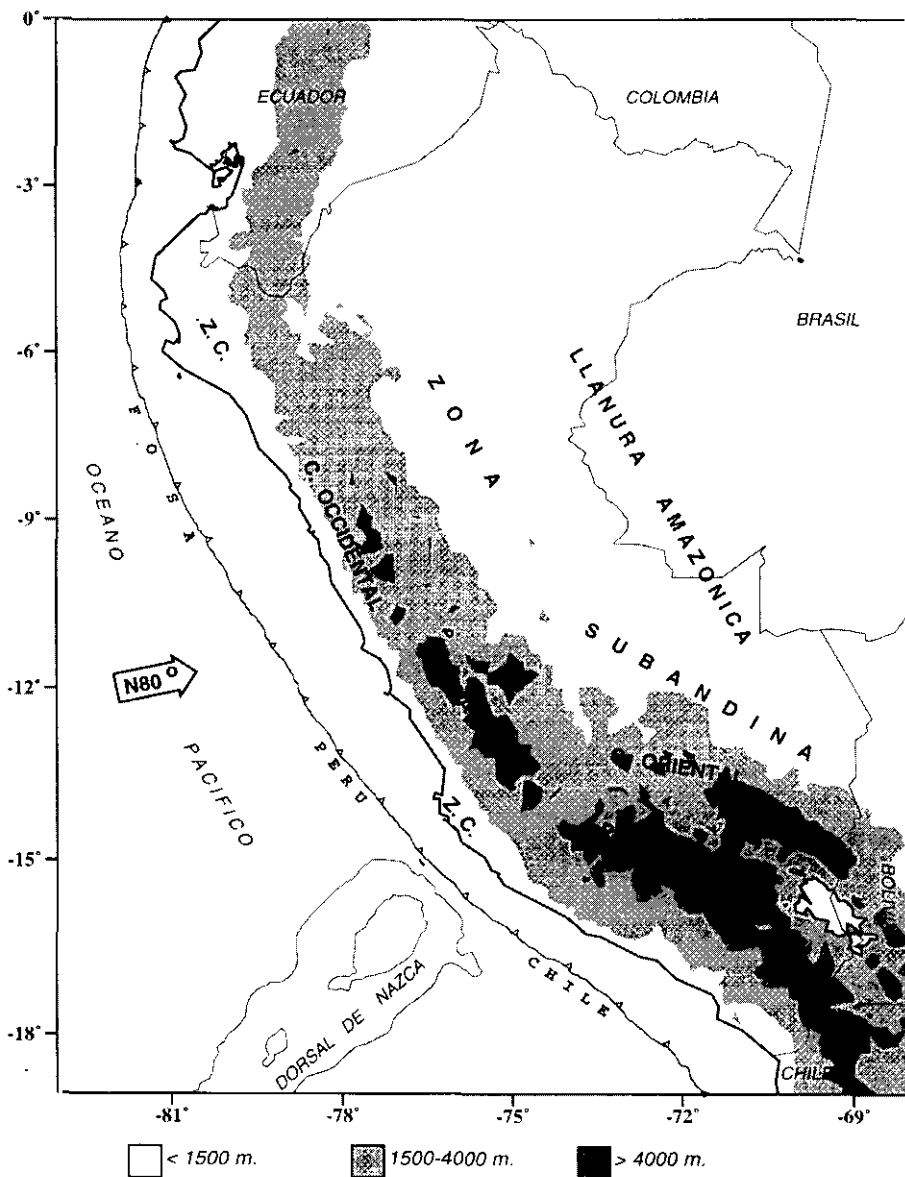


Figura 1. Unidades estructurales de Perú según Audebaud et al, (1973) y Dalmyrac et al, (1987). Z.C.= Zona costera. La flecha indica la dirección de convergencia de las placas según Minster y Jordan (1978). La topografía viene indicada por el color de fondo: blanco menos de 1500 m, gris claro entre 1500-4000 m y gris oscuro mayor a 4000 m.

cuencias muy amplio (0,01-10 Hz), ha permitido poder tener más detalles sobre la fuente sísmica. En el presente trabajo, se utiliza este tipo de información para calcular el mecanismo focal de 20 terremotos ocurridos en Perú entre 1990 y 1996 ($m_b \geq 5,8$) utilizando diferentes métodos: polaridad de la onda P, modelización y análisis espectral de ondas de volumen. A partir de estos resultados y de los obtenidos por otros autores, se analiza la sismicidad y la distribución de esfuerzos en Perú.

2. TECTÓNICA

Los Andes son un claro ejemplo de cordillera formada como resultado del proceso de subducción de una placa oceánica bajo una continental. Esta cordillera se extiende a lo largo del continente Sudamericano, desde Venezuela hasta el Sur de Chile con una anchura que oscila entre 250 km en la región central de Perú y 500 km en la frontera Perú-Chile. En la figura 1 se muestra un esquema de las principales unidades estructurales formadas como resultado de la evolución de esta cordillera. En esta figura y de izquierda a derecha se puede identificar las siguientes unidades: la franja costera (Z.C.), la Cordillera Occidental, la Cordillera Oriental, el Altiplano y la zona Subandina (Audebaud et al., 1973; Dalmayrac et al., 1987). A continuación se presenta una breve descripción tectónica de cada una de estas unidades.

La franja costera (Z.C.). Es una zona estrecha de aproximadamente 40 km de ancho que se extiende de Norte a Sur y está constituida en su mayoría por suaves plegamientos volcánicos y rocas sedimentarias del Mesozoico. En la zona Sur, está formada por basamentos de rocas cristalinas fuertemente plegadas y sujetas a deformación desde el Precámbrico.

La Cordillera Occidental. Constituye el batolito plutónico andino de mayor volumen y continuo desde Venezuela hasta Tierra del Fuego en Chile. En Perú se distribuye de Norte a Sur paralelo a la línea de costa. La parte más elevada de esta cordillera (4200-4500 m) está formada por series del Mesozoico, más o menos plegadas y recubiertas de manera heterogénea por una capa volcánica del Cenozoico. Esta cordillera aumenta notablemente su anchura en la región Sur del Perú.

El Altiplano. Se encuentra situada entre las cordilleras Occidental y Oriental. En la región Sur tiene un ancho de 200 km, extendiéndose hacia el Norte hasta 9°S aproximadamente, en donde alcanza un ancho de 50 km y después desaparece. Esta unidad está formada por una serie de cuencas intramontañosas del Cenozoico que se prolongan hacia el altiplano boliviano. La zona Sur de esta unidad, está invadida por estructuras volcánicas activas del Terciario Superior.

La Cordillera Oriental. En promedio menos elevada que la Cordillera Occidental (3700-4000 m), corresponde principalmente a un extenso anticlinal, formado esencialmente por depósitos intrusivos del Precámbrico. En la región Sur, esta cordillera se curva en dirección E-W para luego continuar paralela a las unidades mencionadas anteriormente.

La Zona Subandina. Esta es una zona de anchura variable, en donde se amortiguan las estructuras andinas. La zona Subandina se localiza entre la Cordillera Andina y la Llanura Amazónica y esta formada por una cobertura de sedimentos del Mesozoico y Cenozoico, fuertemente afectadas por pliegues de gran longitud de onda.

Estas unidades, son el resultado de una tectónica activa puesta en evidencia por un alto índice de sismicidad y cuya principal fuente radica en el proceso de subducción de la placa oceánica bajo la continental.

3. SISMICIDAD

3.1. Sismicidad histórica

La información sobre la sismicidad histórica de Perú se remonta a los años 1513-1532. La calidad de estos datos depende fundamentalmente de la distribución y densidad de la población en las regiones afectadas por los terremotos. *La recopilación más completa sobre esta sismicidad ha sido realizada por Silgado (1968, 1978, 1985).* En la figura 2 y tabla 1 se muestra los terremotos con $I_0 \geq VIII$ MM para el período 1513-1959. En esta figura, se observa que los terremotos se distribuyen principalmente a lo largo de la línea de costa Centro y Sur, debido probablemente a que estas regiones eran las más pobladas y donde se constituyeron las ciudades más importantes después del siglo XVI. La mayoría de estos terremotos generaron maremotos de intensidad variable, algunos produjeron daños a lo largo de la costa Oeste de Sudamérica desde 9°S hasta 37°S y en muchos otros lugares alrededor del Pacífico (Montessus de Ballore, 1911; Hatori, 1968). En el interior del país tan solo se localizan tres terremotos ocurridos en 1650 (Cuzco, $I_0 = X$ MM), 1946 (Huaraz, $I_0 = IX$ MM) y 1947 (Satipo, $I_0 = VIII$ MM). A partir del área de intensidad máxima, Silgado (1978) obtuvo los valores de magnitud de los sismos históricos más importantes ("Magnitud Silgado") con el objetivo de poder compararlos con sismos recientes. Posteriormente, Dorbath et al. (1990b) realizaron una revisión de estas intensidades y una evaluación de los principales maremotos para recalcular los valores de magnitud. La profundidad de la mayoría de estos terremotos, no ha sido determinada.

Tabla 1. Principales terremotos ocurridos en Perú entre 1513 y 1959, $I_0 \geq VIII$ MM (Silgado, 1978; Dorbath et al, 1990b). Los terremotos que originaron maremotos, están indicados con un asterisco. M indica la magnitud asignada por Silgado (1978). MM corresponde a la escala Mercalli Modificada

Fecha (dd-mm- aa)	Lat-S (°)	Lon-W (°)	I_0 (MM)	M (Silgado)
22-01-1582	-16,3	-73,3	X*	7,9
09-07-1586	-12,2	-77,7	IX*	8,1
24-11-1604	-18,0	-71,5	IX*	8,4
14-02-1619	-8,0	-79,2	IX	7,8
31-05-1650	-13,8	-72,0	X	7,2
13-11-1655	-12,0	-77,4	IX	7,4
12-05-1664	-14,0	-76,0	X	7,8
16-06-1678	-12,3	-77,8	IX*	-
20-09-1687	-13,0	-77,5	IX*	8,2
21-10-1687	-16,4	-71,6	VIII	-
22-01-1725	-12,0	-77,0	VIII	-
28-09-1746	-11,6	-77,5	X*	8,4
13-05-1784	-16,5	-72,0	X*	8,0
07-12-1806	-12,0	-78,0	VIII	7,5
10-07-1821	-16,0	-73,0	VIII	7,9
18-09-1833	-18,2	-71,0	VIII	-
13-08-1868	-18,5	-71,2	X*	8,6
09-05-1877	-19,5	-71,0	VIII	7,5
28-07-1913	-17,0	-73,0	IX	7,0
06-08-1913	-17,0	-74,0	X	7,7
24-05-1940	-10,5	-77,6	VIII*	8,2
24-08-1942	-15,0	-76,0	IX*	8,4
10-11-1946	-8,3	-77,8	X	7,2
01-11-1047	-11,0	-75,0	IX	7,5
12-12-1953	-3,6	-80,5	VIII	7,7

Según Silgado (1978) y Dorbath et al. (1990b) en la costa central de Perú, los terremotos mayores son los de 1586 (primer gran terremoto del que se tiene documentación histórica), 1687 y el de 1746 que destruyó completamente la ciudad de Lima y generó un maremoto con olas de 15-20 m de altitud ($I_0 = X$ MM). Durante el período 1513-1959, Lima fue destruida sucesivamente por un total de 15 terremotos (Silgado, 1978). En la región Sur, los terremotos más importantes son los de 1604, 1784 y 1868; este último es el

