UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA DE LA TIERRA, ASTRONOMÍA Y ASTROFÍSICA I

Programa de doctorado en Geodesia, Geofísica y Meteorología.

Trabajo de investigación

SISMOTECTÓNICA DE REGIONES ACTIVAS: Terremotos de profundidad intermedia en el Sur de España.

Carmen del Fresno Rodríguez-Portugal
Director: Dr. Agustín Udías Vallina

Mayo 2004

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido realizado dentro del tema de investigación “Sismotectónica de regiones activas” dirigido y coordinado por el Profesor Dr. D. Agustín Udías Vallina del Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I de la Universidad Complutense de Madrid, a quien agradezco enormemente su ayuda y valiosos consejos.

También quiero agradecer a mi tutora de beca, Dra. Dª. Elisa Buforn Peiró toda su atención y ayuda prestada durante el desarrollo del trabajo.

Asimismo, agradezco al personal del Real Observatorio de la Armada (San Fernando, Cádiz) y al personal del Instituto Geográfico Nacional su colaboración en el suministro de parte de los datos utilizados en este trabajo y de la información necesaria sobre el instrumental de las estaciones sísmicas. En especial, expreso mi gratitud a Dª. Carmen López Moreno por las facilidades prestadas en todo momento y su colaboración en la búsqueda de material de trabajo.

También agradezco la colaboración a todos los profesores y compañeros del Departamento en quienes encontré en todo momento la colaboración y apoyo necesarios para la realización de este trabajo.

Este trabajo ha sido financiado en parte por el Ministerio de Ciencia y Tecnología, a través del proyecto ERSE (REN2003-05178-C03), y por el Ministerio de Educación, Cultura y Deporte, a través del programa FPU (AP2002-0985).

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN..... 1

2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS.

2.1 Planteamiento del problema directo. Tensor densidad de momento sísmico. 2

2.2 Función de Green correspondiente a un medio elástico, infinito y homogéneo. 3

2.3 Desplazamientos de las ondas internas de una fuente puntual en el campo lejano. 4

2.4 Modelo de fuente sísmica: fractura o dislocación. 5

2.5 Función temporal de la fuente sísmica (STF). 7

2.6 Otros modelos de fracura: dimensiones del foco. 10

2.7 Modelización de la formas de onda. Correcciones. 11

3 METODOLOGÍA PARA LA DETERMINACIÓN DEL MECANISMO FOCAL.

3.1 Método de la polaridad de las ondas P. 15

3.2 Modelización de la forma de ondas. 17

3.3 Análisis espectral de la forma de ondas. 20

4 DESCRIPCIÓN DEL ALGORITMO UTILIZADO EN LA MODELIZACIÓN.

4.1 Descripción del programa MODELAR2. 22

4.2 Descripción del programa PLT-MODEL. 34

4.3 Sensibilidad de la modelización ante variaciones en los parámetros de entrada. 37

5 APLICACIÓN A TERREMOTOS INTERMEDIOS EN EL SUR DE ESPAÑA.

5.1 Selección de sismos. 45

5.2 Registros utilizados. 48

5.3 Modelo de velocidades utilizado. 50

5.4 Resultados obtenidos. 51

6 CONCLUSIONES...... 62

7 BIBLIOGRAFÍA..... 65

ANEXOS:

1. Localización y características de las estaciones sísmicas. 68
2. Resultados de la orientación preliminar del plano de falla a partir del método de polaridad de las ondas P. 71
3. Resultados de las modelizaciones. 73
4. Espectros de amplitud de las ondas P. 88

CAPÍTULO 1
INTRODUCCIÓN

El objeto de este trabajo es el estudio del mecanismo focal de doce terremotos de profundidad intermedia (30km<h<150km) en el Mar de Alborán ocurridos entre 1994 y 2002 que fueron registrados en estaciones sísmicas de Periodo Corto y Banda Ancha situadas en la Península Ibérica y en el Mar de Alborán.

Para ello se ha desarrollado un algoritmo de modelización de forma de ondas internas a distancias regionales (100km < Δ < 500km). El algoritmo está basado en el desarrollado por Buforn et al (1997) para la modelización de sismogramas sintéticos de terremotos de profundidad intermedia, completado por una serie de modificaciones para poder modelar todas las estaciones en cada ejecución y para adaptarlo a los nuevos registros de Banda Ancha.

Asimismo, y como parámetro de ajuste, se ha añadido al programa el cálculo del error cuadrático medio relativo entre las formas de onda sintéticas y observadas para de manera numérica las diferencias entre ambas. Estas mejoras, junto con una reestructuración del código del programa, hacen que la convergencia a la solución que minimice el error cuadrático medio en todas las estaciones sea más rápida.

La aplicación del algoritmo a los doce terremotos ha permitido determinar las características más importantes del mecanismo de cada uno de los sismos como son la orientación de los planos de falla, la función temporal de la fuente sísmica, el momento sísmico escalar, el radio de la fractura, el esfuerzo medio aparente y la caída de esfuerzos provocada por el terremoto.

Por último, los resultados finales de la modelización se han comparado con los obtenidos a través del análisis espectral de las ondas sísmicas y con los valores medios obtenidos en otros estudios desarrollados en la misma región con resultados satisfactorios.

CAPÍTULO 2
FUNDAMENTO TEÓRICO

La ocurrencia de los terremotos está asociada directamente con el proceso de fractura en la corteza terrestre. Dependiendo del punto de vista utilizado al estudiar el fenómeno de fractura, surgen dos tipos de modelos de fuente sísmica: los *modelos cinemáticos* y los *modelos dinámicos*. Los modelos cinemáticos son modelos descriptivos de la fuente que presuponen conocidas las características del desplazamiento de la fractura sobre el plano de falla. Los modelos dinámicos relacionan los desplazamientos sobre el plano de falla con las condiciones de esfuerzos y la resistencia del material. Estos modelos implican una mayor dificultad y tratan de resolver el problema completo de la fractura (Madariaga, 1983).

Se denomina problema directo en Sismología a la deducción de los desplazamientos producidos en las estaciones sísmicas donde se registra un terremoto a partir de un modelo que representa el proceso físico que tiene lugar en el foco de dicho terremoto.

En este capítulo se expone la resolución del problema directo mediante un modelo cinemático muy sencillo, consistente en un foco puntual y una dislocación sobre un plano de falla. Para ello se va a seguir la formulación desarrollada por Udías (1999).

2.1. Planteamiento del problema directo. Tensor densidad de momento sísmico.

Los desplazamientos ocasionados por un terremoto en un punto situado fuera de la región focal, se pueden expresar de forma general como: (Aki y Richards,1980; Udías, 1999)

$$u_n(x_s,t) = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \int_{\Sigma} m_{ij}(\xi_s,\tau) G_{ni,j}(x_s,t;\xi_s,\tau) dV \qquad (2.1)$$

En esta expresión, m_{ij} representa el tensor de densidad de momento sísmico por unidad de volumen. Este tensor está relacionado con el cambio en la situación de esfuerzos en la región focal antes y después de producirse el terremoto y representa la caída de esfuerzos debida a procesos no elásticos asociados a la deformación inelástica que tiene lugar en la región focal.

El tensor G_{in} se denomina función de Green de elastodinámica y está relacionada con la estructura y características del medio por el que se propagan las ondas sísmicas. En concreto, esta función se define como la respuesta de un medio elástico a una fuerza impulsiva $g_n = \delta(t-\tau)\cdot \delta(x-\xi)\cdot \varepsilon_n$ que actúa en un punto ξ y en un instante τ en la dirección del índice *n.*

Mientras no se especifique la forma del tensor densidad de momento sísmico m_{ij}, la ecuación 2.1 representa los desplazamientos correspondientes a un modelo muy general de fuente sísmica. Esta expresión es válida para cualquier sistema de fuerzas internas siempre que la suma de las fuerzas y la suma de los momentos sea nula.

En este estudio se realizan diversas simplificaciones en la resolución del problema directo:

- En primer lugar se considera un modelo de Tierra muy sencillo formado por un medio elástico, infinito y homogéneo.

- Por otro lado, se realiza la aproximación de foco puntual, es decir, se considera la fractura como una dislocación infinitesimal. Esta aproximación es válida siempre y cuando las longitudes de la falla sean mucho menores que las longitudes de onda y que el recorrido del rayo desde el foco a la estación ($L^2 << r\cdot\lambda$).

2.2. Función de Green correspondiente a un medio elástico, infinito y homogéneo.

La función de Green correspondiente a un medio elástico, infinito y homogéneo viene dada por la siguiente expresión (Aki y Richards,1980; Udías, 1999):

$$G_{ij}(x_s,t;\zeta_s,\tau) = \frac{1}{4\pi\rho r^3}(3\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij})\int_{r/\alpha}^{r/\beta}\tau\,\delta(t-\tau)d\tau + \\ + \frac{1}{4\pi\rho r}\left[\frac{1}{\alpha^2}\gamma_i\gamma_j\,\delta\left(t-\frac{r}{\alpha}\right) - \frac{1}{\beta^2}(\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij})\delta\left(t-\frac{r}{\beta}\right)\right] \qquad (2.2)$$

donde *r* es la distancia de cada punto al de aplicación de la fuerza y γ_i los cosenos directores desde el punto en que se aplica la fuerza al punto x_i. Las constantes α y β son las velocidades de las ondas P y S en el medio respectivamente, y ρ representa la densidad.

La expresión (2.2) se puede separar en dos partes según su dependencia con *r*:

- El primer término depende de 1/r y tiene la forma de dos impulsos separados en el tiempo que se propagan con velocidades α y β que se corresponden con las ondas P y S. Este término se denomina campo lejano ya que es predominante a distancias grandes.

- El segundo término depende de $1/r^3$ y en él los desplazamientos debidos a las ondas P y S aparecen superpuestos. Se denomina campo próximo puesto que decrece muy rápidamente con la distancia al foco del terremoto y sólo influye en una zona muy próxima a él.

2.3. Desplazamientos de las ondas internas de una fuente puntual en el campo lejano.

Los desplazamientos de las ondas internas en aproximación de campo lejano se pueden obtener sustituyendo en la expresión de los desplazamientos (2.1) el término de campo lejano de la función de Green (expresión 2.2).

$$u_j^P = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3 r}\gamma_i\gamma_j\gamma_k\dot{M}_{ik}\left(t-\frac{r}{\alpha}\right) \qquad (2.3)$$

$$u_j^S = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3 r}(\delta_{ij}-\gamma_i\gamma_j)\gamma_k\dot{M}_{ij}\left(t-\frac{r}{\beta}\right) \qquad (2.4)$$

donde el tensor M_{ij} representa el momento sísmico total y viene dado por la integral de la densidad de momento sísmico sobre el volumen focal, es decir:

$$M_{ij} = \int_V m_{ij}\cdot dV \qquad (2.5)$$

En las expresiones 2.3 Y 2.4 se distinguen tres factores diferentes:

- Un primer factor que depende de las características del medio (densidad, velocidad de las ondas y módulo de cizalla) y de la distancia entre el foco y la estación. Como es lógico, la amplitud de las ondas disminuye a medida que aumenta esta distancia debido a la expansión geométrica del frente de ondas. En el caso de las ondas internas, el coeficiente de expansión geométrica es $g(\Delta)=1/r$.

- El segundo factor se denomina patrón de radiación y depende de la orientación de la fuente y la orientación de la estación respecto a ella. Este término es diferente según el tipo de onda considerado.

- El último factor expresa la dependencia temporal de la forma de ondas. Esta función describe la relajación del momento escalar en el tiempo.

2.4. Modelo de fuente sísmica: fractura o dislocación.

Existen diferentes modelos para la representación de la fuente sísmica. De todos ellos, el modelo más utilizado es el que representa la fuente sísmica por una dislocación o discontinuidad en desplazamientos de valor $\Delta u(\xi,\tau)$ sobre una superficie Σ.

En el presente estudio se va a particularizar este modelo considerando la superficie de falla como una superficie plana y el valor del desplazamiento constante en todos sus puntos de la misma. Este modelo de fuente es uno de los más sencillos y tiene la ventaja de que representa de manera bastante realista el proceso físico que tiene lugar durante la ruptura de la falla en los terremotos de tamaño pequeño a moderado en general de magnitud inferior a 6.

Los parámetros que definen la geometría este tipo de fuente son la normal al plano de falla Σ que se suele representar por **n** y la dirección del desplazamiento **l,** que está contenido en el plano de fractura y que por tanto es perpendicular a **n** (**n**·**l**=0). Estos parámetros se muestran en la figura 2.1:

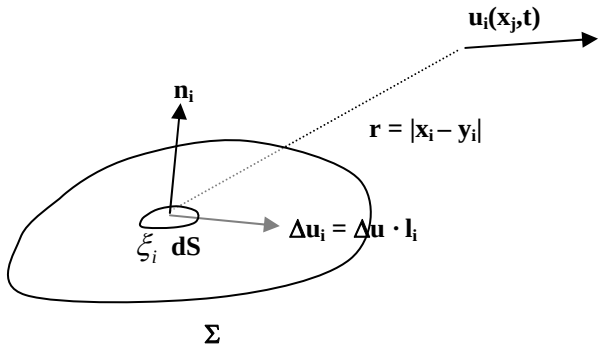


Figura 2.1. Desplazamiento elástico $u_i(x_j,t)$ correspondiente a una dislocación Δu_i sobre una superficie S a una distancia r en un medio infinito. (Udías, 1999)

Si se refieren estos dos vectores al sistema de ejes geográfico (Norte, Este y Nadir) se puede describir la orientación de la fractura por tres ángulos, ϕ, δ, λ, ya que el cuarto ángulo se obtiene de imponer la condición de perpendicularidad entre los dos vectores. Como se puede ver en la figura 2.2, el ángulo Φ representa el azimut de la falla respecto al Norte geográfico, δ el buzamiento del plano de falla respecto a la vertical y λ la dirección del deslizamiento sobre el plano de falla.

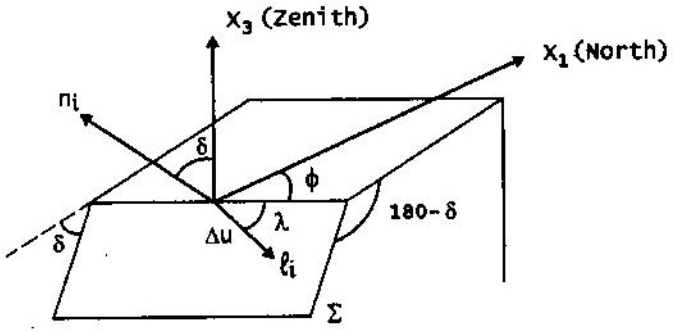


Figura 2.2. Parámetros de orientación de la falla bajo la consideración de fuente puntual. (Udías, 1999)

El tensor densidad de momento sísmico por unidad de superficie correspondiente a una fractura de cizalla en un medio homogéneo e isótropo es conocida (Aki y Richards,1980; Udías, 1999) y se puede expresar como:

$$m_{ij} = \mu \Delta u (l_i n_j + n_i l_j) \qquad (2.6)$$

y en consecuencia, el tensor momento sísmico para este tipo de fuente sísmica se puede escribir como:

$$M_{ij} = \mu \Delta u (l_i n_j + n_i l_j) S = M_0 \cdot (l_i n_j + n_i l_j) \quad (2.7)$$

donde M_o es el momento sísmico escalar definido por Aki (1966) como $M_0 = \mu \cdot \Delta u \cdot S$ para medir el tamaño de los terremotos causados por una fractura de cizalla en la corteza terrestre (foco puntual).

Sustituyendo la expresión 2.7 en las ecuaciones 2.3 y 2.4 se obtienen los desplazamientos de las ondas P y S correspondientes a una dislocación:

$$u_j^P = \frac{\mu S}{4\pi\rho\alpha^3 r}(l_k n_i + n_k l_i)\gamma_i \gamma_j \gamma_k \Delta\dot{u}\left(t - \frac{r}{\alpha}\right) \qquad (2.8)$$

$$u_j^S = \frac{\mu S}{4\pi\rho\beta^3 r}(l_k n_i + n_k l_i)(\delta_{ij} - \gamma_i \gamma_j)\gamma_k \Delta\dot{u}\left(t - \frac{r}{\beta}\right) \qquad (2.9)$$

En la figura 2.3 se ha representado el patrón de radiación para las ondas internas correspondiente a la fractura de cizalla en el plano (x_1, x_2) y una dislocación en la dirección de x_1. Se puede observar que en ambos casos la radiación tiene cuatro lóbulos que se encuentran cada uno en un cuadrante y están separados entre sí por dos planos nodales.

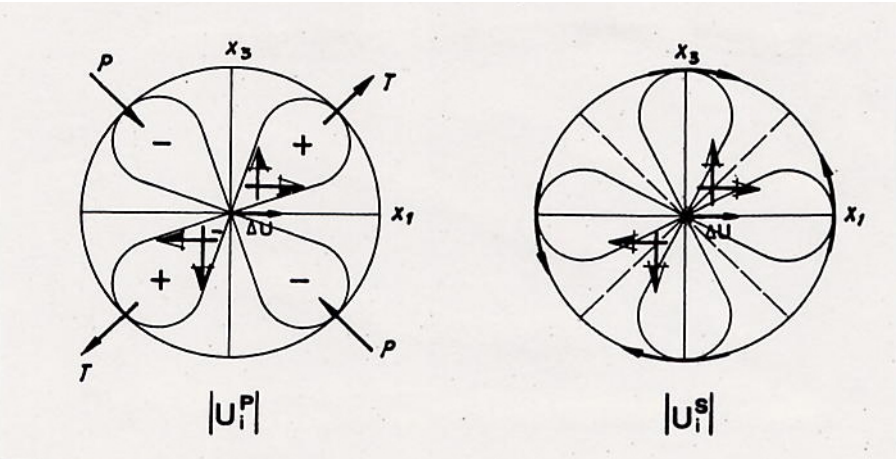


Figura 2.3. Patrón de radiación de las amplitudes de las ondas P y S para un doble par de fuerzas. (Udías, 1985)

En el caso de la onda P, los planos nodales corresponden a los ejes x_1 y x_3, es decir, al plano de fractura y a uno perpendicular a él. La dirección del desplazamiento es siempre radial y el signo es alternante en los cuatro cuadrantes, sus amplitudes máximas se encuentran a 45º de los planos nodales coincidiendo con los ejes de tensión y presión.

Los planos nodales de la onda S se encuentran formando 45º con el plano de fractura y su perpendicular, coincidiendo en el plano (x_1,x_3), con los puntos de máxima amplitud de ondas P. La dirección de la onda S es normal a la dirección radial y converge hacia los puntos a 45º de la dirección de la dislocación. Las amplitudes máximas de esta onda se encuentran sobre el plano de fractura y otro perpendicular.

Los desplazamientos obtenidos con este tipo de fuente sísmica son equivalentes a los que originaría un doble par de fuerzas sin momento resultante actuando sobre el foco del terremoto. El mismo campo de desplazamientos también se puede obtener considerando un sistema de fuerzas constituido por dos dipolos lineales de presión y tensión perpendiculares entre sí y formando 45º con el plano de falla.

2.5 Función temporal de la fuente sísmica. (STF)

La información de la evolución temporal de la ruptura está contenida en el momento sísmico escalar $M_o(t)$ y en la función $\Delta u(t)$. Estas funciones representan la relajación del momento sísmico escalar en el tiempo y la evolución de la dislocación en el tiempo a lo largo del proceso de fractura respectivamente. Ambas funciones se suelen denominar funciones temporales de la fuente sísmica (STF).

La dependencia temporal de la STF puede ser muy variada, pero debe cumplir dos condiciones: tomar el valor cero en el instante inicial, $t=t_0$, y permanecer constante una vez que haya alcanzado su valor máximo en $t>t_0$ puesto que la falla no vuelve a su posición inicial. El ejemplo más simple que cumple estas condiciones es la función escalón de salto M_o y Δu que se muestra en la Figura 2.4 junto con otra función temporal más realista que produce el mismo momento sísmico escalar y desplazamiento máximo.

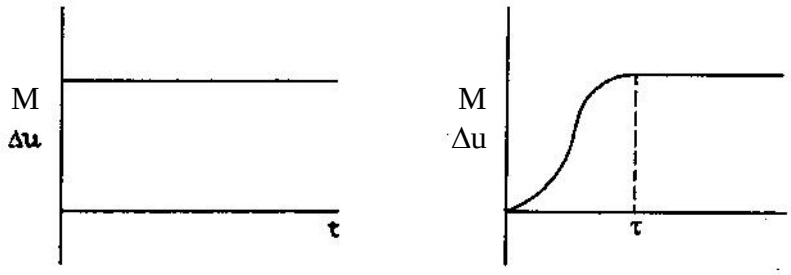


Figura 2.4. Dos ejemplos de funciones temporales de la fuente sísmica con un momento sísmico escalar final M_o y desplazamiento final Δu .

Como se puede observar en las expresiones 2.3, 2.4, 2.8 y 2.9, los desplazamientos elásticos de las ondas internas dependen de las derivadas de las funciones temporales de la fuente sísmica, $\dot{M}_{ij}(t)$ y $\Delta\dot{u}(t)$.

En la figura 2.5 se muestran las derivadas temporales de las dos funciones de fuente sísmica (STF) mostradas en la figura 2.4. En la segunda función, la función temporal en velocidades aumenta desde cero hasta su valor máximo y luego vuelve a valer cero al cabo de un tiempo de formación τ .

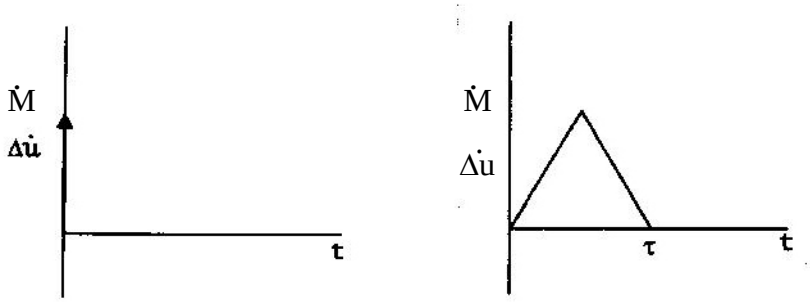


Figura 2.5. Derivadas de las funciones temporales mostradas en la figura 2.4.

En algunas ocasiones puede ser necesario introducir en los modelos de generación de sismogramas sintéticos unas funciones temporales de la fuente sísmica más complejas que las que se han mencionado con el fin de reproducir la complejidad del proceso de fractura. En estos casos se suele utilizar una secuencia de diferentes triángulos o trapecios con distintas alturas. De esta manera se puede representar un proceso de fractura que tenga diferentes aceleraciones, deceleraciones e incluso paradas aún en la aproximación de foco puntual.

2.6. Otros modelos de fractura: dimensiones del foco.

Hasta ahora se ha considerado un modelo de fuente puntual que será el que se utilice para la modelización de formas de onda de los terremotos a profundidad intermedia que se estudian en el presente trabajo. Sin embargo, para calcular las dimensiones de la fuente sísmica es necesario utilizar un modelo de foco con dimensiones, esto es, la dislocación Δu se extiende sobre una cierta superficie de área S.

Existen numerosos modelos de fractura dependiendo de la geometría de la fuente y de la velocidad con la que se propaga la dislocación desde el punto de iniciación hasta los límites de la fractura. Los más sencillos son la fractura rectangular (Haskell, 1964) y la circular (Brune, 1970).

La transformada de Fourier de los desplazamientos correspondientes a los distintos modelos de fuentes extensas presentan unas características comunes: la amplitud espectral toma un valor aproximadamente constante para valores bajos de frecuencia y a partir de una frecuencia dada la amplitud espectral decae al aumentar la frecuencia. Esta frecuencia que marca la separación entre los dos comportamientos de la amplitud espectral se denomina frecuencia de esquina.

En la figura 2.6. se representa el espectro de amplitud de las ondas sísmicas originadas por un modelo de fractura con dimensiones.

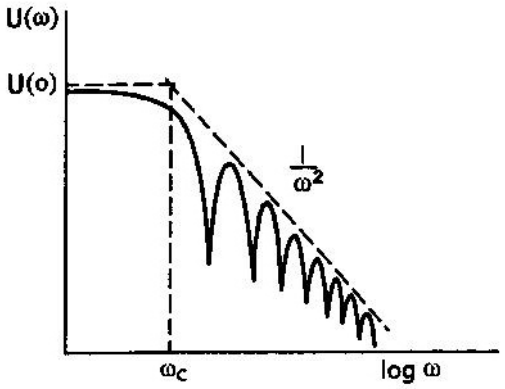


Figura 2.6. Espectro de amplitud de las ondas sísmicas originadas por un modelo de fractura con dimensiones. Definición de frecuencia de esquina (Udías, 1999)

El análisis espectral de las ondas sísmicas es uno de los métodos más utilizados para obtener el valor del momento sísmico escalar y las dimensiones de la fractura de un terremoto.

El momento sísmico escalar se puede obtener a partir de la amplitud de la parte plana del espectro para valores bajos de frecuencia. En el caso de las ondas P, el momento sísmico escalar viene dado por la expresión 2.10: (Hank y Wyss,1972)

$$M_o = \frac{4\Omega_o \pi \rho \alpha^3 r}{g(\Delta) \cdot c_Z(i_0) \cdot R_P(\phi, \delta, \lambda, i_h)} e^{\left(\frac{\omega r}{\alpha Q}\right)} \qquad (2.10)$$

Donde:

Ω_0 : amplitud de la parte plana del espectro de las ondas P.

ρ: densidad en el foco.

α: velocidad de la onda P en el foco.

r: distancia medida a lo largo del rayo.

$g(\Delta)$: expansión geométrica.

$C(i_0)$: efecto de la incidencia del rayo en la superficie libre de la tierra.

Q: factor de calidad o factor de atenuación anelástica.

$R_P(\phi, \delta, \lambda, i_h)$: patrón de radiación de las ondas P.

Asimismo, las dimensiones de la fractura se pueden determinar a partir de la frecuencia de esquina del espectro de amplitud. Por ejemplo, el modelo de falla circular (Brune,1970) el radio de la falla está relacionado con la frecuencia de esquina de las ondas S mediante la expresión:

$$a = \frac{2.33\beta}{\omega_C{}^S} \qquad (2.11)$$

donde *a* es el radio de la falla, β la velocidad de las ondas S y ω_C^S la frecuencia de esquina del espectro de las ondas S.

2.7. Modelización de formas de ondas: Correcciones

El sismograma teórico **s(t)**, es el resultado de la convolución del desplazamiento generado por el terremoto **u(t)**, la propagación de las ondas en el medio **Q(t)** y el

efecto del instrumento utilizado para el registro de la onda **I(t)** como se expresa a continuación:

$$s(t) = u(t) * Q(t) * I(t) \qquad (2.12)$$

que en el dominio de frecuencias equivale a:

$$s(\omega) = u(\omega) \cdot Q(\omega) \cdot I(\omega) \qquad (1.13)$$

Si se quiere modelar las formas de las ondas P y S considerando el modelo utilizado para la resolución del problema directo (fuente puntual y dislocación de cizalla representada por un doble par de fuerzas) los desplazamientos *u(t)* generados por el terremoto vienen dados por las expresiones (1.10) y (1.11). Para obtener los sismogramas teóricos es necesario añadir a estas expresiones la respuesta instrumental ($I(\omega)$) y los efectos del medio: son la atenuación anelástica y disipación ($G(\omega)$), y el efecto de la superficie terrestre ($C_Z(i_0)$).