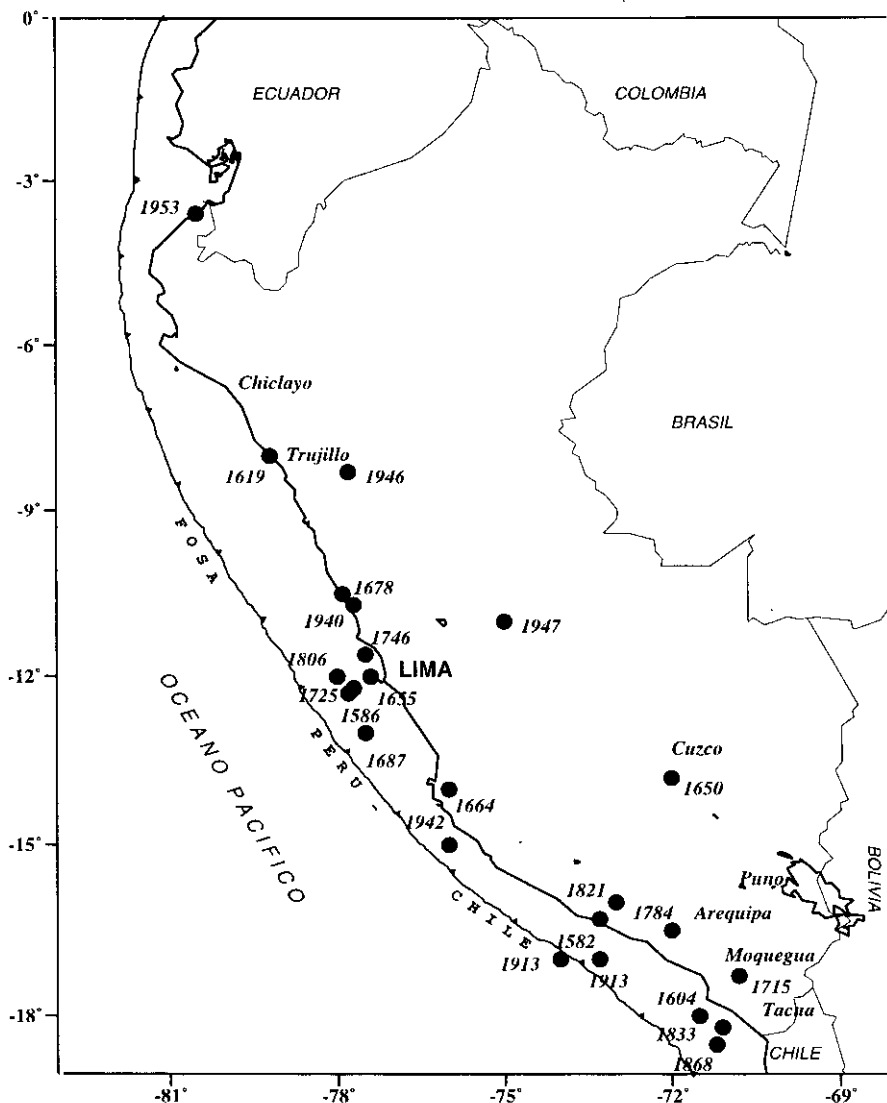


Figura 2. Distribución de los terremotos ocurridos en Perú entre 1513 y 1959, $I_0 \geq VIII$ MM (Silgado, 1978).

mejor documentado y descrito en detalle por Montessus de Ballore (1911) y Vargas (1922). Estos terremotos destruyeron las principales ciudades del Sur de Perú (Arequipa, Moquegua, Tacna y Puno) y Norte de Chile (Arica, Iquique). El terremoto de 1868 ($I = X$ MM) fue sentido desde Guayaquil (Ecu-

dor) hasta Concepción (Chile) generando un importante maremoto con olas de 14 m de altitud (Silgado, 1978; Dorbath et al., 1990b). En la región Andina, el único terremoto histórico documentado es el ocurrido en 1650, que destruyó la ciudad del Cuzco y fue sentido en Lima, Arequipa y La Paz. En la zona central, el terremoto ocurrido en 1947 afectó un área máxima de 4.000 km² y fue sentido en casi todo el Perú. Para este período (1513-1920), no existe información sobre terremotos ocurridos en la zona Andina y Subandina del Norte y Centro de Perú, pero en la actualidad se ha comprobado que estas regiones son sísmicamente muy activas.

3.2. Sismicidad instrumental

En la figura 3 se muestra el mapa de sismicidad de Perú para el período 1960-1995 con $m_b \geq 5$ según el National Earthquake Information Center (NEIC). Atendiendo a la profundidad de los focos, los terremotos pueden clasificarse tres tipos: terremotos con foco a profundidad superficial ($h \leq 60$ km), a profundidad intermedia ($60 < h \leq 350$ km) y foco profundo ($h > 350$ km). La sismicidad con foco a profundidad superficial (figura 3a), se localiza en la zona oceánica en dirección paralela a la línea de costa (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976), produciendo terremotos de magnitud elevada con relativa frecuencia (13 de enero de 1960, $M_s = 7,5$; 17 de octubre de 1966, $M_s = 8,0$; 31 de mayo de 1970, $M_s = 7,8$; 3 de octubre de 1974, $M_s = 7,6$). El terremoto de 1970 localizado en esta zona, es considerado uno de los más catastróficos en el mundo por haber producido la muerte de 67.000 personas, 250.000 desaparecidos y 180.000 heridos (Plafker et al., 1971; Abe, 1972; Silgado, 1978). Otro grupo importante de terremotos son los producidos por la subsidencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Andina, estando la mayor parte de estos sismos localizados en la zona de transición entre la Cordillera Oriental y el margen occidental de la zona Subandina (entre 3°-13°S). En la zona del Altiplano también existen sismos superficiales pero son menos numerosos y más dispersos. En general, los terremotos que ocurren en esta zona presentan magnitudes moderadas (24 de julio de 1969, $m_b = 5,6$; 1 de octubre de 1969, $m_b = 5,8$; 30 de mayo de 1990, $m_b = 6,1$ y 5 de abril de 1991, $m_b = 6,5$). Asimismo, se observa la existencia de zonas de bajo índice de sismicidad entre la línea de costa y la Cordillera Occidental (4°S-13°S) y en la región Sur de Perú (13°S-16°S), mostrando que en estas zonas el régimen de deformación cortical probablemente es menor o que existen períodos mayores de recurrencia para terremotos de magnitud elevada.

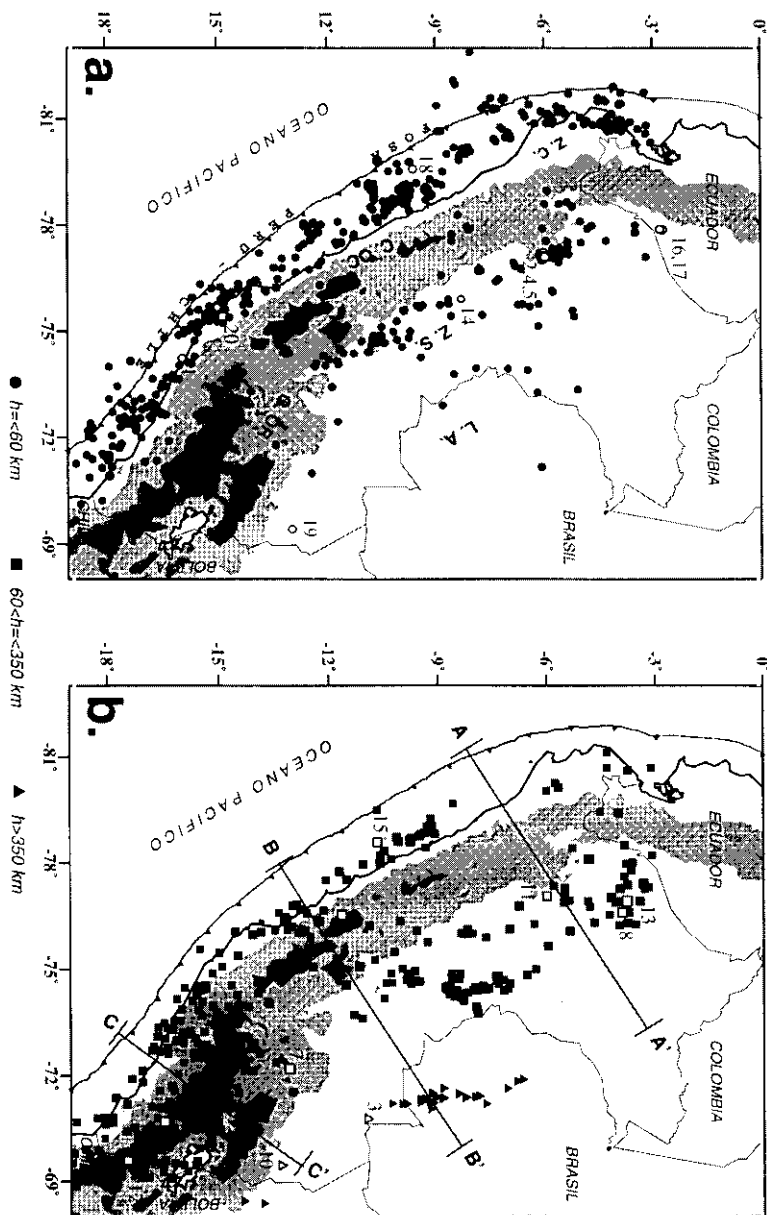


Figura 3. Sismicidad de Perú para el período 1960-1995, $m_b \geq 5$ (NEIC). a) Distribución de epicentros con foco superficial ($h \leq 60$ km), b) Distribución de epicentros con foco intermedio ($60 < h \leq 350$ km) y profundo ($h > 350$ km). Con un círculo en blanco se muestra los terremotos estudiados en este trabajo. Otros ver figura 1.

La sismicidad con foco a profundidad intermedia ($60 < h \leq 350$) se distribuye de manera irregular, pudiendo definirse tres zonas (figura 3b). La primera se distribuye paralela a la línea de costa por debajo de 9°S y se caracteriza por la frecuente presencia de terremotos de magnitud elevada, siendo los más importantes los ocurridos el 15 de enero de 1958 ($M_s = 6,5$), 28 de septiembre de 1968 ($M_s = 6,0$), 1 de enero de 1974 ($M_s = 6,4$), 16 de febrero de 1979 ($M_s = 6,9$), 28 de marzo de 1982 ($m_b = 6,1$) y 18 de abril de 1993 ($m_b = 6,0$). Un segundo grupo de sismos se localiza en el interior del continente (zona Norte y Centro) a lo largo de la Cordillera Oriental y zona Subandina. Estos terremotos siguen una línea N-S y raramente producen daños. El tercer y más importante grupo, se localiza en la región Sur de Perú, siendo esta región la de mayor índice de sismicidad. En los dos primeros grupos, los sismos alcanzan profundidades del orden de 100-120 km; mientras que para el tercer grupo la profundidad máxima de los focos llega hasta 300 km. La actividad sísmica más profunda ($h > 350$ km) se localiza en la región Centro y Sur del Llano Amazónico (figura 3b). Esta actividad, es mayor en la región central (6° - 11°S) y se alinea en dirección N-S cubriendo un área de aproximadamente 500 km de longitud (borde Perú-Brasil); mientras que en la región Sur es menos numeroso y más dispersa (borde Perú-Bolivia).

En la figura 4 se muestra tres perfiles verticales de sismicidad a lo largo de las líneas indicadas en la figura 3b. En el perfil AA' (figura 4a) se observa que la profundidad de los terremotos aumenta de Oeste a Este, con focos a menos de 50 km en la zona oceánica aumentando la profundidad hasta 150 km en el interior del continente. Entre 200 y 450 km de distancia desde el punto A en superficie, se observa una disminución en el número de terremotos y los que ocurren tienen profundidades más superficiales, lo que puede interpretarse como una posible laguna sísmica para la sismicidad del tipo intermedia. A partir de 450 km, vuelve a aumentar el número y la profundidad de los sismos, alcanzando una profundidad máxima de 150 km hasta una distancia de 700 km a partir de la línea de fosa. Estas profundidades marcarían el límite de la subducción entre las placas oceánica y continental. En el perfil BB' (figura 4b) se observa que la distribución de focos sigue el patrón descrito anteriormente, pero sin la posible laguna sísmica. En ambos casos y hasta 100-150 km de profundidad, la distribución de los focos sigue una línea con pendiente de 30° aproximadamente y a partir de esta profundidad (que en superficie corresponde a una distancia de 200 km desde B) el límite de las placas es prácticamente horizontal. Estas características ya fueron descritas por otros autores (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976; Bevis y Isacks, 1984; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill y Isacks, 1992).

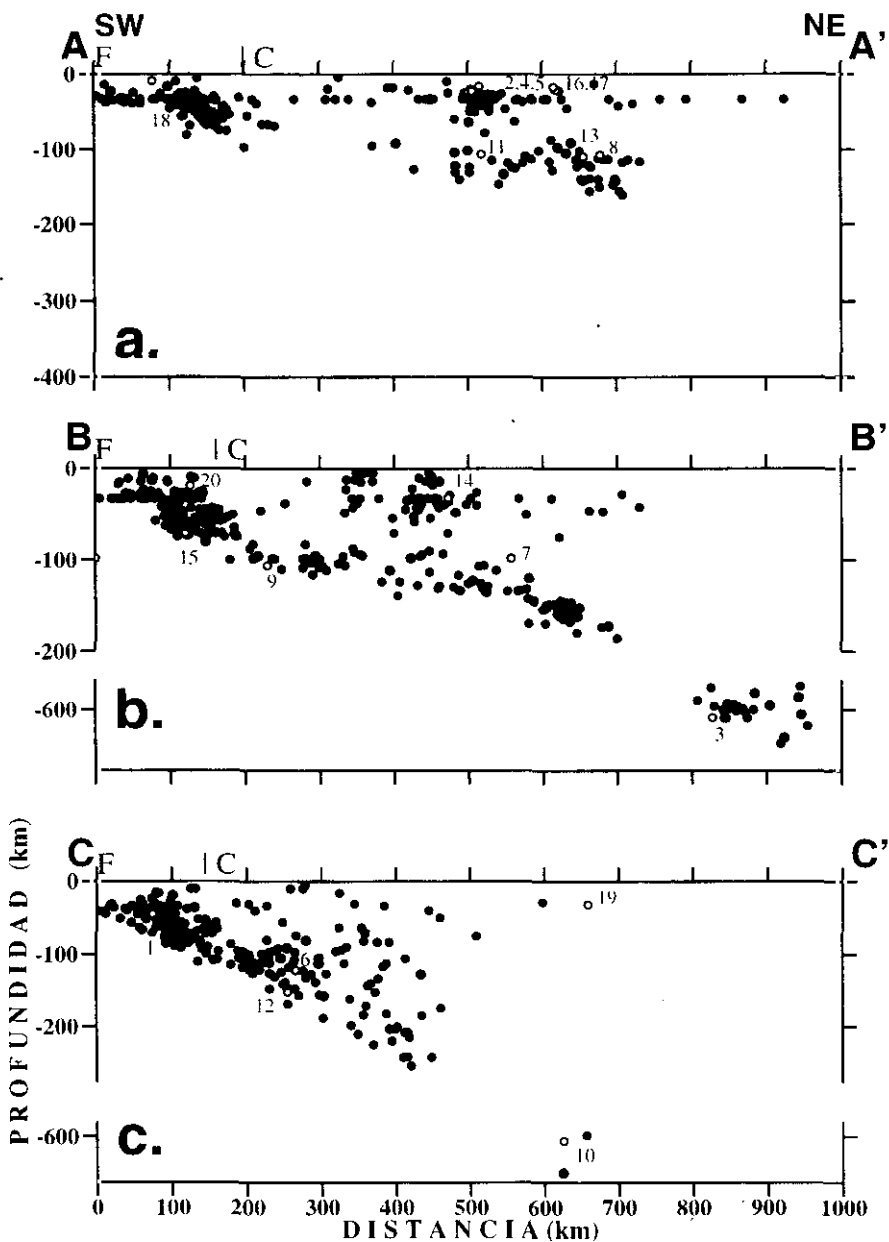


Figura 4. Perfiles verticales de sismicidad para el período 1960-1995 ($m_b \geq 5$) según las líneas AA', BB' y CC' de la figura 3b. F = corresponde a la localización de la línea de fosa y C de la costa. Los círculos blancos corresponden a los sismos estudiados en este trabajo.

Para la región Sur del Perú (perfil CC', figura 4c), la distribución vertical de los hipocentros presenta características diferentes. La profundidad de los sismos aumenta linealmente hacia el Este con una pendiente de 25-30° hasta 300 km de profundidad (Barazangi y Isacks, 1979; Hasegawa y Sacks, 1981; Grange et al., 1984; Schneider y Sacks, 1987; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill y Isacks, 1992). Sin embargo, en esta zona los terremotos con foco a profundidad intermedia solo se distribuyen a una distancia de 400 km desde la línea de fosa, a distancias mayores se localizan terremotos con foco superficial o profundo. El cambio observado en la forma de la subducción entre la región norte-centro y Sur (figura 4b, 4c), ha sido interpretado como una ruptura de la placa oceánica con desplazamiento vertical hacia arriba de la parte norte-centro (Barazangi y Isacks, 1979; Snoke et al., 1979). Estudios posteriores, han confirmado la hipótesis de que el cambio en el modo de la subducción se produce debido a la contorsión de la placa, siendo la zona afectada de un ancho de 80 km aproximadamente (Hasegawa y Sacks, 1981; Bevis y Isacks, 1984; Boyd et al., 1984; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill y Isacks, 1992). Sin embargo, la falta de información sísmica de buena calidad, no permite tener una respuesta definitiva a esta controversia.

En las figuras 4b y 4c se muestran los terremotos profundos, que se concentran en las regiones Centro y Sur del Llano Amazónico (límite de Perú con Brasil y Bolivia). Estos focos se distribuyen entre 500 y 650 km de profundidad, siendo más numerosos en el borde Perú-Brasil (figura 4b). Asimismo, en estas figuras se observa la ausencia de sismicidad entre los 250 y 500 km de profundidad en la región norte-centro y entre 300-500 km en la región Sur, poniendo en evidencia la no-continuidad de la placa oceánica en el proceso de subducción a mayores niveles de profundidad (Stauder, 1975; Isacks y Barazangi, 1977; Isacks y Molnar, 1971).

4. MECANISMOS FOCALES

4.1. Resultados previos

Los primeros trabajos sobre mecanismos focales de terremotos en Perú, son los de Abe (1972), Stauder (1975), Dewey y Spence (1979), Chinn y Isacks (1983) y Suárez et al. (1983) para terremotos superficiales; Stauder (1975), Isacks y Molnar (1971), Petersen (1976) y Pennington (1981) para intermedios y Chandra (1967), Stauder (1975) y Isacks y Molnar (1971) para profundos. Estos mecanismos, fueron obtenidos a partir de la distribución de polaridades de ondas P y polarización de ondas S. Únicamente, Suárez et al. (1983) realizó la modelización de registros analógicos de período largo de la red WWSSN. En la

figura 5 y tabla 2 se muestran los mecanismos focales obtenidos por estos autores para terremotos de profundidad superficial (figura 5a) e intermedia y profunda (figura 5b). Estos resultados, muestran que los terremotos superficiales ocurridos entre la línea de fosa y la costa corresponden a movimientos de fallas inversas (figura 5a). Solo en tres casos se ha observado mecanismos de falla normal, el más importante corresponde al terremoto del 31 de mayo de 1970 ($M_s = 7,8$) cuya naturaleza compleja fue ampliamente descrita por Dewey y Spence (1979) y Beck y Ruff (1989). Los terremotos ocurridos en el interior del continente, también presentan mecanismos focales de fallas inversas asociados a los sistemas de fallas activas distribuidas en la región Andina y Subandina e indican un patrón compresivo en dirección E-W, perpendicular a la dirección de la Cordillera Andina. De estos terremotos, el único con mecanismo focal de falla normal, es el ocurrido el 10 de noviembre de 1946 ($M_s = 7,0$) en los altos Andes.

Los terremotos con foco a profundidad intermedia, en general muestran ejes de tensión horizontales orientados en dirección E-W paralelos a la dirección de la convergencia de placas (figura 5b). Los terremotos profundos presentan ejes de tensión horizontales en dirección E-W en el borde Perú-Brasil; mientras que en el límite con Bolivia, el único mecanismo existente muestra extensión en dirección N-S (figura 5b).

4.2. Resultados obtenidos en este estudio

En este trabajo, se han calculado los mecanismos focales de 20 terremotos ocurridos en Perú entre los años 1990 y 1996 con $m_b \geq 5,8$ (tabla 3) utilizando diversos métodos: polaridad de onda P, modelización y análisis espectral de ondas de volumen (Tavera, 1998). Los datos utilizados corresponden a registros digitales de banda ancha de las redes sísmicas IRIS, GEOSCOPE y GEOFON.

Para el cálculo de la orientación de los planos de falla a partir de la distribución de las polaridades de la onda P, se ha utilizado el algoritmo desarrollado por Brillinger et al. (1980) y Udías y Buforn (1988). Para la modelización de ondas de volumen se utilizó el método de Nabelek (1984), que a partir de registros de estaciones a distancias epicentrales entre $30^\circ < \Delta < 90^\circ$, permite realizar el ajuste entre los sismogramas teóricos y observados según un proceso iterativo de mínimos cuadrados. El resultado de este proceso es la determinación de la orientación de los planos de falla (φ , δ , λ), profundidad (h), momento sísmico escalar (M_0) y función temporal de la fuente sísmica ($F(t)$) para una fuente puntual. Para el cálculo del momento sísmico escalar y dimensión de la fuente, se ha utilizado los espectros de la amplitud del desplazamiento de las ondas de volumen según el modelo de Brune para fallas circulares (Brune, 1970).