A continuación se detallan cada una de estas contribuciones:

- La respuesta instrumental I(ω).

La función de transferencia del instrumento es un operador lineal que reproduce de forma conjunta todos los efectos introducidos en la señal durante el proceso de adquisición de datos (sismómetro, amplificador, filtros analógicos,...). Esta función suele darse en términos de la Transformada de Laplace y por tanto se indican los valores de sus polos y ceros (raices del denominador y numerador) de tal manera que una expresión genérica de la función de transferencia en el domino de frecuencias sería:

$$I(s) = C \cdot \frac{\prod_{j=1}^{n}(s - z_j)}{\prod_{k=1}^{m}(s - p_k)} \qquad (2.14)$$

donde *C* es una constante propia de cada instrumento y z_j y p_k son los ceros y los polos de la función de transferencia respectivamente. Los valores de la constante y de

los polos y ceros son características propias de cada instrumento y vienen dados por el fabricante.

- **Atenuación anelástica y disipación.**

La tierra no es perfectamente elástica, sino que siempre existen pequeños efectos anelásticos, lo que afecta a la transmisión de las ondas sísmicas. Estos fenómenos dan lugar a una atenuación de la energía sísmica que se produce en el foco a medida que ésta se propaga por el medio, que se manifiesta por un decaimiento de la amplitud de las ondas con la distancia al foco.

Por otro lado, la interacción de las ondas con obstáculos y heterogeneidades en su recorrido desde el foco a la estación da lugar al fenómeno conocido como disipación o *scattering*, que pese a ser un fenómeno diferente al de atenuación anelástica, produce un efecto parecido.

Ambos fenómenos se suelen modelar de forma simultánea a través de la reducción de amplitudes de las ondas de forma exponencial mediante el factor:

$$e^{\left(-\pi f t^{*}(f)\right)} \qquad (2.15)$$

donde t^* viene dado por

$$t^{*} = \int_{S} \frac{ds}{c(s)\,Q(s,f)} \qquad (2.16)$$

siendo S la trayectoria del rayo, c su velocidad de propagación y Q se define como el coeficiente de disipación específica, cuyo inverso es la fricción interna, que representa la fracción de energía disipada durante un periodo en cada onda.

Kjartansson (1979) postuló que es posible considerar un valor de Q constante para un rango de frecuencias entre 2 y 25 Hz en la tierra. Si además se considera un medio homogéneo como el utilizado en la resolución del problema directo, en el que la velocidad de propagación de las ondas es constante, el factor de corrección de amplitudes se simplifica:

$$e^{\left(\frac{-\pi f r}{Q c}\right)} \qquad (2.17)$$

donde r representa la distancia hipocentral.

- El efecto de la incidencia en la superficie terrestre C(i_0).

Otro efecto importante a la hora de modelar las formas de onda en las estaciones sísmicas, es el efecto de la incidencia de las ondas en la superficie libre de la Tierra. Esta contribución se suele tener en cuenta al modelar la forma de las ondas mediante un operador lineal, $c_z(i_o)$, que depende del ángulo de incidencia en la superficie, i_o.

Los coeficientes de corrección de la amplitud de la ondas P y S por la incidencia de éstas en la superficie libre de la Tierra se calculan utilizando las expresiones 2.18 y 2.19 (Deschamps et al. 1980):

$$c_Z(i_0) = \frac{2\cos i_0 \cdot \cos(2j_0)}{\cos^2(2j_0) + \frac{\beta^2}{\alpha^2}\operatorname{sen}(2i_0)\cdot\operatorname{sen}(2j_0)} \qquad (2.18)$$

$$c_R(i_0) = \frac{2\cos j_0 \cdot \cos(2j_0)}{\cos^2(2j_0) + \frac{\beta^2}{\alpha^2}\operatorname{sen}(2i_0)\cdot\operatorname{sen}(2j_0)} \qquad (2.19)$$

Siendo i_0 y j_0 los ángulos de incidencia de las ondas P y S respectivamente, y α y β sus velocidades en la superficie. La primera expresión corresponde a la corrección para las ondas P y la segunda a las ondas S.

CAPÍTULO 3
METODOLOGÍA PARA LA DETERMINACIÓN DEL MECANISMO FOCAL

El estudio del mecanismo focal de los terremotos consiste en determinar los procesos físicos que han tenido lugar en el foco del terremoto. A partir del mecanismo focal es posible obtener el estado de esfuerzos en la región focal.

En este capítulo se presenta la metodología empleada para la determinación del mecanismo focal de los terremotos de profundidad intermedia. El proceso consta de tres etapas que se describen en los tres apartados de este capítulo:

1º) En primer lugar se utiliza el método de la polaridad de la primera llegada de las ondas P para calcular una orientación preliminar de los planos de falla.

2º) A continuación se utiliza el método de modelización de forma de ondas utilizando un modelo de fuente cinemática y foco puntual como el descrito en el apartado anterior. La comparación de los sismogramas sintéticos y observados permite obtener información sobre la función temporal de la fuente sísmica y el valor del momento sísmico escalar del terremoto a la vez que se realiza un reajuste la orientación preliminar de los planos de falla.

3º) Por último, se realiza el análisis espectral de los registros observados para determinar el momento sísmico escalar y las dimensiones de la fuente. Los resultados obtenidos se comparan con los valores obtenidos en la modelización.

En todo el proceso se han supuesto conocidos los parámetros que localizan al terremoto en el espacio (hipocentro) y en el tiempo (hora origen).

3.1. Método de la polaridad de las ondas P.

El método de la polaridad del primer impulso de la onda P se ha utilizado para determinar una orientación preliminar de los planos de falla de los terremotos estudiados en este trabajo. (Brillinger et al.,1980; Udías y Buforn, 1984; Buforn, 1994)

Este método es muy sencillo. Está basado en el patrón de radiación de la onda P para un modelo de foco puntual, representado por un doble par de fuerzas sin momento resultante que se explicó en el apartado anterior (figura 2.3).

El método consiste en determinar los planos ortogonales que delimitan los cuatro cuadrantes de dilataciones y compresiones en los que está dividido el patrón de radiación de las ondas P. Uno de esos planos corresponderá al plano de falla.

La separación de los cuatro cuadrantes no se puede llevar a cabo directamente a partir de la distribución de las observaciones sobre la superficie terrestre debido a la curvatura de las trayectorias de los rayos desde el foco a la estación. Para corregir este efecto, se introdujo el concepto de esfera focal (esfera de material homogéneo, de radio unidad y situada con su centro sobre el foco sísmico).

La posición de cada observación sobre la esfera focal se calcula recorriendo la trayectoria del rayo desde la estación hasta el foco y determinando el punto en el que el rayo corta a la esfera focal. La posición de ese punto se suele expresar a través de los dos ángulos:

- i_h: ángulo de incidencia en el foco, se mide desde la vertical y varía entre 0º y 180º.

- ϕ: azimut de la estación en el foco, es el ángulo que forma la dirección del rayo con el norte geográfico, medido en la dirección de las agujas del reloj, varía entre 0º y 360º.

Para el cálculo de estos dos ángulos es necesario considerar un modelo de variación de la velocidad con la profundidad. En el caso de distancias regionales, los modelos cuya variación de velocidad es lineal son los más adecuados puesto que en ellos i_h varía de forma continua con la distancia epicentral. En los modelos formados por distintas de capas de velocidad constante la representación de i_h frente a la distancia epicentral presenta discontinuidades.

Una vez determinados los ángulos i_h y ϕ, se representan las posiciones de las estaciones sobre la proyección estereográfica del hemisferio inferior de la esfera focal, distinguiendo las estaciones de polaridad positiva de las de polaridad negativa. La

determinación de los planos nodales se puede llevar a cabo de forma gráfica o utilizando métodos numéricos.

La gran ventaja de esta metodología, aparte de su sencillez, es la necesidad de poca información a partir del sismograma: basta con la lectura de la polaridad. Esto permite utilizar los registros sísmicos aún en el caso de que estén saturados.

Los principales inconvenientes son:

- Necesidad de un número elevado de observaciones con buena cobertura azimutal.
- El método no indica cuál de los dos planos corresponde al plano de falla ni proporciona información alguna sobre la función temporal de la fuente sísmica. Por ello es conveniente completar el estudio del mecanismo del terremoto utilizando otros métodos.

En este trabajo se ha utilizado el programa numérico CASSOL (Udías y Buforn, 1984) para la determinación de los ángulos i_h y ϕ. Este programa está orientado a la resolución de problemas a distancias regionales, por lo que utiliza un modelo de velocidad que varía linealmente con la profundidad. Los datos necesarios para la ejecución del programa son: la localización del hipocentro del terremoto, las coordenadas de las estaciones y los gradientes de velocidad.

Una vez obtenidas las coordenadas de cada una de las estaciones sobre la esfera focal, se han determinado la orientación de los planos de falla mediante el programa numérico *MECSTA* (Udías y Buforn, 1984; Udías y Buforn, 1988), basado en el modelo probabilístico desarrollado en 1980 por Brillinger, Udías y Bolt. Este programa, además de la orientación de los planos nodales y los ejes de tensión y compresión, también suministra una estimación de las varianzas de los parámetros focales.

3.2. Modelización de forma de ondas.

El método de la modelización de forma de ondas internas se ha utilizado para la determinación de la función temporal de la fuente sísmica (STF) y el momento sísmico escalar de cada terremoto.

Este tipo de métodos se basan en el análisis de la forma de onda generadas por el terremoto (polaridad, amplitud, contenido frecuencial, etc). Para ello, se comparan las formas de las ondas P y S observadas en cada estación con los sismogramas sintéticos obtenidos a partir de un modelo de fuente sísmica de fuente puntual. La comparación de la forma de onda se puede llevar a cabo de manera visual o bien de manera numérica.

La minimización de las diferencias entre el sismograma sintético y el observado permite ajustar los parámetros que definen el modelo de fuente sísmica como son la orientación, la función temporal de la fuente sísmica y el momento sísmico escalar del terremoto.

El método de modelización se suele aplicar a terremotos con observaciones a distancias telesísmicas, esto es, con distancias epicentrales entre 30º y 90º. Existen diversos programas numéricos para realizar la modelización (Deschamps et al. 1980; Helmberger, 1983; Nabelek, 1984)

La aplicación del método de modelización de formas de onda a distancias regionales (distancias epicentrales entre 100km y 500km) es más complicado. En este caso, la estructura del medio tiene gran importancia en las formas de onda y es difícil separar en el sismograma la parte de la forma de onda debida a efectos de la fuente de la parte debida al efecto de la propagación en el medio, siendo necesarios modelos detallados de estructura de la corteza y manto superior propios de la región de estudio. (Helmberger et al, 1980).

Sin embargo, si se trata de terremotos de profundidad intermedia o profundos a distancias regionales, el problema se puede resolver utilizando únicamente las ondas directas para la modelización. En ese caso, las trayectorias de los rayos correspondientes a través de la corteza son prácticamente verticales y por lo tanto no se ven muy afectados por la estructura de la misma (Buforn,1997).

Las principales ventajas que presenta el método de modelización de formas de onda frente a otros métodos de determinación del mecanismo focal de los terremotos son:

- En el caso de tener un número pequeño de registros o poca cobertura azimutal permite reajustar la orientación de los planos nodales obtenido a partir de la polaridad de las ondas P.

- Aporta información sobre la función temporal de la fuente sísmica y sobre el tamaño del terremoto.

Los principales inconvenientes son:

- Es necesario utilizar para la modelización registros sísmicos de buena calidad y que no estén saturados para modelar correctamente la amplitud de las ondas.
- Es necesario conocer los valores de atenuación anelástica, Q, de la zona de estudio puesto que la solución de la modelización no es única y es necesario separar el efecto del medio del de la fuente.

En el presente trabajo, se ha utilizado el programa numérico MODELAR2 para la construcción de sismogramas sintéticos. Este programa se describe detalladamente en el apartado siguiente y está basado en el algoritmo de modelización desarrollado por Deschamps et al. (1980) para sismogramas de largo periodo y más tarde adaptado a terremotos de profundidad intermedia registrados a distancias regionales por Buforn et al. (1997).

Para la ejecución del programa son necesarios ciertos parámetros iniciales para cada estación: la forma de la onda P (valores numéricos de la amplitud), el ángulo de incidencia en el foco, azimut, ángulo de incidencia en la estación y características del instrumento de medida. Además, también es necesario conocer una orientación preliminar del plano de falla dado por sus valores ϕ, δ y λ; la profundidad del terremoto, el parámetro de atenuación anelástica del medio Q, y la función temporal de la fuente sísmica dada en forma de triángulo o trapecio f(t). Con todos estos datos se obtiene un primer sismograma sintético y se compara con el observado. Sucesivas iteraciones permiten obtener la solución que presenta un mejor ajuste en un número máximo de estaciones.

Para la aplicación del programa a los terremotos estudiado en este trabajo, se ha modificado el programa original (Buforn et al, 1997) introduciendo diversas mejoras como:

- Se obtienen los sismogramas sintéticos en todas las estaciones en cada ejecución. De esta forma, se evita tener que introducir la localización y características de la fuente sísmica cada estación.