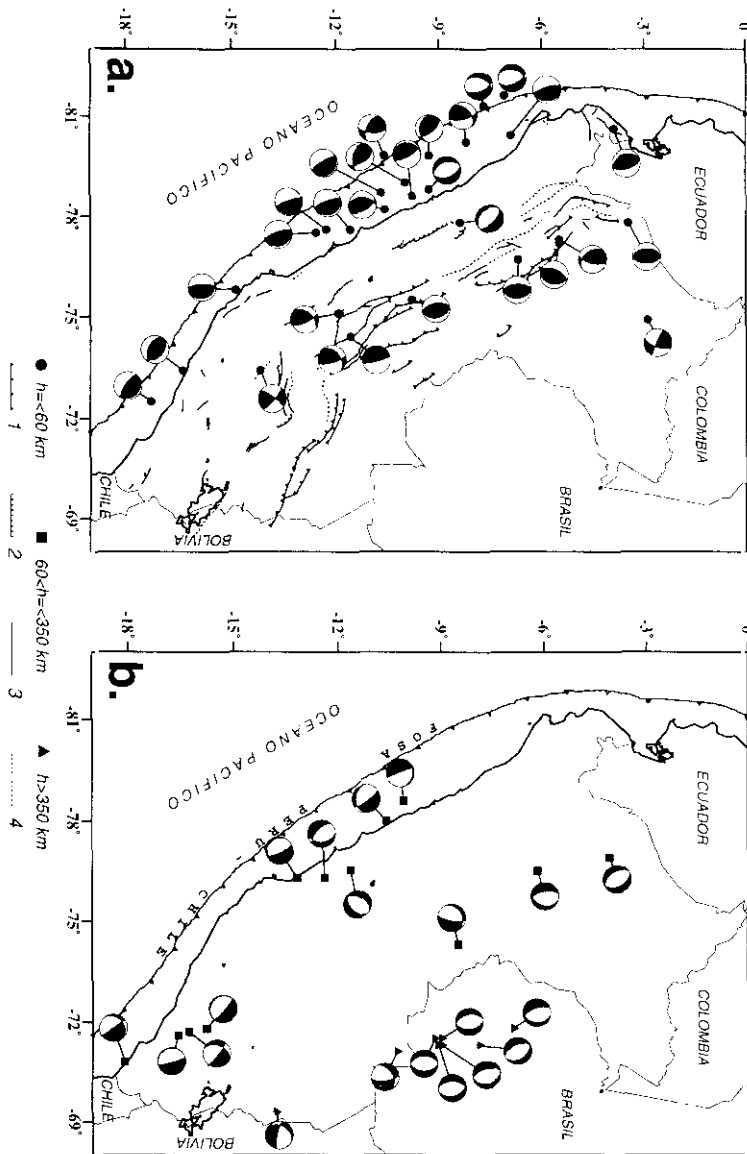


Figura 5. Mecanismos focales obtenidos por diversos autores para el área de estudio. *a)* Terremotos con foco superficial y *b)* Terremotos con foco intermedio y profundo. Se ha representado el hemisferio inferior de la esfera focal. La zona negra corresponde al cuadrante de las compresiones y la blanca a las dilataciones. Las referencias se indica en la tabla 2. Los principales tipos de falla corresponden a: 1 = falla inversa, 2 = falla normal, 3 = falla inactiva y 4 = posible falla (Sebrier et al, 1985).

Tabla 2. Parámetros del mecanismo focal de los terremotos utilizados en este estudio. Θ es el ángulo que forma el eje con la vertical y Φ con el norte. Referencias: (1) Stauder y Bollinger (1966), (2) Isacks y Molnar (1971), (3) Wagner (1972), (4) Stauder (1973), (5) Stauder (1975), (6) Petersen (1976), (7) Dewey y Spence (1979), (8) Suárez et al (1983), (9) Doser (1987), (10) Beck y Ruff (1989)

Fecha dd mm aa	Lat-S. (°)	Lon-W (°)	h (km)	mb	Eje P		Eje T		Referencias
					(Φ°)	(Θ°)	(Φ°)	(Θ°)	
24-05-1940	-11,6	-77,5	20	8,0	250	60	70	30	(10)
10-11-1946	-8,4	-77,8	15	6,5	225	15	45	75	(9)
18-04-1962	-10,0	-79,0	39	6,7	37	89	307	25	(1)
13-04-1963	-6,2	76,5	125	7,0	49	21	271	74	(1)
15-08-1963	-13,8	-69,3	543	8,0	41	40	169	63	(1)
29-08-1963	-7,1	-81,6	23	6,5	212	18	79	77	(5)
17-09-1963	-10,6	-78,2	60	6,7	76	85	180	21	(3)
24-09-1963	-10,6	-78,0	80	7,0	261	34	39	63	(5)
03-11-1963	-3,5	-77,8	18	6,7	90	85	270	5	(8)
09-11-1963	-9,0	-71,5	600	7,0	12	2	261	89	(3)
10-11-1963	-9,2	-71,5	600	6,7	333	3	91	89	(3)
26-01-1964	-16,3	-71,7	119	6,1	181	47	64	64	(2)
02-11-1964	-4,1	-76,9	91	6,0	298	5	60	87	(2)
28-11-1964	-7,9	-71,3	650	6,0	93	8	240	83	(2)
30-07-1965	-18,1	-70,8	72	6,1	211	49	78	51	(4)
03-08-1965	-7,7	-81,3	49	5,8	201	27	90	79	(5)
03-11-1965	-9,1	-71,3	593	6,2	143	9	263	85	(3)
30-12-1965	-16,6	-71,6	112	5,8	257	39	70	52	(2)
01-05-1966	-8,5	-74,3	165	5,8	251	36	117	63	(3)
07-06-1966	-14,9	-75,8	48	5,7	262	63	104	29	(5)
17-10-1966	-10,7	-78,7	38	6,3	236	57	64	33	(3)
09-02-1967	-2,9	-74,9	58	6,3	243	75	340	66	(3)
15-02-1967	-9,0	-71,3	597	6,2	77	10	257	80	(3)
03-09-1967	-10,6	-79,8	38	6,7	57	88	325	41	(3)
11-10-1967	-10,3	-71,1	590	5,8	218	39	111	77	(6)
19-06-1968	-5,5	-77,2	20	6,1	284	79	150	17	(8)
20-06-1968	-5,5	-77,3	33	5,8	82	78	330	30	(8)
30-07-1968	-6,9	-80,4	37	5,8	254	60	72	30	(3)
28-09-1968	-13,2	-76,3	70	6,4	256	33	59	58	(3)
31-10-1968	-16,4	-73,4	47	5,7	214	84	336	12	(5)
04-02-1969	-8,2	-80,2	16	5,9	101	75	210	40	(3)
19-07-1969	-17,3	-72,5	54	5,9	217	63	30	27	(5)
24-07-1969	-11,9	-75,1	1	5,9	99	75	206	42	(5)

Tabla 2. (Continuación)

Fecha dd mm aa	Lat-S. (°)	Lon-W (°)	h (km)	mb	Eje P (Φ°) (Θ°)		Eje T (Φ°) (Θ°)		Referencias
01-10-1969	-11,9	-75,1	4	5,9	91	75	198	42	(5)
14-02-1970	-9,8	-75,5	28	5,8	260	81	80	9	(8)
31-05-1970	-9,3	-78,8	43	6,6	250	5	70	85	(5)
02-06-1970	-9,3	-79,8	49	5,7	33	73	267	27	(5)
04-06-1970	-9,8	-78,6	57	5,8	70	62	223	31	(5)
17-06-1970	-15,8	-71,8	91	5,9	219	35	41	55	(5)
02-06-1970	-10,1	-78,6	62	5,8	79	42	239	50	(5)
10-12-1970	-3,9	-80,6	32	6,3	73	80	253	10	(8)
15-10-1971	-14,2	-73,4	8	5,7	264	89	174	72	(8)
12-01-1972	-6,9	-71,8	580	6,0	43	20	259	74	(5)
20-03-1972	-6,7	-76,7	38	6,1	262	70	76	20	(5)
05-01-1974	-12,4	-76,3	93	6,3	352	23	240	80	(7)
03-10-1974	-12,3	-77,6	10	6,6	250	62	70	28	(10)
09-11-1974	-12,6	-77,5	20	6,0	250	62	70	28	(10)
15-05-1976	-11,6	-74,4	18	5,9	75	55	255	35	(8)

Tabla 3. Parámetros epicentrales de los terremotos estudiados en este trabajo según el NEIC

N	Fecha dd-mm-aa	Tiempo origen hh mm ss.s	Lat-S (°)	Lon-W (°)	Prof. (km)	mb
1	07-01-1990	09 06 43.4	-15,95	-74,24	48	5,9
2	30-05-1990	02 34 05.8	-6,01	-77,22	24	6,1
3	17-10-1990	14 30 13.1	-10,97	-70,77	598	6,7
4	04-04-1991	15 23 20.7	-6,03	-77,14	20	6,0
5	05-04-1991	04 19 49.5	-5,98	-77,09	19	6,5
6	24-05-1991	20 50 55.8	-16,50	-70,70	127	6,3
7	06-07-1991	12 19 49.5	-13,10	-72,18	104	6,2
8	13-07-1992	18 11 33.7	-3,91	-76,60	96	6,1
9	18-04-1993	09 16 23.2	-11,65	-76,53	106	6,0
10	10-01-1994	15 53 50.1	-13,34	-69,44	596	6,4
11	20-01-1994	09 06 52.7	-6,00	-77,05	123	5,8
12	12-12-1994	07 41 55.4	-17,47	-69,59	148	5,9
13	02-05-1995	06 06 05.6	-3,79	-76,92	97	6,5
14	12-06-1995	03 35 48.8	-8,30	-75,90	34	5,8
15	23-09-1995	22 31 56.3	-10,68	-78,58	60	5,9
16	03-10-1995	01 51 23.9	-2,77	-77,88	24	6,5

Tabla 3. (Continuación)

N	Fecha dd-mm-aa	Tiempo origen hh mm ss.s	Lat-S (°)	Lon-W (°)	Prof. (km)	mb
17	03-10-1995	12 44 58.0	-2,81	-77,89	17	6,0
18	21-02-1996	12 51 04.3	-9,62	-79,56	33	6,0
19	10-03-1996	08 56 22.3	-12,96	-69,42	33	5,8
20	12-11-1996	16 59 43.0	-14,99	-75,67	33	6,5

En la figura 6 se muestra un ejemplo de modelización para el terremoto del 12 de noviembre de 1996 (mb = 6,5). En esta figura, los sismogramas observados muestran una gran complejidad con la llegada de diferentes fases, lo que se traduce en una función temporal de la fuente sísmica con una duración de 50 segundos y en la que están presentes estas fases. Estos resultados pueden interpretarse en términos de una fractura compleja con 3 puntos distintos de ruptura sobre el mismo plano de falla. Este terremoto se inicia con una lenta liberación de la energía durante los primeros 15 segundos, siendo los 35 últimos en donde se libera la mayor cantidad de energía. En la figura 6 se observa que la concordancia entre los registros teóricos y observados es mayor para las estaciones europeas situadas en el Este de la esfera focal en comparación con las estaciones americanas, lo que podría explicarse en términos de efectos de directividad durante el proceso de la ruptura.