- Para la comparación de los sismogramas sintéticos y observados se calcula el error cuadrático medio relativo RMS. Este parámetro permite medir de manera numérica la diferencia entre las formas de onda.

- También se han introducido en el algoritmo iteraciones variando ligeramente el valor de la profundidad y el parámetro de atenuación anelástica del medio Q de tal manera que el algoritmo converja a la solución que minimice RMS relativo.

- Se ha modificado la forma de introducir la respuesta instrumental para la aplicación del algoritmo a registros de Banda Ancha además de los registros de Periodo Corto.

- Se ha implementado el programa para que tanto la entrada como la salida de sismogramas sea en un formato apto para el posterior análisis numérico de la señal.

Para la presentación de los resultados del método de modelización se ha creado el programa PLT-MODEL cuyo algoritmo también se describe en el capítulo siguiente. Este programa utiliza como dato de entrada un fichero de texto creado por el programa MODELAR2.

3.3. Análisis espectral de la forma de ondas.

El análisis espectral de las ondas sísmicas es uno de los métodos más utilizados para la determinación del tamaño del terremoto y las dimensiones de la fractura. Esta técnica se basa en la dependencia del espectro de amplitudes con las dimensiones de la fuente sísmica y la función temporal de la fuente sísmica.

La determinación del momento sísmico y las dimensiones de la fractura se determinan utilizando las expresiones 2.10 y 2.11 del capítulo anterior. Para ello es conveniente representar en un gráfico bilogarítmico la amplitud espectral de las ondas frente a la frecuencia. Previamente se han debido corregir las señales por la respuesta instrumental, el patrón de radiación y todos los factores que afectan a la propagación de las ondas.

Los datos necesarios para la aplicación de esta metodología son:

- Registro digital de las ondas P o S. Estos registros deben ser lo suficientemente largos para que recojan bien toda la información de las ondas en el espectro frecuencias.
- Función de transferencia del instrumento.
- Patrón de radiación.
- Coeficiente de atenuación anelástica.

La principal ventaja de este método es su simplicidad. Por otro lado, la solución obtenida para el momento sísmico escalar a partir de la amplitud del espectro es bastante estable si se utilizan longitudes de onda mayores que las dimensiones de la fuente sísmica.

Por el contrario, este método también presenta algunos inconvenientes, como son:

- En el caso de terremotos de magnitud pequeña, las dimensiones de la fractura se ven afectadas por la atenuación y es necesario calcular un valor medio a partir de resultados obtenidos en distintas estaciones.
- No todos los espectros tienen un comportamiento claro y algunos no se podrán utilizar.

Para la aplicación de esta metodología se ha utilizado el programa SAC para el tratamiento de la señal y el cálculo de los espectros. La determinación de las constantes Ω_0 y ω_C se han obtenido a partir de un análisis visual de los espectros de amplitud. Por último, la realización de los cálculos del momento sísmico escalar y dimensiones de la fractura se han obtenido mediante una tabla de EXCEL.

CAPÍTULO 4
DESCRIPCIÓN DEL ALGORITMO DE MODELIZACIÓN

En este capítulo se describe de manera detallada el algoritmo utilizado para la modelización de la forma de ondas. En los dos primeros apartados se describen los dos programas utilizados y en el último apartado se hace un estudio de la sensibilidad del algoritmo en conjunto.

4.1. Descripción del programa MODELAR2.

Objetivo y características del algoritmo MODELAR2:

El algoritmo genera los sismogramas sintéticos de las ondas internas de un máximo de 20 estaciones en cada ejecución, para ello son necesarios como datos de entrada: la función temporal de la fuente sísmica, la localización y la orientacion de los planos de falla del terremoto, el parámetro de atenuación Q, el modelo litosferico y la respuesta instrumental de cada estación.

Con los sismogramas sintéticos construidos se calcula el error cuadrático medio relativo ($RMS_{relativo}$) respecto a los sismogramas observados. También se obtiene el valor del momento sísmico escalar (M_0).

El algoritmo permite realizar distintos ensayos variando el valor de la profundidad del foco y construye distintos ficheros de salida según la profundidad.

Por otro lado, el algoritmo también incluye la posibilidad de variar el valor del parámetro de atenuación, Q, dentro de un intervalo acotado por el usuario y que puede ser diferente para cada estación. Para cada iteración el programa muestra por pantalla el valor del $RMS_{\mathbf{relativo}}$ correspondiente y guarda como sismograma sintético definitivo el que minimice dicho error.

El programa está implementado en FORTRAN77 y realiza llamadas a subrutinas del programa SAC2000 (Tapley y Tull, 1992) para la lectura y escritura de sismogramas en este formato.

Parametros de entrada:

Para la ejecución del programa se utiliza una lectura de datos mediante dos ficheros de texto que resulta de gran simplicidad para el usuario:

- El primero de ellos, al que nos referiremos en adelante con un nombre genérico de *sismo.dat,* debe contener la información del terremoto y las características del foco (coordenadas hipocentrales, fuente sísmica, orientacion de los planos de falla, velocidad de las ondas P y densidad en el foco, etc). En la figura 4.1 se muestra el contenido de un fichero *sismo.dat* y se indica cada una de las variables de entrada.

Sismo.dat

.02 8	- *Intervalo de tiempo de muestreo y potencia de 2 para la FFT.*
21 noviembre 2002 (Malaga)	- *Referencia.*
36.532 -4.470	- *Latitud y longitud del epicentro (º).*
8.5 3.0	- *Valores α (km/s) y ρ (g/cm^3) en el foco.*
92 5 2	- *Profundidad (km), incremento prof. y nº iteraciones*
1	- *Nº fuentes a utilizar.*
.12 .12	- *Tiempo t_1 y t_2 de la 1ª fuente(s). (ver figura 4.5)*
.2 .1	- *Comienzo de la 1ª fuente (s) y altura máxima.*
87.67 46.55 -109.15	- *ϕ, δ y λ de la falla. (1ª fuente)*
280.78 13.78	- *Φ y θ eje T. (1ª fuente)*
11.08 89.93	- *Φ y θ eje P. (1ª fuente)*
1	- *Nº de estaciones a utilizar.*

Figura 4.1. Ejemplo de fichero de entrada sismo.dat.

- El segundo fichero de texto debe especificar las características de las estaciones en las que se quiere modelar el sismograma (su posición respecto al foco, su respuesta instrumental, la atenuación anelástica, etc). A este fichero le denominaremos *estaciones.dat*. En la figura 4.2 se presenta un ejemplo de este fichero y se explica cada uno de los parámetros que contiene.

Para el funcionamiento del programa, además de estos dos ficheros, es necesario tener la respuesta instrumental de cada una de las estaciones que se van a utilizar y los registros correspondientes en formato SAC. Todos estos archivos deben colocarse en el mismo directorio donde se ejecute el programa.

Estaciones.dat

EMAL	- *Nombre de la estación*
emal2.sac	- *Fichero del sismograma observado en formato SAC.*
B	- *Instrumento. (B.Banda Ancha / R-Corto Período)*
tedese.cal	- *Fichero con la respuesta instrumental.*
1	- *Tipo onda (1-P, 3-SH)*
16.0 9.78	- *Ángulo incidencia en el foco y la estación. (º)*
400. 400.	- *Valores mínimo y máximo de Q.*
13.1.	- *Tiempo de recorrido de la onda P. (s)*
25.73 188.09 8.09	- *Dist. Epicentral (km), azimut (º), backazimut (º).*
ZZ	- *Componente a modelar.*
1.	- *Polaridad de la onda a modelar.*

Figura 4.2. Ejemplo de fichero de entrada estaciones.dat

Parámetros de salida.

El programa genera los siguientes ficheros de salida:

- Un fichero de texto, *salida.dat*, que resume los cálculos realizados por el programa y los resultados más importantes.

- Dos o más archivos de salida (*dib.par1, dib.par2, etc*) que se pueden utilizar como ficheros de entrada del programa PLT-MODEL. Este nuevo algoritmo se explica en el apartado siguiente y permite dibujar los resultados de la modelización. El número de ficheros "*dib.par*" se corresponde con el número de iteraciones en profundidad. Por ejemplo, si se ejecutase el programa con los archivos de texto mostrados en las figuras 4.1 y 4.2, se obtendrían dos ficheros de salida: el primero (*dib.par1)* con los resultados de la modelización correspondientes a una profundidad de 92km, y el segundo (*dib.par2)* con la misma información para una profundidad de 97km. En la figura 4.3 se muestra el primero de ellos.

Dib.par1

```
21 de noviembre de 2002  (Málaga)
 .3  .6 0 0.15 5 1 0
 2.E-02  256
 87.67  46.55  -109.15
 92.0
 280.78    13.78
 11.080    89.93
 6
 EMAL 188.1  16.0   emal2.sac  EMALsint.sac1  7.5   7.0   26.   400.   0.25   0.
 0.25
```

- *Referencia*
- *Parámetros para especificar características del dibujo.*
- *Intervalo de muestreo y número de puntos.*
- ϕ, δ *y* λ *de la falla. (1ª fuente)*
- *Profundidad (km).*
- Φ *y* θ *eje T. (1ª fuente)*
- Φ *y* θ *eje P. (1ª fuente)*
- *Nº de estaciones a utilizar*
- *Código estación – azimut -* i_h *- sism. observado - sism. sintético - posición X - posición Y - distancia epicentral (km) - valor de Q – RMS – Polaridad onda modelada (1 - dilatación / 0 – compresión)*
- *RMS medio.*

Figura 4.3. Ejemplo de fichero de salida dib.par

- Por otro lado, se crean automáticamente los sismogramas sintéticos correspondientes a cada estación y a cada valor profundidad en formato SAC. El nombre de cada uno de los ficheros contiene la información de la estación y de la iteración en profundidad correspondiente. Si se utilizan como ejemplo los ficheros mostrados en las figuras 4.1 y 4.2, se obtendrían dos ficheros SAC denominados EMALsint.sac1 y EMALsint.sac2 que corresponden a la estación de EMAL para los valores de profundidad focal de 92 y 97km respectivamente.

Estructura del programa

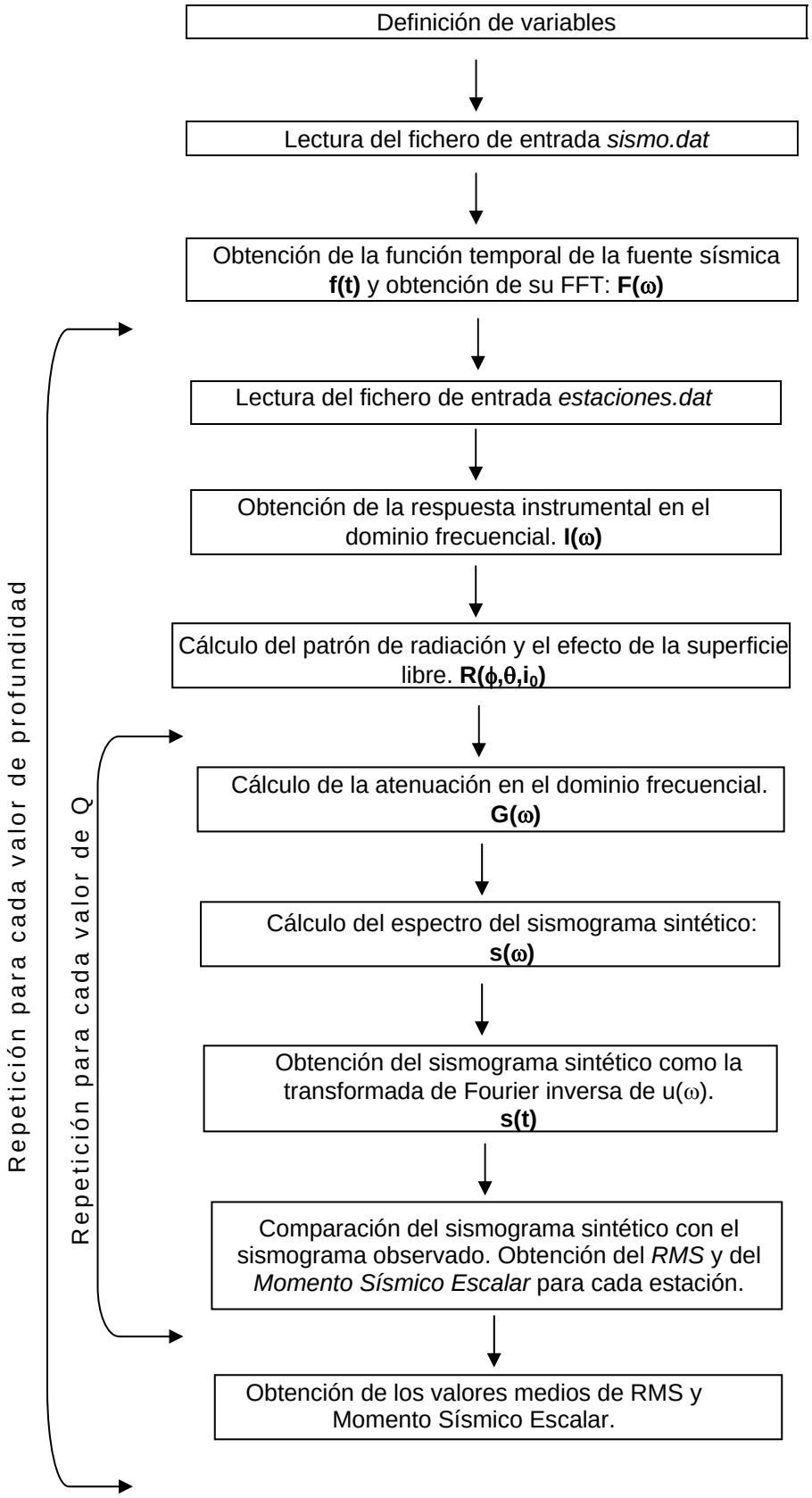


Figura 4.4. Diagrama de flujo del programa MODELAR2.

Descripción del funcionamiento del programa.

- **Cálculo de la función temporal de la fuente sísmica.**

Tras la primera parte del programa (declaración de variables y lectura del fichero de datos *sismo.dat*) el programa calcula la función temporal de la fuente sísmica con la geometría especificada por el usuario en el fichero de texto *sismo.dat.*

Esta función temporal debe obtenerse muestreada con un intervalo de muestreo, Δt, igual al de los registros digitales obtenidos en las estaciones.

El cálculo de la función de la fuente sísmica sólo se realiza una vez en cada ejecución puesto que la fuente sísmica es única en cada terremoto.

La subrutina implementada para la construcción de la función temporal de la fuente permite crear cadenas de fuentes formadas por uno o más triángulos y/o trapecios de cada uno de los cuales el usuario debe especificar los cuatro parámetros que se muestran en la figura 4.5.

- *t_i : Tiempo de inicio. (s)*
- *h: Altura máxima relativa.*
- *t_1+ t_2: Tiempo de subida (s)*

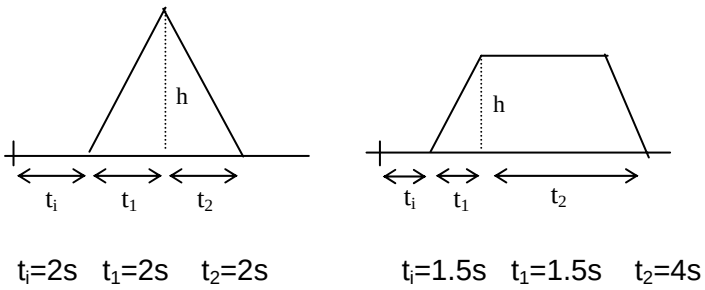


Figura 4.5. Parámetros que determinan la geometría de la fuente.

El programa permite combinar secuencias de triángulos y trapecios aún cuando solapen unos con otros, en cuyo caso en el dibujo de salida se observará la envolvente de la secuencia de fuentes.

A la vez que se va creando la función temporal, el algoritmo va calculando el área encerrada bajo la curva, que será necesaria después para normalizar la función resultante. El área final bajo la curva de la función temporal de la fuente sísmica corresponde al momento sísmico escalar del terremoto sintético generado.

Una vez creada la función de la fuente sísmica en el dominio temporal, f(t), es necesario pasar esta información al dominio frecuencial, $F(\omega)$, puesto que será en este dominio en el que se implementarán el resto de las contribuciones del sismograma sintético.

Para obtener $F(\omega)$ es necesario calcular la transformada de Fourier de f(t), que es una función muestreada y definida en un intervalo finito, esto da lugar a un espectro discreto cuyo contenido en frecuencias se está limitado superiormente por la frecuencia de Nyquist, $\omega_N = 1/(2\Delta t)$.

La anchura de las bandas elementales que forman el espectro depende de la longitud de la función temporal de la fuente sísmica que se haya tomado para el análisis ($\Delta\omega=1/N$) de manera que, cuanto mayor sea el intervalo temporal, mayor será la resolución espectral.

El número de puntos (potencia de 2) utilizado para el cálculo la transformada de Fourier debe ser especificado por el usuario en el fichero de datos *sismo.dat* y puede alcanzar un valor máximo de 2048 puntos. Es necesaria esta limitación en la implementación del algoritmo ya que la mayoría de las variables del programa se almacenan en vectores de 2500 componentes.

Por último, hay que resaltar que como el mecanismo puede no ser el mismo para todas las fuentes, es necesario obtener la transformada de Fourier de cada una de las fuentes por separado.

- **Lectura del sismograma observado y creación del sintético.**

El programa se ha implementado para que tanto los sismogramas observados de entrada como los sismogramas sintéticos de salida se obtengan en formato SAC, puesto que es éste uno de los programas más utilizados para el análisis de este tipo de datos. Para la lectura y escritura de los ficheros de datos en este tipo de formato ha sido

necesaria la utilización de subrutinas de conversión de datos de ASCII a SAC y viceversa.

Los archivos de los sismogramas sintéticos de salida se crean con las mismas características que los correspondientes registros de entrada: número de puntos, intervalo de muestreo, nombre de la estación, componente y fecha. Toda esta información se almacena en la cabecera de los ficheros SAC y es importante para el posterior análisis de la forma de onda (aplicación de filtros, giro de componentes, etc).

- **Correccion por la respuesta instrumental.**

El programa necesita un fichero de texto que especifique las características de cada instrumento para el cálculo de la contribución de la respuesta instrumental al sismograma sintético. Como se trabaja con sismogramas digitales la respuesta del instrumento debe darse en forma de los polos y ceros de la función de transferencia, así como la constante de multiplicación (figura 4.6). Es necesario un fichero distinto para cada tipo de instrumento utilizado.

Instrumento.dat

4.7256E+14	- *Constante de la función de transferencia.*
3	- *Número de ceros.*
0.00000 0.00000	- *Valor de cada uno de los ceros en forma*
0.00000 0.00000	*de parte real e imaginaria*
0.00000 0.00000	
5	- *Número de polos.*
-0.03700 -0.03702	- *Valor de cada uno de los polos en forma*
-0.03700 0.03702	*de parte real e imaginaria*
-251.33000 0.00000	
-131.04000 -467.29000	
-131.04000 467.29000	

Figura 4.6. Ejemplo de fichero de texto con las características de la respuesta instrumental.

A partir de los valores introducidos, el algoritmo construye la función de transferencia del instrumento, I(ω), según la expresión 1.17 y la evalúa para cada frecuencia.

Se ha introducido también en el programa la opción de construir la función de transferencia a partir de los valores de los parámetros de la constante de transducción G_o, la resistencia del amortiguamiento R_x, la resistencia de la bobina sensora R_L, la atenuación del amplificador de campo A_o y de los polos de este tipo de aparatos. Esta opción se ha implementado debido a que gran parte de los registros que se van a utilizar han sido obtenidos por instrumentos de periodo corto de la Red Sísmica Digital del Instituto Geográfico Nacional. Para construir la función de transferencia se ha utilizado la siguiente expresión (Tejedor y García, 1993):

$$I(\omega)= H_1(\omega)*H_2(\omega)= K\cdot\frac{s^5}{\prod_{i=1}^{5}(s-s_i)}\cdot\frac{10^8 A_o}{\prod_{i=1}^{5}(s-s_j)} \qquad (4.1)$$

donde la constante K toma el valor:

$$K=\frac{1}{1.22}\cdot G_o\frac{R_x}{R_x+R_L}\cdot 10^{\frac{90-A}{20}} \qquad (4.2)$$

Para el correcto funcionamiento del programa <u>todas las respuestas</u> deben expresarse en unidades de <u>cuentas/cm</u>.

- **Obtención del patrón de radiación y coeficientes en la superficie libre.**

El algoritmo calcula el valor del patrón de radiación a partir de la proyección de la posición de la estación sobre la esfera focal. Para ello el usuario debe introducir los valores del azimut (ϕ_{sta}) de cada estación y el ángulo salida del foco (i) del rayo correspondiente, a través del fichero *estaciones.dat.*

La expresión utilizada para el cálculo del patrón de radiación de las ondas P es la obtenida por Kanamori y Steward (1976):

$$R^P(\phi,i) = s_R(3\cos^2 i - 1) - q_L \operatorname{sen} 2i - p_L \operatorname{sen}^2 i \qquad (4.3)$$

Donde los coeficientes s_R, q_R, p_R son: ($\phi = \phi_{falla} - \phi_{sta}$)

$$
\begin{aligned}
s_R &= sen\ \lambda\ sen\ \delta \cos \delta \\
q_R &= sen\ \lambda \cos 2\delta\ sen\ \phi + \cos \delta \cos \lambda \cos \phi \qquad (4.4) \\
p_R &= sen\ \delta \cos \lambda\ sen\ 2\phi - sen\ \lambda \cos \delta\ sen\ \delta \cos 2\phi
\end{aligned}
$$

Los coeficientes de corrección de la amplitud de la onda P por la incidencia de ésta en la superficie libre de la Tierra se calcula utilizando la expresión 2.18 mostrada en el Capítulo 2.

- **Efecto de la atenuación anelástica y disipación.**

El efecto de la atenuación anelástica y disipación se manifiesta mediante una atenuación exponencial de la amplitud de las ondas que sigue la expresión 2.15. La transformada de Fourier de este operador se puede escribir como: (Deschamps et al., 1980)

$$G(\omega, T/Q) = \exp\left[-\omega \frac{T}{2Q} + i \frac{\omega T}{\pi Q} \log \frac{\omega}{\omega_1}\right] \qquad (4.5)$$

Donde T es el tiempo efectivo de recorrido y es otro de los datos que se debe introducir a través del fichero *estaciones.dat.* Se obtiene como la diferencia temporal entre la hora origen del terremoto y el tiempo de la llegada de la onda en cada una de las estaciones.

La frecuencia de referencia ω_1 se ha considerado 2π. En realidad este valor no tiene mucha importancia ya que su variación sólo desplaza el sismograma sintético en el eje temporal, pero no varía su forma.

- **Obtención del sismograma sintético y cálculo del Momento Sísmico Escalar.**

Una vez obtenido el patrón de radiación $R(\phi,\lambda,\delta,i)$, el coeficiente de incidencia en la superficie libre $c_z(i_0)$, y los operadores que contienen la información de la fuente sísmica $F(\omega)$, la atenuación anelástica $G(\omega,T/Q)$ y la respuesta instrumental $I(\omega)$, el programa

calcula, utilizando un valor normalizado para un momento sísmico escalar de 10^{18} Nm, el espectro del sismograma sintético según la expresión (4.6):

$$s(\omega) = \frac{M_0}{4\pi\,\rho\,c^3\,r} R(\phi,\delta,\lambda,i)\cdot c_Z(i_0)\cdot F(\omega)\cdot G(\omega,T/Q)\cdot I(\omega) \qquad (4.6)$$

De esta manera se obtiene el espectro del sismograma sintético s(ω) en velocidad. (Se puede observar que al convolucionar con el operador I(ω), se transforma la señal de desplazamientos a velocidades al mismo tiempo que se añade la respuesta instrumental). El registro sintético en el dominio temporal, s(t), se obtiene haciendo la transformada de Fourier inversa de s(ω).

El algoritmo calcula el valor del momento sísmico escalar M_0 en unidades de 10^{18}Nm para cada forma de onda modelado. Este valor lo obtiene como el cociente de la amplitud máxima de la onda observada y la amplitud máxima de la onda sintética modelada.

Para obtener la forma de onda con la amplitud correcta es necesario multiplicar s(t) por el valor del M_0 obtenido en unidades de 10^{18}Nm. Mediante esta operación estamos fijando que la amplitud del sismograma sintético sea igual que la del observado, es decir, estamos tratando de modelar la forma de la onda pero no la amplitud de la misma.

Al final del programa se calcula el valor medio del momento sísmico escalar a partir de los valores obtenidos en cada estación.

- **Obtención del RMS relativo.**

Para evaluar de manera numérica la similitud entre la forma de onda sintética y la observada el algoritmo obtiene, punto a punto, el valor del error cuadrático medio relativo de la amplitud sintética frente a la observada de acuerdo con la expresión (4.7):

$$RMS_{relativo} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N^o ptos} (S_i^{\sin t} - S_i^{obs})^2}{\sum_{i=1}^{N^o ptos} (S_i^{obs})^2}} \qquad (4.7)$$

Siendo S_i^{obs} la amplitud del sismograma observado en el instante "i" expresado en cuentas y S_i^{sint} la amplitud del sismograma sintético en el instante "i" expresado en cuentas.

Al igual que con el valor del momento sísmico escalar, al final del algoritmo se calcula el valor medio del $RMS_{relativo}$ a partir de los resultados obtenidos en cada estación.

- **Limitaciones del algoritmo:**

A la hora de construir los ficheros de entrada para cada sismo, se deben recordar un par de consideraciones básicas que, de no cumplirse, pueden dar lugar a resultados erróneos:

- Todos los registros obtenidos en las estaciones que se vayan a utilizar en cada ejecución del programa deben tener el mismo intervalo de muestreo. Este requisito es necesario puesto que todos los sismogramas sintéticos se obtienen a partir de una misma función temporal de la fuente, que debe estar muestreada con el mismo intervalo temporal que los registros observados.

- A la hora de definir la forma de la función temporal de la fuente sísmica se deben dar valores de t_1 y t_2 múltiplos del intervalo de muestreo para que los vértices de cada una de las figuras esté bien definido. Si esto no ocurriese la forma de la fuente no es la deseada como puede observarse en la figura 4.7 .