Los mecanismos focales obtenidos para los 20 terremotos se muestran en la figura 7 y tabla 4. De estos terremotos, diez tienen el foco a profundidad superficial (figura 7a), ocho a profundidad intermedia (figura 7b) y dos son profundos (figura 7b). Los terremotos con foco a profundidad superficial, localizados entre la fosa y la línea de costa (sismos 1, 18 y 20), presentan mecanismos focales de fallas inversas con planos nodales orientados en dirección N-S (sismos 18, 20) y NW-SE (sismos 1). Los sismos 18 y 20 se caracterizan por presentar uno de los planos nodales próximo a la vertical buzando hacia el Oeste y el otro casi horizontal con buzamiento hacia el Este. Estos mecanismos focales son típicos de la zona de subducción en la región central de Perú (subducción de tipo horizontal), siendo el plano de falla con buzamiento hacia el Este asociado al proceso de la subducción (Langer y Spence, 1995). Las profundidades obtenidas para estos terremotos son de 9 y 18 km compatibles con el tipo de sismicidad discutido en el punto 3.2. El sismo 1, presenta uno de los planos 59° hacia el NE y el otro 31° al SW. Este tipo de mecanismo focal y su profundidad

TERREMOTO DEL 12 DE NOVIEMBRE DE 1996 (mb=6.5)

A: $310^{\circ} / 17^{\circ} / 121^{\circ}$

B: $162^{\circ} / 75^{\circ} / 81^{\circ}$

$M_0 = 4.4 \times 10^{20}$ Nm

h= 18 km

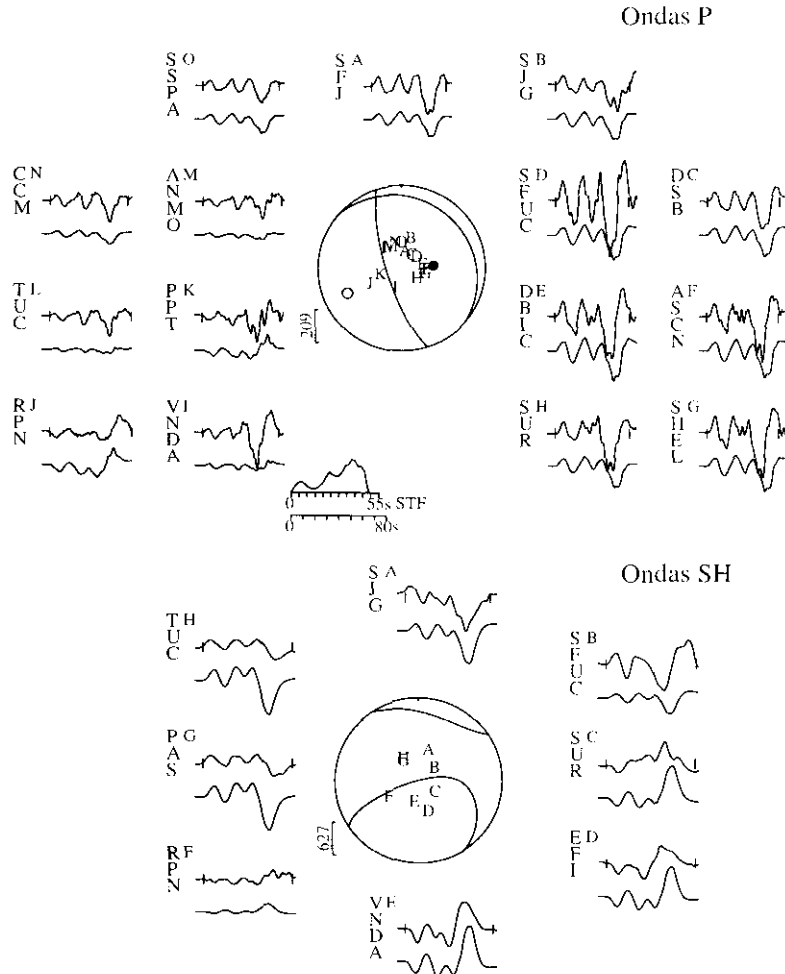


Figura 6. Modelización de ondas P y SH para el terremoto del 12 de noviembre de 1996 (mb = 6,5). En la parte superior se muestra los sismogramas observados en desplazamiento y en la inferior los teóricos. El código de la estación se muestra a la izquierda de cada registro, seguida por una letra en el extremo superior derecho que identifica su posición sobre la esfera focal. Los ejes T y P sobre la esfera focal, están representados por un círculo en negro y otro en blanco. En el extremo inferior izquierdo de la esfera focal se muestra la escala vertical en micras. En la parte central de la figura, se presenta la función temporal de la fuente sísmica y debajo la escala horizontal en segundos para los registros utilizados.

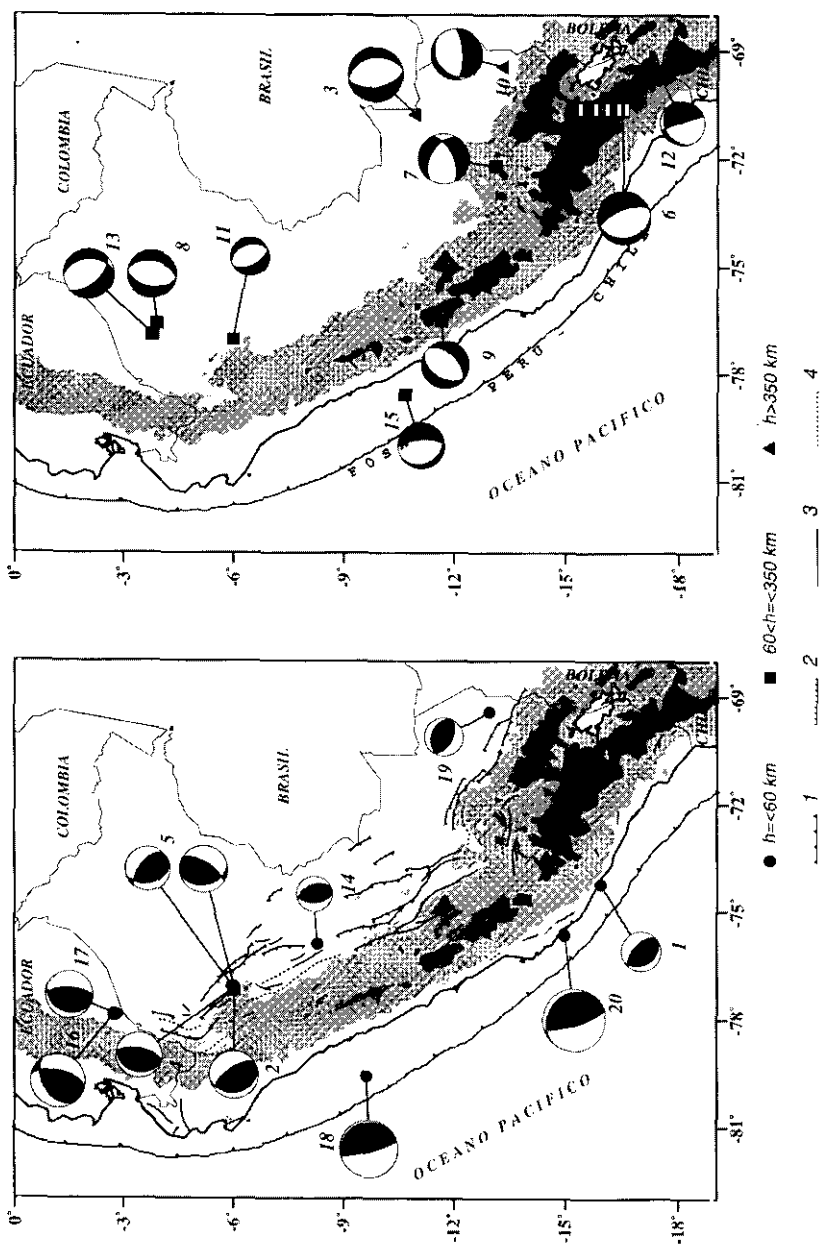


Figura 7. Mecanismos focales obtenidos para los terremotos analizados en este estudio. Se ha representado el hemisferio inferior de la esfera focal. El cuadrante en negro corresponde a compresión y el blanco a dilatación. Otros ver figuras 1 y 5.

para el foco (45 km), es coherente con la distribución de la sismicidad observada en la región Sur de Perú (figura 4c). Estos resultados muestran que los terremotos que se producen a lo largo de esta zona presentan mecanismos focales con similar orientación y con incremento en sus profundidades de Oeste a Este.

Tabla 4. Parámetros del mecanismo focal para los terremotos estudiados en el presente trabajo. M_o^m = momento sísmico escalar obtenido a partir de la modelización y M_o^e = a partir del análisis espectral de ondas de volumen. (r) corresponde al radio medio de fractura y (a,b) soluciones múltiples

N	Eje P		Eje T		H (km)	M_o^m (Nm)	M_o^e (Nm)	r (km)
	(Φ °)	(Θ °)	(Φ °)	(Θ °)				
1	49	76	204	15	45	$4,2 \times 10^{17}$	$3,4 \times 10^{17}$	4
2	62	69	218	22	23	$5,2 \times 10^{18}$	$5,3 \times 10^{18}$	16
3	80	7	260	83	612	$4,1 \times 10^{19}$	$2,2 \times 10^{19}$	15
4	102	69	275	21	21	$2,3 \times 10^{18}$	$3,6 \times 10^{18}$	12
5a	53	76	178	23	16	$1,9 \times 10^{18}$	$7,9 \times 10^{18}$	9
5b	106	73	339	26	23	$4,0 \times 10^{18}$	—	—
6	237	20	72	70	121	$2,4 \times 10^{19}$	$2,2 \times 10^{19}$	15
7	283	32	181	82	98	$1,1 \times 10^{19}$	$3,8 \times 10^{19}$	15
8	13	1	279	90	107	$6,0 \times 10^{18}$	$7,0 \times 10^{18}$	10
9	13	8	127	86	106	$4,5 \times 10^{18}$	$3,9 \times 10^{18}$	18
10	18	29	167	64	607	$1,4 \times 10^{19}$	$1,4 \times 10^{19}$	14
11	14	9	246	83	107	$3,2 \times 10^{17}$	$5,3 \times 10^{17}$	5
12	232	45	88	50	152	$1,7 \times 10^{18}$	$3,2 \times 10^{18}$	9
13	12	15	252	83	110	$1,3 \times 10^{19}$	$1,4 \times 10^{19}$	13
14	258	88	157	92	32	$1,2 \times 10^{17}$	$1,3 \times 10^{17}$	4
15	282	25	79	66	71	$3,2 \times 10^{18}$	$5,2 \times 10^{18}$	10
16	123	83	228	26	21	$3,3 \times 10^{19}$	$4,5 \times 10^{19}$	16
17	99	70	254	22	17	$4,4 \times 10^{18}$	$4,0 \times 10^{18}$	13
18	253	54	78	35	9	$8,7 \times 10^{19}$	$6,7 \times 10^{19}$	22
19	204	81	44	9	31	$3,4 \times 10^{17}$	$4,0 \times 10^{17}$	6
20	245	60	85	31	18	$4,4 \times 10^{20}$	$2,9 \times 10^{20}$	22

Los terremotos con foco a profundidad superficial localizados en el interior del continente presentan mecanismos focales de fallas inversas y se distribuyen de Norte a Sur a lo largo del extremo oriental de la Cordillera Andina (zona Subandina). Los sismos 16 y 17 se localizan en la zona limí-

trofe entre Perú-Ecuador y presentan planos nodales orientados en dirección NE-SW para el sismo 16 y N-S para el sismo 17. Estos terremotos presentan profundidades de 21 y 17 km respectivamente. Los terremotos 2, 4 y 5 se localizan en la zona de la ciudad de Moyobamba y presentan planos orientados en dirección NNW-SSE (sismo 2) y N-S para el sismo 4 con profundidades de 23 y 21 km respectivamente. El sismo 5 corresponde a una terremoto complejo formado por dos eventos con mecanismos focales de falla inversa y ejes de presión horizontal orientados en dirección NE-SW y E-W. La profundidad de cada evento es de 16 y 23 km. El sismo 14 se localiza en la región Central de Perú y presenta planos nodales orientados en dirección N-S con una profundidad para su foco de 32 km. Finalmente, el sismo 19 se localiza en la región Sur y presenta planos nodales orientados en dirección NW-SE y con una profundidad de 31 km. En general, la zona Subandina presenta plegamientos y fallas inversas con planos de falla orientados en dirección paralela a la Cordillera y buzamiento hacia el Oeste (Dalmayrac y Molnar, 1981; Sebrier et al., 1985). Los resultados obtenidos en este estudio muestran que los terremotos localizados en esta zona, presentan planos nodales paralelos a la Cordillera y a los principales sistemas de fallas reconocidas en cada región. Los planos nodales con buzamiento hacia el Oeste (plano de falla) presentan ángulos del orden de 33° , menores a los calculados para otros terremotos ocurridos en la misma zona (Suárez et al., 1983; Chinn y Isacks, 1983). Por otro lado, se observa un aumento gradual de la profundidad de los focos de Norte a Sur, lo que sugiere que los terremotos tienen diferentes regímenes de deformación. Esta idea puede ser confirmada a partir del mayor índice de deformación producida en la región Norte durante el período 1990-1996 (5 terremotos con $m_b > 6,0$) en comparación con las regiones Centro y Sur (1 terremoto por región con $m_b < 6,0$).