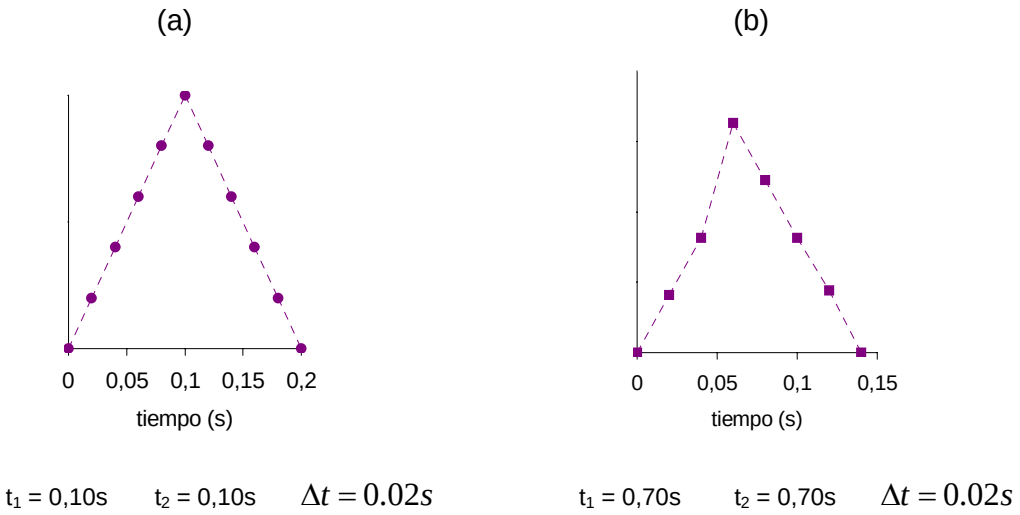


Figura 4.7. Funciones temporales de la fuente sísmica sin normalizar con tiempos t_1 y t_2 múltiplos (a) y no múltiplos (b) del intervalo de muestreo .

4.2. Descripción del programa de dibujo PLT-MODEL.

Objetivo y características del progrma PLT-MODEL.

Este programa permite representar gráficamente la solución de la modelización final obtenida por el programa modelar2: orientación de los planos nodales, los ejes de presión y tensión, situación de las observaciones sobre la esfera focal, función temporal de la fuente sísmica y simogramas sintéticos y observados correspondientes a cada una de las estaciones utilizadas.

Al igual que el programa MODELAR2, este algoritmo está implementado en FORTRAN77 y realiza llamadas a subrutinas del programa SAC2000 (*Seismic Analisis Code*) para la lectura y escritura de sismogramas en este formato.

Parámetros de entrada.

El programa PLT-MODEL tiene por entrada el resultado de la modelización (orientación de los planos de falla, función temporal de la fuente sísmica, sismogramas sintéticos, etc). El programa admite directamente el archivo de texto “dib.par” (figura 4.3) generado por el programa MODELAR2 que contiene esta información por lo que no es necesario crear ningún archivo de texto adicional.

Es conveniente ejecutar este programa en el mismo directorio que el programa MODELAR2; en caso contrario, sería necesario copiar en el nuevo directorio los archivos de SAC que contienen los sismogramas sintéticos y observados, así como el archivo “fuente.dat” con la información sobre la función temporal de la fuente sísmica.

Parámetros de salida.

La salida del programa PLT_MODEL consiste en la representación gráfica de la solución de los planos de falla conjuntamente con los sismogramas sintéticos y observados de cada estación. La figura se crea en un fichero de formato postcript con el nombre genérico “plt.ps”. Un ejemplo de este fichero se muestra en la figura 4.8.

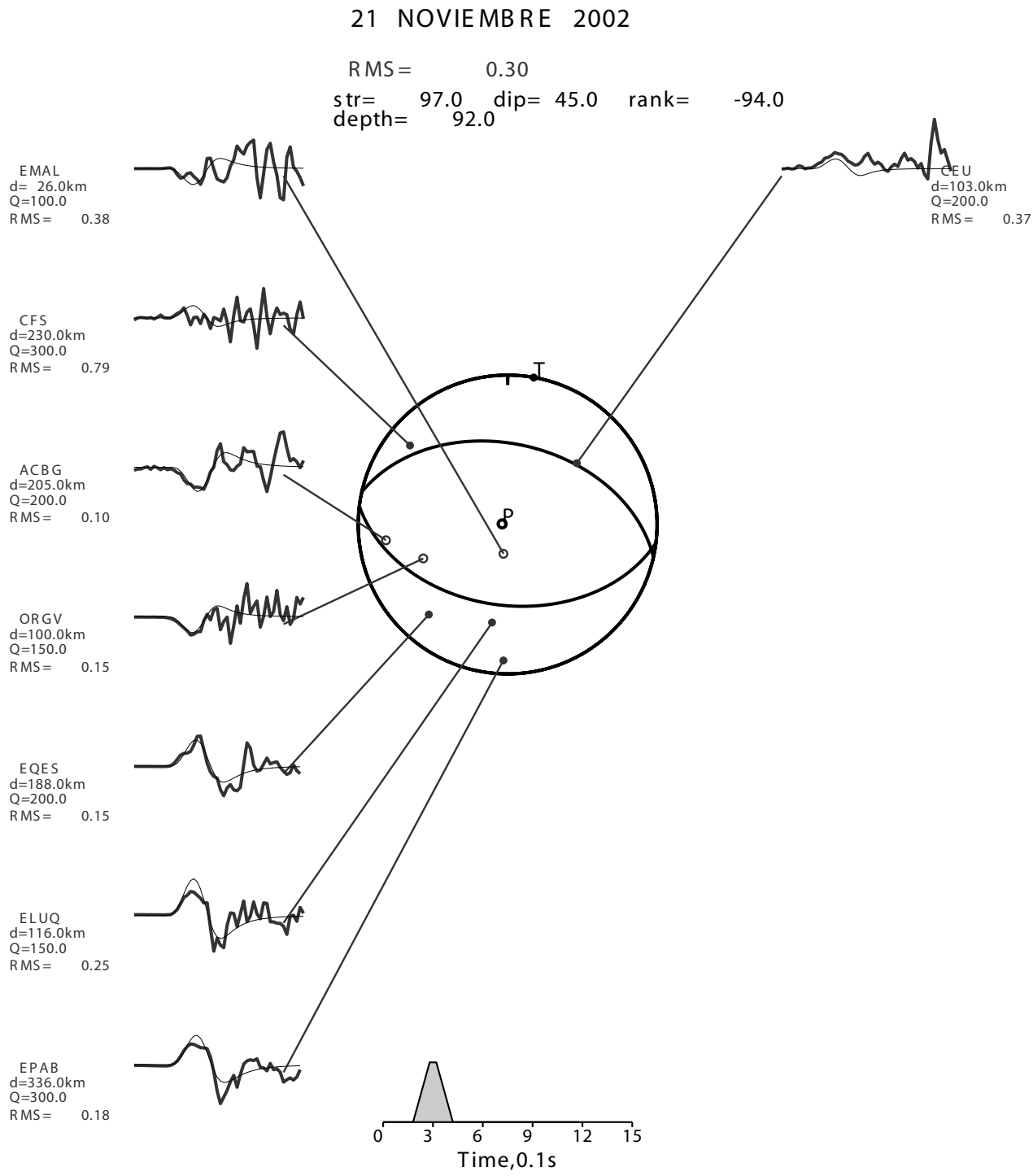
A continuación se detalla cada uno de los elementos que forman la figura 4.8:

- En la parte superior de la representación, aparece la referencia del sismo, la profundidad del terremoto, la solución del plano de falla y el valor del error cuadrático medio relativo obtenido.

- En el centro de la figura se encuentra la solución final del mecanismo (planos nodales y ejes T y P) junto con la posición de las observaciones sobre la esfera focal. Para la representación se ha utilizado la proyección de Smith del hemisferio inferior de la esfera focal. Las observaciones señaladas con puntos negros corresponden a compresiones y los puntos blancos a dilataciones.

- A ambos lados de la esfera focal se han representado los sismogramas correspondientes a cada estación. En línea gruesa se muestran las formas de ondas observadas y en trazo fino las sintéticas. Los pares de sismogramas están normalizados a la máxima amplitud, es decir, la escala vertical puede variar de una estación a otra, pero es la misma entre el sintético y el observado correspondiente. La escala horizontal (tiempo) es la misma en todos los casos y se muestra en la parte inferior de la figura.
  Al lado de las formas de ondas, se han colocado los parámetros correspondientes a cada estación (código, distancia epicentral, parámetro Q y error cuadrático medio correspondiente a la modelizacion).

- En la parte inferior de la figura se muestra la función temporal de la fuente sísmica normalizada utilizada en la modelización cuya escala horizontal es la misma que la de los sismogramas.



Fígura 4.8. Ejemplo de fichero de salida "plt.ps"

4.3. Sensibilidad de la modelización ante variaciones en los parámetros de entrada.

Influencia del modelo de velocidades.

La consideración de un modelo de velocidades es necesaria para la determinación de la posición de las observaciones sobre la esfera focal, como ya se ha comentado en el capítulo anterior. En el caso de terremotos de profundidad intermedia, la influencia es mayor cuanto mayor es la distancia epicentral.

Por otro lado, el modelo de velocidades establece el valor de la distancia epicentral máxima (i_h=90º) para la cual los rayos de incidencia en el foco se encuentran en el hemisferio superior de la esfera focal. Este valor determina el límite de distancias epicentrales para las que es válida la metodología descrita para la modelización de forma de ondas.

Se ha comprobado cómo influyen en la distancia epicentral máxima los distintos parámetros que caracterizan un modelo de velocidades representado por un gradiente lineal de velocidades en la corteza y otro gradiente distinto en el manto terrestre.

En la figura 4.9 se muestran tres modelos teóricos con diferentes gradientes de velocidad de las ondas P en la corteza terrestre. A la derecha, se muestran las distancias epicentrales máximas obtenidas con cada uno de los modelos para profundidades de los terremotos entre 60 y 100km. Se puede comprobar que cambios relativamente importantes en este parámetro afectan muy poco a la distancia epicentral máxima. Esto se debe a que en el caso de terremotos de profundidad intermedia y distancias regionales los rayos atraviesan la corteza casi verticalmente sin verse influidos por las heterogeneidades de la misma.

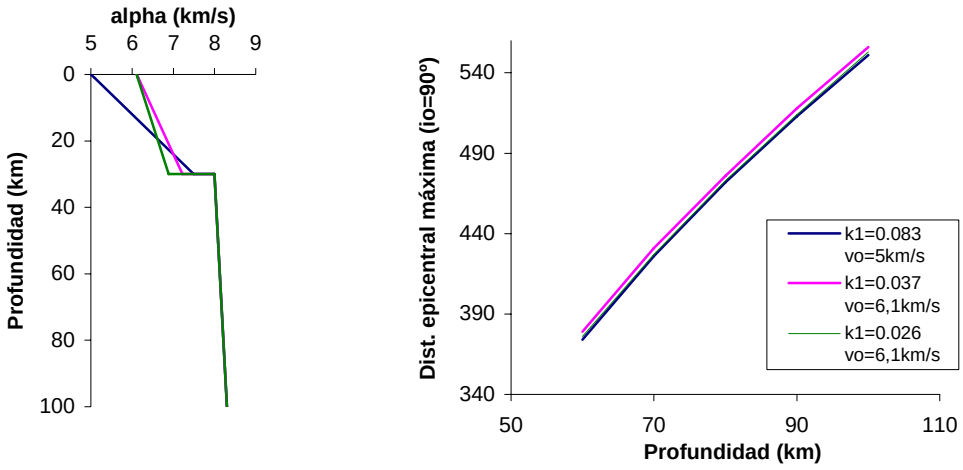


Figura 4.9. Influencia en la distancia epicentral máxima del gradiente de velocidad en la corteza.

En la figura 4.10 se muestran tres modelos de velocidad de las ondas P cuya única diferencia es la profundidad a la que se encuentra la discontinuidad de Mohorovicic. A la derecha, se han representado las distancias epicentrales máximas frente a la profundidad del terremoto correspondientes a cada uno de los modelos. Según se puede observar en los gráficos, este parámetro tiene mayor influencia que el anterior, aunque, en general, la discontinuidad corteza-manto suele estar bien determinada por perfiles sísmicos en la zona de estudio.

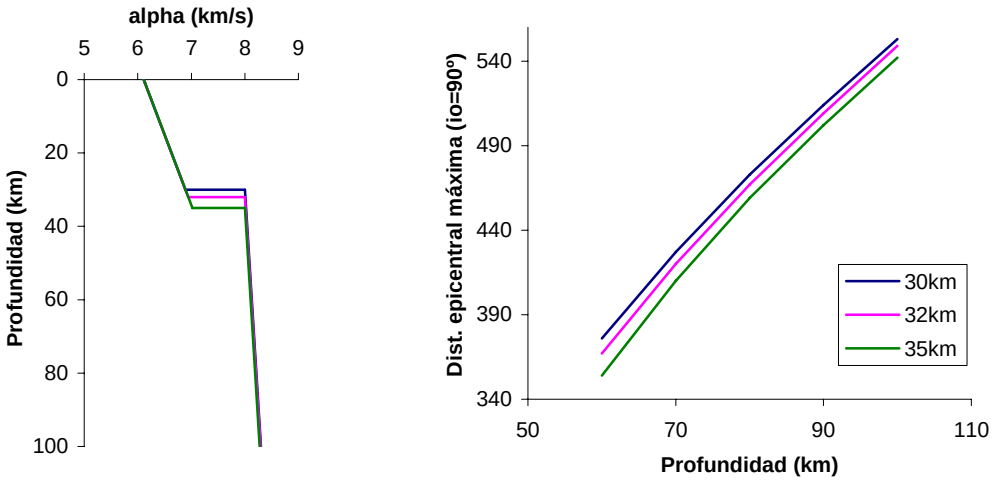


Figura 4.10. Influencia en la distancia epicentral máxima de la profundidad del Moho.

Por último, se ha comprobado la influencia en la distancia epicentral máxima del gradiente de velocidad en el manto terrestre. Para ello se han considerado los tres modelos mostrados en la figura 4.11. En el gráfico de la derecha se puede observar que este parámetro tiene una influencia mucho mayor que los parámetros anteriores: las distancias epicentrales máximas varían de 270km a 560km para un terremoto a profundidad de 60km según el modelo de velocidades considerado.

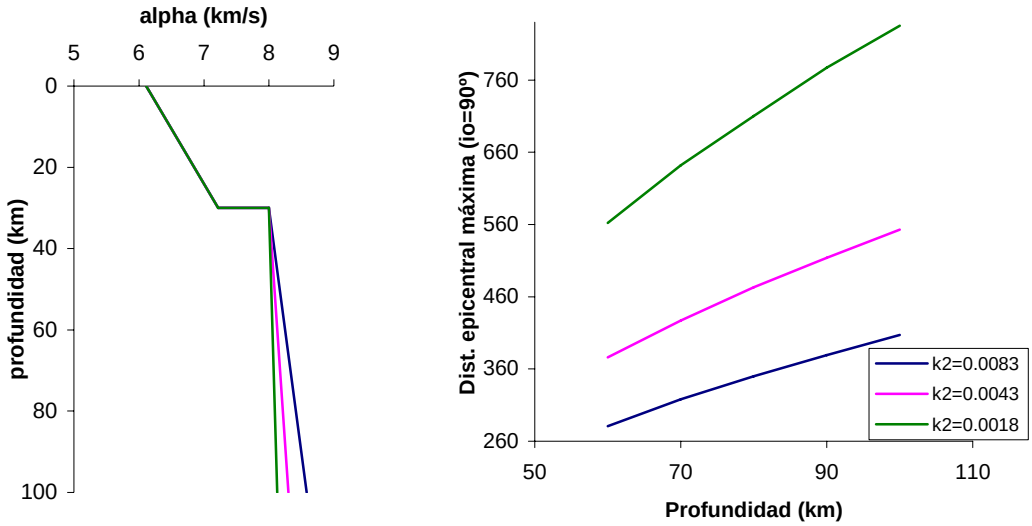


Figura 4.11. Influencia en la distancia epicentral máxima del gradiente de velocidades en el manto.

Por lo tanto, es importante utilizar un modelo de velocidades cuya variación en el manto sea lo más cercana posible a la realidad, ya que de él depende el número de observaciones que podemos utilizar en la modelización de forma de ondas. El problema que se suele plantear es que no suelen existir estudios regionales de las velocidades de las ondas sísmicas por debajo de la discontinuidad del Moho y, en la mayoría de los casos, es necesario recurrir a modelos globales que describan en comportamiento de las ondas para profundidades mayores a 40km.

Influencia de la profundidad.

El valor de la profundidad del foco sísmico interviene en la resolución del problema del mecanismo a la hora de calcular la posición de las observaciones en la esfera focal para la determinación de la orientación de los planos de falla.

La profundidad suele ser la coordenada hipocentral con mayores incertidumbres asociadas, por ello es conveniente estudiar si ligeras variaciones en dicho parámetro afectan mucho a las soluciones finales de la modelización.

Por otro lado, las variaciones en profundidad influyen también en la forma y la amplitud las ondas sintéticas modeladas y en consecuencia, en el valor del momento sísmico escalar. De manera que, si se ha considerado una profundidad mayor que la profundidad correcta, el momento sísmico escalar obtenido estará subestimado y se ha considerado una profundidad menor que la profundidad real, el valor del momento sísmico escalar será mayor que el valor correcto.

Se ha comprobado el efecto de variaciones de ±10km en el valor de la profundidad con la metodología que se va a emplear para la modelización de forma de ondas de terremotos intermedios a distancias regionales. Durante todo el proceso se ha considerando un modelo de Tierra con un gradiente de velocidades en el manto semejante al del modelo global IASPEI'91. Se han observado los siguientes efectos:

- Los ángulos de incidencia en el foco de las distintas estaciones varían entre 4º y 6º en el caso de terremotos a 60-70km de profundidad y entre 2º y 3º en el caso de terremotos a 80-90km de profundidad. Estas diferencias no tienen importancia a la hora de calcular los planos de falla puesto que son mucho menores de los márgenes de error de los planos.

- Los cambios en el patrón de radiación y forma de ondas no son apreciables, por lo que el error cuadrático medio obtenido es prácticamente el mismo.

- El valor del momento sísmico escalar varía aproximadamente $5 \cdot 10^{13}$ Nm por cada 10km de variación en profundidad entre 60 y 100km. Este valor sólo es relevante en el caso de que sea mayor que la dispersión del momento sísmico escalar medio.

En la figura 4.12 se muestran los valores del RMS obtenidos al variar la profundidad del sismo del 1 de enero de 1994 en el Mar de Alborán respecto a la profundidad real 68km. Se han utilizado 10 estaciones en la modelización. (Anexo 3)

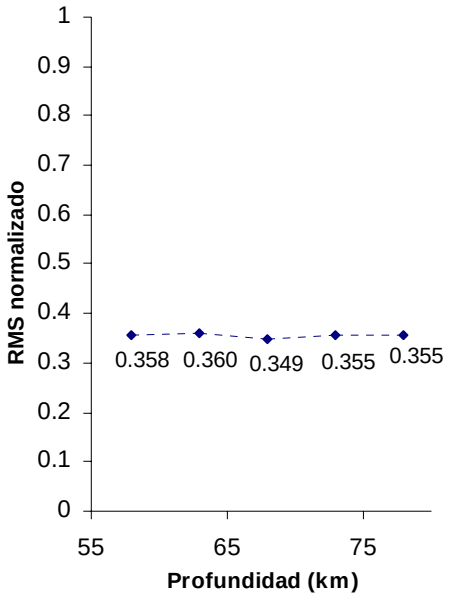


Figura 4.12. Influencia de la profundidad en los valores del RMS relativo del sismo del 1 de enero de 1994. (h=68km)

En conclusión, para el caso de terremotos de profundidad intermedia y observaciones a distancias regionales, el algoritmo es poco sensible a variaciones en el valor de la profundidad del sismo. Por lo tanto, no será correcto ajustar este parámetro como resultado de la modelización y es necesario tomar un valor fijo para dicho parámetro.

Influencia de la orientación de los planos de falla.

La orientación de los planos de falla es una de las contribuciones más importantes a la forma de ondas: determina su polaridad e influye también en la amplitud de la misma.

Si la orientación de los planos de falla difiere de la orientación correcta, puede ocurrir que algún sismograma sintético tenga polaridad contraria al sismograma observado correspondiente. Por otro lado, los momentos sísmicos obtenidos en las estaciones diferirán mucho entre sí y la dispersión de dicho parámetro será muy grande.

En este trabajo se han realizado distintas modelizaciones para cada terremoto variando en 10º y 20º cada parámetro de la orientación preliminar de los planos de falla determinada por el método de polaridad de las ondas P. En todos los casos se ha tomado por solución correcta aquella que presenta menor RMS y menor dispersión del valor momento sísmico obtenido.

Influencia de la forma de la función temporal de la fuente sísmica.

La función temporal de la fuente sísmica (STF) es uno de los parámetros del mecanismo del terremoto que pretendemos conocer a través de la modelización. Por ello, es conveniente comprobar que el método responde el método de diferente manera ante diferentes valores de los parámetros que definen la STF.

En primer lugar se ha comprobado la influencia de la anchura de la STF en la forma del sismograma sintético. En la figura 4.13 se muestran los sismogramas sintéticos correspondientes a STF de forma triangular y distintas anchuras. Se puede observar que a medida que aumenta la anchura de la STF también aumenta la longitud de onda del sismograma sintético. En todos los casos se ha utilizado un terremoto de 60km de profundidad y una estación de distancia epicentral 180km con Q=400.

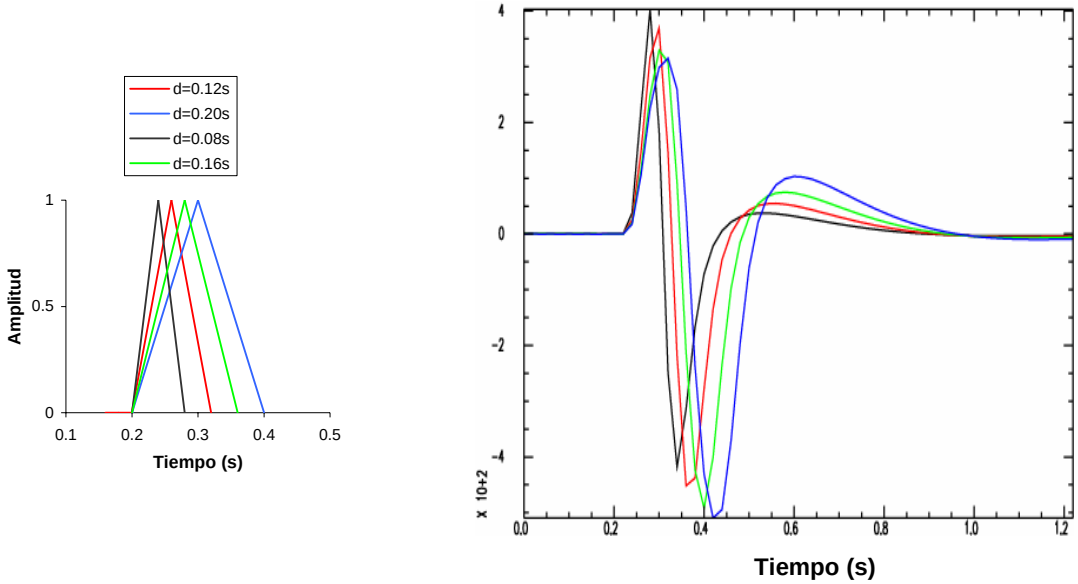


Figura 4.13. Efecto de la anchura de la STF sobre la forma de ondas. Se ha utilizado en todos los casos una STF triangular a 60km de profundidad y una estación situada a 180km del epicentro. Q=400.

Por otro lado, también se ha comprobado que es posible distinguir los sismogramas sintéticos originados por una STF de forma triangular de los originados por una STF trapezoidal o constituida por más de una fuente sísmica. En la figura 4.14 se muestran las formas de onda sintéticas correspondientes a una STF triangular, una trapezoidal y una fuente doble. En todos los casos se ha utilizado un terremoto de 60km de profundidad y una estación de distancia epicentral 180km con Q=400.

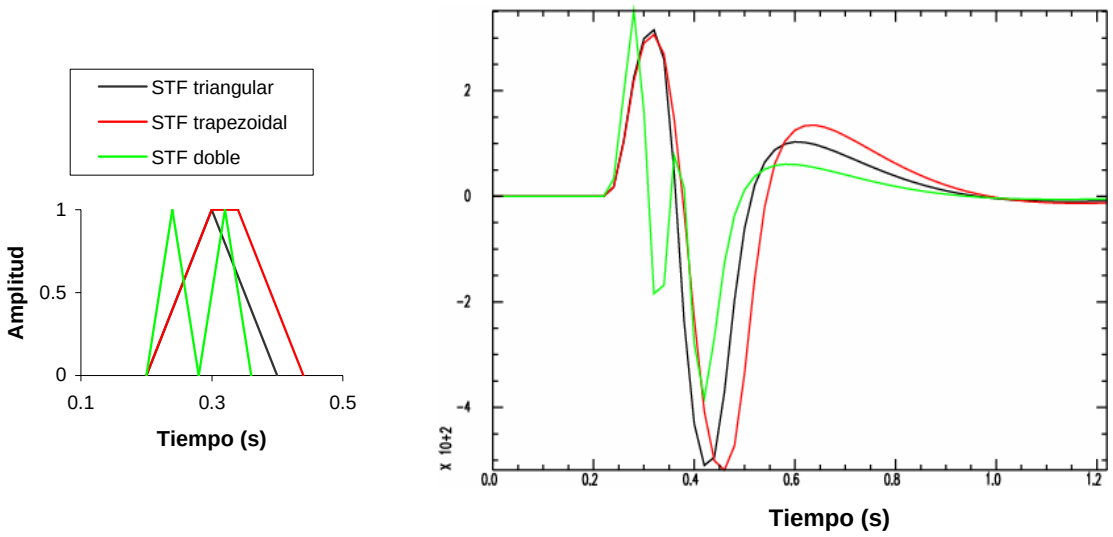


Figura 4.14. Efecto de la forma de la STF sobre el sismograma sintético. Se ha fijado en todos los casos la profundidad de 60km y se ha considerado una estación situada a 180km del epicentro. Q=400.

Otra cuestión importante que se debe establecer es con cuánto detalle podremos describir la forma de la STF como solución del método de modelización. Hay que recordar que en ningún caso se podrán observar irregularidades en la forma de la STF que tengan menor anchura que el intervalo de muestreo, como se comentó en el apartado 4.1.

Resumiendo, se ha comprobado que el algoritmo utilizado es sensible a variaciones en la anchura y en la forma de la STF siempre que sean mayores que el intervalo de muestreo de los registros. Por tanto, es correcto utilizar este algoritmo para determinar la forma de la STF de los sismos.

Influencia del parámetro de atenuación anelástica Q.

El operador que describe la corrección da la atenuación anelática actúa como un filtro sobre la forma de ondas, de tal manera que el factor de calidad utilizado adelanta o retarda la señal y modifica su amplitud.

Como el algoritmo utilizado por el programa MODELAR2 ajusta la amplitud de la onda sintética a la amplitud de la onda observada, las variaciones en el parámetro de atenuación anelástica Q se manifestarán en el desplazamiento de la forma de ondas en

el eje temporal y en el valor del momento sísmico obtenido. Este efecto puede comprobarse en la figura 4.15.