Los terremotos con foco a profundidad intermedia (6, 7, 8, 9, 11, 12 y 13), se distribuyen de Norte a Sur en el interior del continente a excepción del sismo 15 que se localiza en el mar y próximo a la línea de costa (figura 7b). En general, estos terremotos presentan mecanismos focales de tipo normal con ejes de tensión horizontal orientados en dirección ENE-WSW a ESE-WNW (sismos 6, 8, 11, 13, 15). El sismo 9 presenta eje de tensión orientado en dirección NW-SE y el sismo 12 eje de tensión con un ángulo de 50° con la vertical y orientado en dirección E-W. Los sismos localizados en la región Norte y Centro (sismos 8, 11, 13) presentan profundidades de 106, 107 y 110 km respectivamente coincidiendo con la distribución de la sismicidad observada en esta región, según se ha visto en el apartado 3.2. El sismo 15 localizado en el mar frente a la línea de la costa presenta su foco a una profundidad

de 71 km, siendo la orientación de su mecanismo focal similar a los calculados para otros terremotos ocurridos en la misma zona y a profundidades entre 60-100 km (Dewey y Spence, 1979). Los sismos 6 y 12 se localizan en la región Sur y presentan profundidades de 121 y 152 km de acuerdo con la distribución de la sismicidad en esta región (figura 4c). La excepción a esta distribución de ejes de tensión es el sismo 7 que presenta el eje de tensión horizontal orientado en dirección N-S; sin embargo, este sismo es el único de magnitud elevada ocurrido en esta zona del que se dispone de mecanismo focal. Los resultados obtenidos en este estudio permiten sugerir que el giro en la orientación del eje de tensión, podría estar asociado a los procesos extensivos generados por la contorsión de la placa oceánica al pasar de una subducción de tipo horizontal a profundidades de 100-120 km (región norte-centro) a una subducción con ángulo de inclinación de 30° constante hasta profundidades de 300 km (región Sur).

Los terremotos con foco profundo, presentan mecanismos focales de tipo normal con diferente orientación para el eje de tensión (figura 7b). El sismo 3, localizado en el borde Perú-Brasil presenta el eje de tensión horizontal orientado en dirección E-W similar a los mecanismos focales calculados para terremotos anteriores ocurridos en la misma región (Isacks y Molnar, 1971; Stauder, 1975). Sin embargo, el terremoto localizado en el borde Perú-Bolivia (sismo 10) presenta eje de tensión buzando unos 30° hacia el Sur, similar al de otros terremotos ocurridos en la misma zona (Stauder, 1975; Kikuchi y Kanamori, 1994). La profundidad de los focos ha sido determinada en 612 y 607 km para el sismo 3 y 10 respectivamente. La naturaleza de los terremotos con foco profundo desde el punto de vista sísmológico y físico ha sido largamente debatido por diversos autores (Isacks y Molnar, 1971; Stauder, 1975; Pilger, 1981; Cahill y Isacks, 1992). La generación de terremotos de magnitud elevada en este rango de profundidad, puede ser interpretada en términos de un trozo de corteza oceánica que flota en el manto y que está suficientemente fría para ser capaz de producir terremotos.

El momento sísmico escalar (M_0) y las dimensiones del radio de fractura (r) para los 20 terremotos estudiados, han sido calculados a partir de los espectros de la amplitud del desplazamiento de las ondas internas utilizando el modelo de Brune de falla circular. En la tabla 4 se presenta los valores medios de \bar{r} y \bar{M}_0 obtenidos del total de espectros calculados para cada terremoto. Los valores del momento sísmico escalar son similares a los calculados a partir de la modelización de ondas de volumen. Únicamente para tres terremotos se ha obtenido valores diferentes con un factor de 2. Estas diferencias pueden deberse a una infraestimación del momento

sísmico escalar obtenido a partir de la modelización de terremotos de magnitud superior a 6,0, debido a que se hace uso de modelos de fuente puntual. La dimensión del radio de fractura de estos terremotos varían entre 3 y 22 km.

5. INTERPRETACIÓN SISMOTECTÓNICA

En la figura 8 se muestra la proyección horizontal de los ejes de presión (P) y tensión (T) obtenidos a partir de los mecanismos focales de los terremotos analizados en el presente estudio (en negro) y los calculados para otros terremotos y por otros autores según la tabla 2 (en blanco). Los ejes de esfuerzos se presentan en tres planos localizados a 30, 290 y 560 km de profundidad y que representan los tres tipos de actividad sísmica que se produce en Perú: terremotos con foco a profundidad superficial (figura 8a), intermedia (figura 8b) y profunda (figura 8c). Para los terremotos con foco a profundidad superficial, los ejes de presión se concentran de Norte a Sur entre la fosa y la línea de costa y se orientan predominantemente en dirección ENE-WSW a E-W. Estos esfuerzos están asociados al acoplamiento sísmico entre la placa oceánica y continental al inicio del proceso de la subducción. En el interior del continente, los ejes de presión se distribuyen en la zona Subandina perpendiculares a la Cordillera Andina y formado tres grupos: el primero se localiza en la zona limítrofe de Perú-Ecuador y presenta ejes de presión orientados en dirección NW-SE. En la zona Norte de Perú se produce una rotación de los ejes de presión en dirección ENE-WSW a E-W, siendo el área de la ciudad de Moyobamba la que presenta una mayor variación en la orientación del eje de presión, lo que sugiere que en esta área el proceso compresivo es muy heterogéneo. En la región Sur (tercer grupo), el eje de presión se orienta en dirección E-W a NE-SW. El cambio observado en la orientación de la Cordillera Andina, al Norte de 5°S en dirección NNE-SSW, entre 5°S-13°S en dirección NNW-SSE y al Sur de 13°S en dirección NW-SE, determina la orientación regional de los esfuerzos y el grado de deformación, mayor en la región Norte y menor en la región Centro y Sur. El proceso compresivo en la zona Subandina está asociado a la convergencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Oriental con velocidades relativas de 1,4-2,1 mm/año (Suárez et al., 1983).

La proyección horizontal de los ejes de tensión obtenidos a partir de los mecanismos focales de terremotos con foco a profundidad intermedia (figura 8b), muestra que estos se distribuyen de Norte a Sur formando tres grupos: el primero de ellos se localiza cerca de la línea de costa entre 9°S y 13°S,

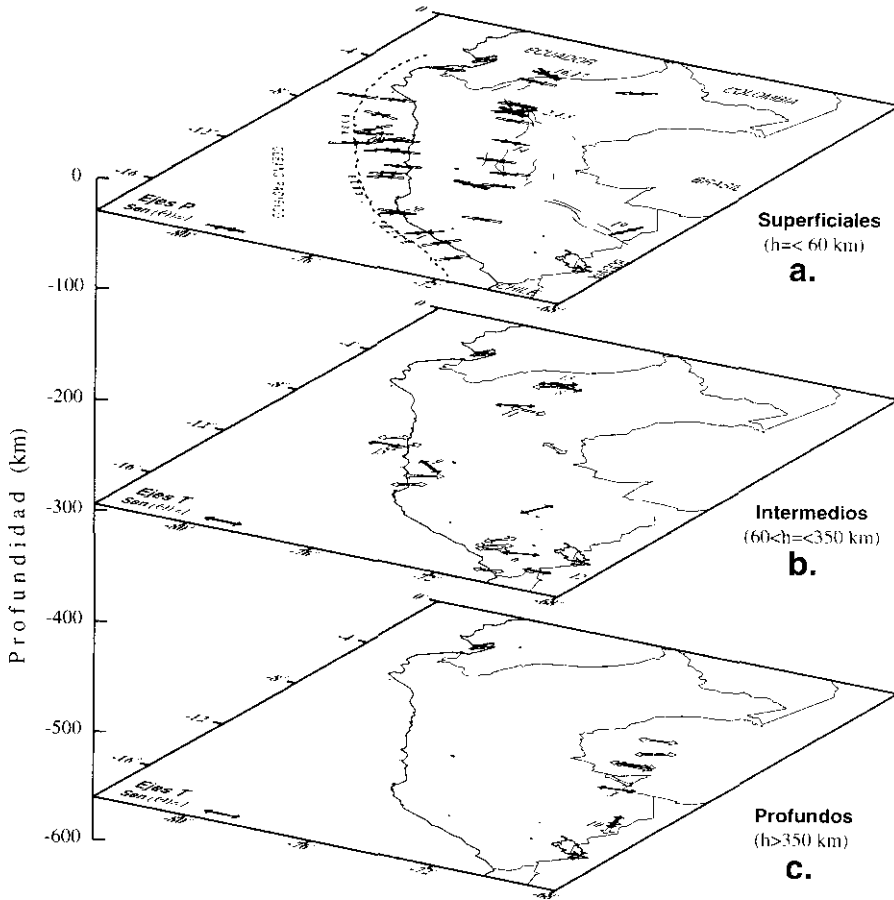


Figura 8. Proyección horizontal en función de la profundidad de los ejes de presión para terremotos con foco a profundidad superficial (a) y tensión para terremotos con foco a profundidad intermedia (b) y profunda (c). *Las flechas en negro* corresponden a los terremotos analizados en este estudio y *las flechas en blanco* a otros terremotos estudiados por diversos autores (tabla 6.1).

el segundo en la zona Subandina Norte y el tercero en la región Sur. Las orientaciones de los ejes de tensión horizontal obtenidos por otros autores, son similares a los obtenidos en este estudio y muestran en general un régimen extensivo paralelo a la dirección de convergencia de las placas. La extensión horizontal en la línea de costa, podría estar asociada a la deformación interna de la placa oceánica en respuesta a las fuerzas que producen el cambio en su geometría hacia una subducción horizontal, siendo esta deformación muy heterogénea. En la región Norte la acumulación de ejes de ten-

sión horizontal, sugiere que el proceso extensivo en esta zona es debido a que el contacto de placas se realiza en un medio muy heterogéneo, contrario a las áreas circundantes que parecen ser más estables, tal como se observó en la distribución de la sismicidad para esta región (figura 3b). En la región Sur, la distribución de los ejes de tensión horizontal muestra que en esta región el contacto de placas es uniforme y se realiza generando un alto índice de sismicidad (figura 3b). La única excepción es para el sismo 7; sin embargo, esto puede explicarse en términos de que las fuerzas que producen la contorsión de la placa oceánica pasan de una subducción horizontal (región norte-centro) a una subducción con ángulo de inclinación constante (región Sur). En esta zona, la placa oceánica se flexiona hacia el Sur soportando un complejo proceso de deformación capaz de generar diferentes regímenes de esfuerzo (Hasegawa y Sacks, 1981; Bevis y Isacks, 1984; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill y Isacks, 1992). En la región central se observa dos ejes de tensión horizontal orientados en dirección NW-SE aproximadamente y muestran que el régimen extensivo en el proceso de la subducción en algunas regiones no es del todo homogéneo.

Para terremotos profundos (figura 8c), en el límite fronterizo entre Perú y Brasil los ejes de tensión indican un claro patrón extensivo en dirección E-W similar al obtenido en este estudio para el sismo 3. La orientación del eje de tensión para el sismo 10 en el borde Perú-Bolivia, coincide con los obtenidos para los terremotos del 15 de agosto de 1963 ($m_b = 8,0$) (Stauder, 1975) y 9 de junio de 1994 ($m_b = 7,0$) (Kikuchi y Kanamori, 1994) ocurridos en la misma zona y muestran un patrón extensivo en dirección N-S con un cierto buzamiento. La diferencia en la orientación del eje de tensión, sugiere un diferente origen para los terremotos ocurridos en ambas zonas.

En la figura 9 se presenta la situación sismotectónica en superficie para el Perú deducido a partir de la distribución de los ejes de presión de los terremotos analizados en el presente estudio. En esta figura se muestra la Cordillera Andina formada como consecuencia de la convergencia de placas y los principales sistemas de fallas identificados in situ y a partir de imágenes de satélite (Sebrier et al., 1985). En general, los sistemas de fallas localizados en la zona Subandina corresponden a fallas inversas con planos de falla orientados en dirección paralela a la Cordillera Andina con buzamientos hacia el Oeste y que decrecen con la profundidad (Megard, 1978). La orientación del eje de presión horizontal en el borde Oeste de la Cordillera Andina, es consistente con los grandes terremotos ocurridos en la zona de subducción y la predominante orientación de los esfuerzos en el límite de las placas oceánica y continental (fosa Perú-Chile), siendo estos esfuerzos generados por la convergencia de las placas con una velocidad relativa de 8-10 cm/año (Minster y

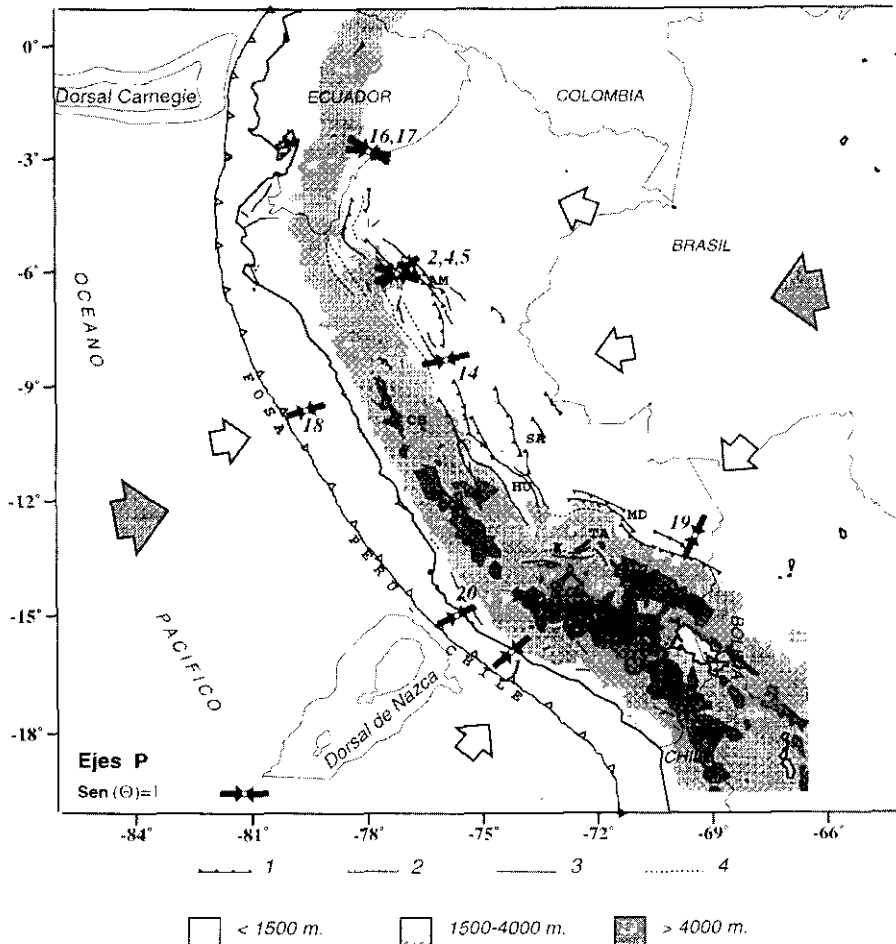


Figura 9. Esquema sismotectónico en superficie para Perú obtenido a partir de la distribución de los esfuerzos regionales. Las flechas pequeñas en negro corresponden a la proyección horizontal de los ejes de presión obtenidos a partir de los mecanismos focales de los terremotos con foco superficial analizados en este estudio. Las flechas grandes en blanco indican la dirección del esfuerzo regional y las flechas en negro la dirección de la convergencia de placas según Minster y Jordan (1978). Las siglas corresponden a los sistemas de fallas de: AM = Alto Mayo, SA = Satipo-Amauta, MD = Madre de Dios, CB = Cordillera Blanca, HU = Huaytapallana y TA = Tambomachay. Otros ver figuras 1 y 5.

Jordan, 1978). En la figura 9 se observa que el cambio en la orientación de la fosa es coherente con la orientación de los ejes horizontales de presión, pasando de una clara compresión en dirección ENE-WSW a E-W al Norte de 15°S a una compresión en dirección NE-SW hacia al Sur de 15°S. Este cambio

puede ser asociado a la llegada a la línea de fosa de la Dorsal de Nazca. En el interior del continente (borde oriental de la Cordillera Andina), los ejes de presión horizontales se orientan de manera perpendicular a la Cordillera y a los principales sistemas de fallas inversas que se distribuyen de Norte a Sur a lo largo de la zona Subandina. Obsérvese que al Norte de 5°S el eje de presión horizontal se orienta en dirección NW-SE, entre 5°S-13°S en dirección ENE-WSW a E-W y al Sur de 13°S en dirección NE-SW. Estas variaciones en la orientación del eje de presión, probablemente sean debidas a la llegada a la línea de fosa de la Dorsal de Carnegie en la región Norte y la Dorsal de Nazca en la región Sur, siendo ambas unidades las que produjeron el cambio en la orientación de la Cordillera Andina. En el borde oriental de la Cordillera Andina, el proceso compresivo es debido a la subsidencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Oriental.

En la figura 10 se presenta un esquema sismotectónico en 3 dimensiones para el Perú obtenida a partir de los resultados de este estudio. Esta geometría ha sido ajustada a partir de la tendencia de la sismicidad observada en un total de 25 secciones verticales de sismicidad perpendiculares a la línea de fosa. La información sísmica utilizada ha sido seleccionada del catálogo del NEIC para el período 1960-1995 con igual criterio que Cahill y Isacks (1992). También se ha considerado los resultados de Grange et al. (1984), Deverchere (1989) y Suárez et al. (1996). La zona de laguna sísmica observada en la región Norte de Perú (sismicidad con foco a profundidad intermedia) y que fuera discutida en el apartado 3.2 (figura 4a), se interpreta como una zona de gran resistencia para generar terremotos con relativa frecuencia; por lo tanto, a fin de configurar la geometría de la subducción se ha realizado una interpolación de la sismicidad para esta región. En el modelo de la figura 10 se observa los dos modos de subducción en Perú: una subducción casi horizontal en las regiones Norte y Centro con profundidades del orden de 100-150 km y una subducción con un buzamiento de unos 30° constante hasta profundidades de 300 km en la región Sur. También se ha representado los ejes de tensión con el mismo buzamiento que la placa que subduce, lo que permite observar la presencia de un proceso extensivo en dirección E-W asociado al movimiento relativo de las placas. En algunas áreas como las localizadas al Norte y Sur de Perú (figura 8b), la ocurrencia de un número mayor de terremotos sugiere que en estas áreas existe resistencia al movimiento de las placas generando un alto índice de sismicidad, tal como se observa en la figura 3b. En la zona Sur de la región central de Perú, la orientación del eje de tensión sufre un giro en dirección N-S, coherente con el estado de los esfuerzos que daría lugar la contorsión de la placa al pasar de una subducción de tipo horizontal (región norte-centro) a una con ángulo de inclinación de 30° constante hasta una profundi-

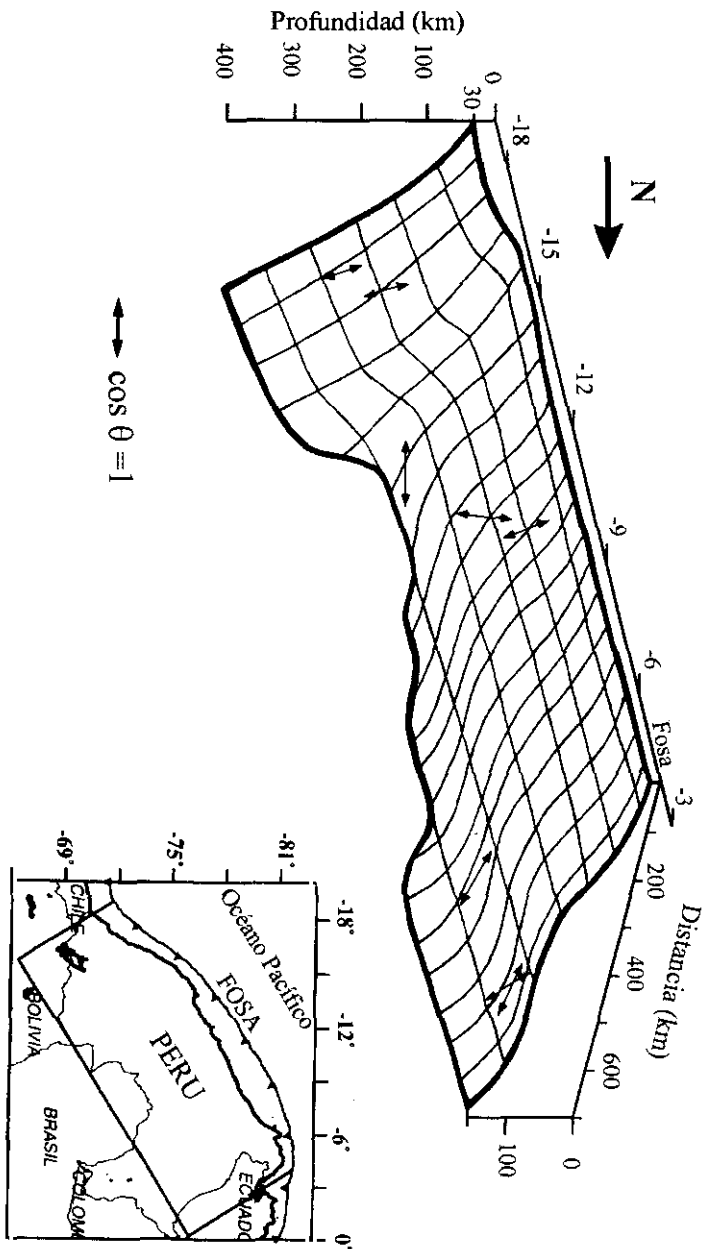


Figura 10. Esquema sismotectónico de la geometría de la subducción en Perú deducido a partir de la distribución de la sismicidad con la profundidad. Las flechas indican la orientación de los ejes de tensión con el mismo buzamiento que el plano de subducción.

dad del orden de 300 km, tal como sugiere Hasegawa y Sacks (1981), Rodríguez y Tavera (1991) y Cahill y Isacks (1992).

6. CONCLUSIONES

De los datos de sismicidad y mecanismo focal de los terremotos analizados en el presente trabajo, se deduce que el Perú se encuentra sometido a dos distintos regímenes de esfuerzos. El primero de ellos asociado a la actividad sísmica de carácter superficial, muestra un régimen de compresión horizontal perpendicular a la dirección de la fosa peruana-chilena (borde Oeste de la Cordillera Andina) como resultado del proceso de convergencia entre las placas oceánica y continental. En el continente la orientación del régimen compresivo está condicionado por la orientación de la Cordillera Andina y por los principales sistemas de fallas que se distribuyen en el extremo oriental de la Cordillera. Este proceso compresivo está generado por la subsidencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Oriental. El resultado de ambos procesos de convergencia, es la topografía de Perú.

El segundo régimen de esfuerzo, está asociado a la actividad sísmica con foco a profundidad intermedia y profunda. La distribución de la sismicidad intermedia ha permitido configurar la geometría de los dos modos de subducción presente en Perú, siendo el régimen extensivo en dirección paralela a la convergencia de placas. La presencia de una extensión en dirección N-S en el extremo Sur de la región central de Perú, es coherente con los procesos que habrían generado la contorsión de la placa. La ausencia de sismos profundos entre 200 y 500 km de profundidad en la región central y entre 300 y 500 km en la región Sur, así como la diferente orientación del régimen extensivo en ambas regiones, indicaría un diferente origen para los terremotos profundos en ambas regiones.

7. AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la colaboración del Dr. Mourad Bezzeghoud para el estudio de algunos de los terremotos de Perú. Este estudio se concluyó gracias al apoyo recibido por uno de los autores (H.T.), del Dr. Hernán Montes (Director Técnico del Instituto Geofísico del Perú) y del Ing. Alberto Giesecke (Director de CERESIS). Parte de este trabajo (H.T.) ha sido subvencionado por la Agencia Española de Cooperación Internacional (A.E.C.I.) a través del Instituto de Cooperación Iberoamericana (I.C.I.) y dentro del programa de Becas para estudios de Postgrado.

8. BIBLIOGRAFÍA

- ABE, K. (1972). Mechanisms and tectonic implications of the 1966 and 1970 Peru earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 5, 367-379.
- APPERSON, K. y FROHLICH, C. (1987). The relationship between Wadati-Benioff zone geometry and P, T and B axes of intermediate and deep focus earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 92, 13.821-13.831.
- ASSUMPCÃO, M. (1992). The regional intraplate field in South America. *J. Geophys. Res.*, 97, 11.889-11.903.
- AUDEBAUD, E., CAPDEVILA, R., DALMAYRAC, B., LAUBAUCHER, G., MAROCCO, R., MATTAUER, M., MEGARD, F. y PAREDES, J. (1973). Les traits géologiques essentiels des Andes Centrales (Perou-Bolivie). *Revue Géographie Physique, Géologique et Dynamique.*, 15 (1-2), 73-114.
- BARAZANGI, M. y ISACKS, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology.*, 4, 686-692.
- BARAZANGI, M. y ISACKS, B. (1979). Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 57, 537-555.
- BECK, S. y RUFF, L. (1989). Great earthquake and subduction along the Peru trench. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 57, 199-224.
- BEVIS, M. y ISACKS, B. (1984). Hypocentral trend surface analysis: Probing the geometry of Benioff zones. *J. Geophys. Res.*, 89, 6.153-6.170.
- BOYD, T., SNOKE, J., SACKS, I. y RODRÍGUEZ, A. (1984). High resolution determination of the Benioff zone geometry beneath southern Peru. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 559-568.
- BRILLINGER, D., UDÍAS, A. y BOLT, B. (1980). A probability model for regional focal mechanism solution. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 149-170.
- BRUNE, J. (1970). Tectonics stress and spectra of seismic shear waves. *J. Geophys. Res.*, 75, 4.997-5.009.
- CAHILL, T., y ISACKS, B. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate. *J. Geophys. Res.*, 97, 17.503-17.529.
- CHINN, D. y ISACKS, B. (1983). Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in Western South America and the New Hebrides Island Arc. *Tectonics*, 2, 529-563.
- CHANDRA, U. (1967). The Peru-Bolivian border earthquake of August 15, 1963. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 639-646.

- DALMAYRAC, B. y MOLNAR, P. (1981). Parallel thrust and normal faulting in Peru and constraints on the state of stress. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55, 473-481.
- DALMAYRAC, B., LAUBACHER, G. y MAROCCO R. (1987). Caracteres generaux de l'volution geologique des Andes peruviennees. *Trav. Doc. ORSTOM*, 122, 501 págs.
- DEVERCHERE, J., DORBATH, C. y DORBATH, L. (1989). Extension related to a high topography: results from a microearthquake survey in the Andes of Peru and tectonics implications. *Geophys. J. Int.*, 98, 281-292.
- DEWEY, J. y SPENCE, W. (1979). Seismic gaps and source zones of recent large earthquakes in coastal Peru. *Pageoph.*, 117, 1.148-1.171.
- DORBATH, C., DORBATH, L., CISTERNAS, A. y DEVERCHERE, J. (1986). On crustal seismicity of the Amazonian foothill of the Central peruavian Andes. *Geophys. Res. Lett.*, 13, 1.023-1.026.
- DORBATH, C., DORBATH, L., CISTERNAS, A., DEVERCHERE, J. y SEBRIER, M. (1990a). Seismicity of the Huancayo Basin (Central Peru) and the Huaytapallana fault. *Journal of South American Earth Sciences.*, 3, 21-29.
- DORBATH, L., CISTERNAS, A. y DORBATH, C. (1990b). Assesment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 551-576.
- DORBATH, L., DORBATH, C., JIMÉNEZ, E. y RIVERA, L. (1991). Seismicity and tectonics deformation in the eastern cordillera and the sub-andean zone of central Peru. *Journal of South American Earth Sciences.*, 4, 13-24.
- DOSER, D. (1987). The Ancash, Peru earthquake of 1946 Nov. 10: evidence for low-angle normal faulting in the high andes of northern Peru. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 91, 57-71.
- GRANGE, F., HATZFELD, D., CUNNINGHAM, P., MOLNAR, P., ROECKER, S., SUÁREZ, G., RODRÍGUEZ, A. y OCOLA, L. (1984). Tectonics implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in southern Peru. *J. Geophys. Res.*, 89, 6.139-6.159.
- HASEGAWA, A. y SACKS, S. (1981). Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observations. *J. Geophys. Res.*, 86, 4.971-4.980.
- HATORI, T. (1968). Colombia-Peru tsunamis that observed along the coast of Japan, 1920-1967. *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*. 6, 535-546.
- ISACKS, B. y BARAZANGI, M. (1977). Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere. En: M. Talwani y W. Pitman (Editores). *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-arc Basins*. American Geophysical Union, Washington, D.C., 99-114.

- ISACKS, B. y MOLNAR, P. (1971). Distribution of stress in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solution of mantle earthquakes. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 9, 103-174.
- KIKUCHI, M. y KANAMORI, H. (1994). The mechanism of the deep Bolivia earthquake of June, 1994. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2.341-2.344.
- LANGER, C. y SPENCE, W. (1995). The 1974 Peru earthquake series. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 665-687.
- LINDO, R. (1993). Sismotectonique des Andes du Peru Central: Apport des données sismologiques de haute precision. *Tesis Doctoral*, Universidad Louis Pasteur de Strasbourg, Francia.
- MEGARD, F. (1978). Etude geologique des Andes du Peru Central. *Mem. ORSTOM*. 86, 310 págs.
- Minster, J. y Jordan, T. (1978). Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.*, 83, 5.331-5.334.
- MONTESUS DE BALLORE, F. (1911). Historia sísmica de los Andes Meridionales. Imprenta Universitaria, Santiago de Chile, Chile, 345 págs.
- NABELEK, J. (1984). Determination of earthquakes source parameters from inversion of body waves. *Tesis Doctoral*, Massachusetts Institute of Technology.
- PENNINGTON, W. (1981). Subduction of the eastern Panama Basin and sismotectonic of the northwestern South America. *J. Geophys. Res.*, 86, 10.753-10.770.
- PETERSEN, E. (1976). Características de la zona de Benioff en el Perú y el Ecuador. *Boletín Sociedad Geológica del Perú.*, 52, 49-72.
- PHILIP, H. y MEGARD, F. (1977). Structural analysis of the superficial deformation of the 1969 Pariahuanca earthquakes (Central Peru). *Tectonophysics*. 38, 359-278.
- PILGER, R. (1981). Plate reconstruction aseismic ridges and low-angle subduction beneath the Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 92, 448-456.
- PLAFKER, G., ERICKSEN, G. y FERNÁNDEZ-CONCHA, J. (1971). Geological aspects of the May 31, 1970 Peru earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.* 61, 543-578.
- RODRÍGUEZ, L. y TAVERA, H. (1991). Determinación con alta resolución de la geometría de la zona Wadati-Benioff en el Perú Central. *Revista Brasileira de Geofísica.*, 9, 141-159.
- SCHNEIDER, J. y SACKS, S. (1987). Stress in the contorted Nazca plate beneath southern Peru from local earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 92, 13.887-13.902.
- SEBRIER, M., MERCIER, J., MACHARÉ, J., BONNOT, D. y CABRERA, J. (1985). Quaternary normal and reverse faulting and state stress in the central Andes of southern Peru. *Tectonics.*, 4, 739-780.

- SILGADO, E. (1968). Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1515-1960). Boletín Bibliográfico de Geografía y Oceanografía Americana., 4, 191-241.
- SILGADO, E. (1978). Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú, 1513-1974. Instituto Geológico Minero del Perú, Lima, 131 págs.
- SILGADO, E. (1985). Terremotos destructivos en América del Sur 1530-1894. Proyecto SISRA, Volumen Nº 10, CERESIS, Lima, 328 págs.
- SNOKE, J., SACKS, S. y OKADA, H. (1979). Determination of the subducting lithosphere boundary by use of converted phases. *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 1.051-1.060.
- STAUDER, W. (1973). Mechanisms and distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate. *J. Geophys. Res.*, 78, 5.033-5.061.
- STAUDER, W. (1975). Subduction of the Nazca under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity. *J. Geophys. Res.*, 80, 1.053-1.064.
- STAUDER, W. y BOLLINGER, G. (1966). The S-wave project for focal mechanism studies earthquakes of 1963. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 56, 1.363-1.371.
- SUÁREZ, G., MOLNAR, P. y BURCHFIELD, C. (1983). Seismicity, fault plane solutions, depth of faulting and active tectonics of the Andes of Peru, Ecuador and Southern Colombia. *J. Geophys. Res.*, 88, 10.403-10.428.
- SUÁREZ, G., GAGNEPAIN, J., CISTERNAS, A. y HATZFELD, D. (1996). Tectonic deformation of the Andes and the configuration of the subducted slab in central Peru: results from a microseismic experiment. *Geophys. J. Int.*, 103, 1-12.
- TAVERA, H. (1998). Mecanismo focal de terremotos en Perú y Sismotectónica. *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense, Madrid.
- VARGAS, G. (1922). Monografía de Arica. Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima, Perú, 63-77.
- WAGNER, D. (1972). Statistical decision theory applied to the focal mechanism of Peruvian earthquakes. *Tesis Doctoral*. Universidad de San Luis.
- UDÍAS, A. y BUFORN, E. (1988). Single and joint fault-plane solutions from first motion data. En: D. Doornbos. *Seismological Algorithms*. Academic Press, Londres.