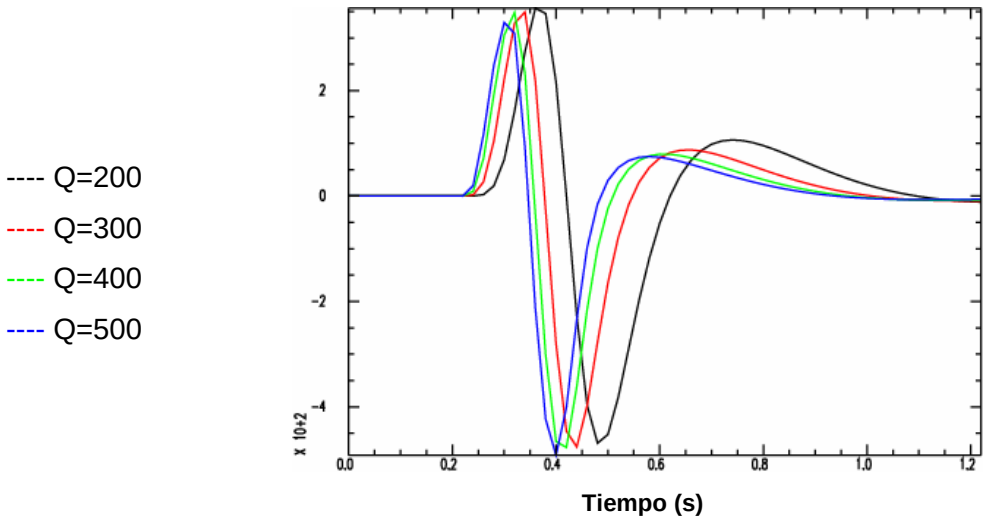


Figura 4.15. Efecto del parámetro de atenuación anelástica sobre la forma de ondas. Se ha utilizado en todos los casos una STF triangular de 0.06s de duración a 60km de profundidad y una estación situada a 180km del epicentro.

Como se puede observar, la influencia de este parámetro sobre la forma de onda es muy parecida a la influencia de la duración de la función temporal de la fuente sísmica. Como ya se ha comprobado en estudios anteriores, es posible obtener el mismo sismograma sintético utilizando STF de corta duración y bajos valores de Q que utilizando STF más largas y mayores valores de atenuación. (Buforn et al, 1997).

Para no cometer el error de justificar efectos debidos a la fuente sísmica como causa de la atenuación anelática y viceversa, en este trabajo se han impuesto las siguientes restricciones:

- La fuente sísmica debe ser única para cada terremoto.

- Los valores de la atenuación Q obtenidos deben ser similares a los obtenidos en anteriores estudios de terremotos de profundidad intermedia en la misma zona. (Morales et al. 1991; Buforn et al, 1997; Buforn y Coca, 1994; Coca, 1999)

- Para terremotos con hipocentros cercanos, los valores de Q obtenidos en cada estación deben ser los mismos.

CAPÍTULO 5
APLICACIÓN A TERREMOTOS INTERMEDIOS EN EL MAR DE ALBORÁN.

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos al aplicar la metodología expuesta en los capítulos 3 y 4 a doce terremotos de profundidad intermedia ocurridos en la región del Mar de Alborán.

Asimismo se compararán los resultados con los obtenidos en este estudio con los obtenidos en estudios anteriores para terremotos de profundidad intermedia en la misma zona (Buforn et al. 1988; Medina y Cherkaoui, 1992; Coca y Buforn, 1994; Buforn et al.,1997; Coca, 1999; Morales et al., 1999).

5.1. Selección de sismos.

Como ya se ha citado, se han elegido, para la comprobación del algoritmo propuesto en este trabajo, doce terremotos de profundidad intermedia ocurridos en el periodo 1994-2002 en el Sur de la Península Ibérica. Las magnitudes m_b(Lg) son mayores o iguales a 3.4 y las profundidades oscilan entre 52km y 92km (IGN). Siete de los epicentros correspondientes están situados en la provincia de Málaga y cinco en el Noroeste del Mar de Alborán. Todos los terremotos seleccionados se han registrado al menos en 60 estaciones.

En la tabla 5.1 se muestran las coordenadas hipocentrales de los terremotos seleccionados según el catálogo del Instituto Geográfico Nacional. EH y EZ representan los intervalos de error en horizontal y en profundidad medidos en kilómetros y Nsta es el número de estaciones utilizado en la determinación hipocentral.

Tabla 5.1. Coordenadas hipocentrales de los terremotos utilizados para este estudio. (Base de datos del Instituto Geográfico Nacional)

Ref.	Fecha	Hora (h:m:s)	Long. (ºE)	Lat. (ºN)	Prof. (km)	EH (km)	EZ (km)	Nsta	m_b. (IGN)	Localidad
1	01/01/94	9:00:06	-4.38	36.57	68	1	2	60	3.5	S MALAGA
2	17/03/95	13:36:57	-4.34	36.83	56	1	2	80	4.0	ALFARNATE
3	18/11/95	8:23:38	-4.32	37.02	52	1	2	64	3.6	ALFARNATE
4	28/11/95	13:55:30	-4.38	36.70	68	1	2	68	3.5	E MALAGA
5	22/06/96	20:34:36	-4.45	36.71	68	1	2	96	3.9	MALAGA
6	27/12/96	3:21:16	-4.65	36.56	59	1	2	88	3.8	FUENGIROLA
7	18/03/97	3:08:33	-4.26	36.96	58	1	1	99	3.6	ALFARNATE
8	20/08/97	2:44:02	-4.74	36.38	65	2	2	91	4.2	SE MARBELLA
10	03/07/02	1:53:35	-4.18	36.78	63	3	4	91	3.4	SW BENAMOCARRA
11	04/07/02	5:34:00	-4.17	36.78	63	4	5	60	3.4	MOCLINEJO
12	24/08/02	10:08:08	-4.60	36.40	69	4	12	96	4.2	SW MALAGA
13	21/11/02	19:01:13	-4.47	36.53	92	3	4	91	4.3	COSTA FUENGIROLA

Como se puede observar en la tabla 5.1, las determinaciones hipocentrales de los terremotos ocurridos en el año 2002 tienen mayores incertidumbres que los anteriores. Esto se debe a que los datos correspondientes a estos terremotos se han tomado del *Boletín Provisional de Sismos Próximos* por no estar publicado el *Boletín de Sismos Próximos del año 2002*.

Para la determinación del mecanismo de los terremotos se considerarán fijas todas las coordenadas hipocentrales mostradas en la tabla anterior.

En la figura 5.1a se muestra la distribución geográfica de los epicentros de los terremotos elegidos. Las figuras 5.1b y 5.1c muestran dos proyecciones verticales con orientación NS y EW respectivamente. En todos los casos las referencias asociadas a los epicentros se corresponden con las de la tabla 5.1.

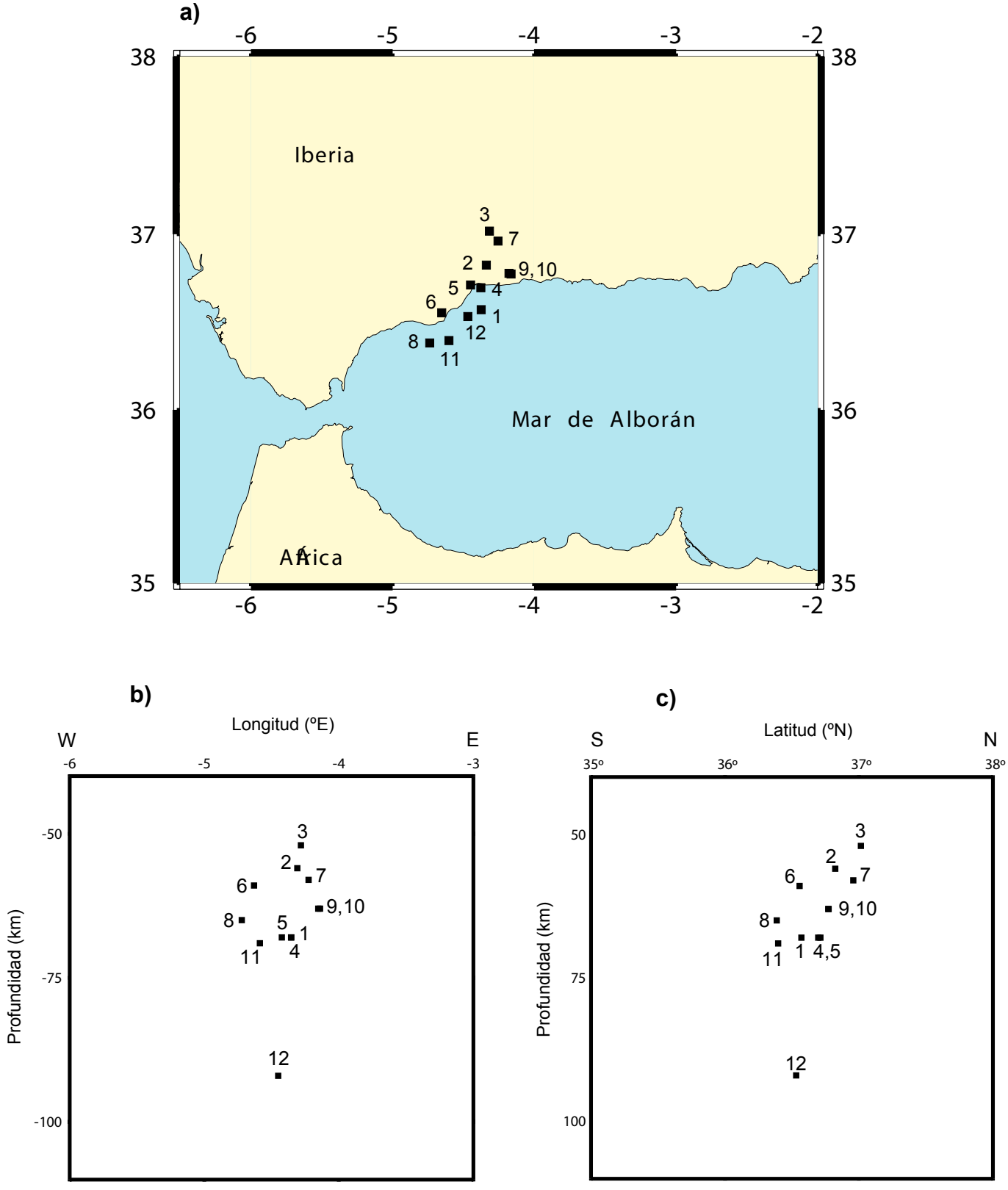


Figura 5.2. Localización de los terremotos de profundidad intermedia elegidos en este estudio. Las referencias utilizadas se corresponden con las de la tabla 5.1. (a) Distribución geográfica de epicentros. (b) Proyección vertical con orientación NS. (c) Proyección vertical con orientación EW.

5.2. Registros utilizados.

Según el tipo de registros sísmicos que se utilizará para su estudio se pueden dividir los terremotos enumerados en el apartado anterior en dos grupos:

El primer grupo englobaría los ocho sismos ocurridos entre 1994-1997. Para estos terremotos sólo se dispone de datos correspondientes a las estaciones de la Red Sísmica Nacional (RSN) perteneciente al Instituto Geográfico Nacional (IGN). La mayoría de las estaciones de esta red son de corto periodo y únicamente registran la componente vertical, salvo la estación de EMAL (Málaga) en la que se dispone de tres componentes. En las estaciones EQUE, ERIP y PAB se dispone de estaciones de Banda Ancha con tres canales.

El segundo grupo corresponde a los terremotos ocurridos durante el año 2002. Para el estudio de estos terremotos se dispone, además de los registros correspondientes a la Red Sísmica Nacional, de otros registros de estaciones de Banda Ancha correspondientes a otras redes sísmicas instaladas en la zona. Se han utilizado estaciones de Banda Ancha pertenecientes a cuatro redes diferentes:

- Red Sísmica Digital Española (RSDE) perteneciente al Instituto Geográfico Nacional.

- Red ROA/UCM/GFZ perteneciente al Real Observatorio de la Armada (Cádiz), a la Universidad Complutense (Madrid) y al GeoForschungsZentrum Postdam (Alemania).

- Red GEOFON perteneciente al GeoForschungsZentrum Postdam (Alemania).

- Red temporal TEDESE. Red temporal perteneciente al Real Observatorio de la Armada (Cádiz), a la Universidad Complutense (Madrid) y al GeoForschungsZentrum Postdam (Alemania).

La determinación de la orientación de los planos de falla mediante el método de la polaridad de las ondas P se ha llevado a cabo utilizando observaciones de todas las redes sísmicas indistintamente. Sin embargo, para el estudio de la STF mediante la

modelización de formas de onda no se han podido utilizar todos los registros de los que se dispone ya que no todas las estaciones registran con la misma frecuencia.

En este estudio se ha escogido un intervalo de muestreo de 0,02s, lo que ha permitido utilizar todos los registros de las estaciones sísmicas pertenecientes a las redes RSN y TEDESE, así como los registros de corto periodo de la red RSDE. Para la utilización de los registros de Banda Ancha de la red RSDE ha sido necesario remuestrear las series de datos originales puesto que presentaban un intervalo de muestreo de 0.01s. Por el contrario, los registros de las redes ROA/UCM/GFZ y GEOFON no se han podido utilizar para la modelización, en algunos casos, porque estas estaciones recogen 80muestras/s y en otros porque los canales correspondientes no estaban activos cuando ocurrieron los terremotos seleccionados.

En la figura 5.2 se muestra la distribución geográfica de todas las estaciones utilizadas y en el anexo1 se resumen por orden alfabético la localización y tipo de respuesta instrumental de todas las estaciones utilizadas en este estudio.

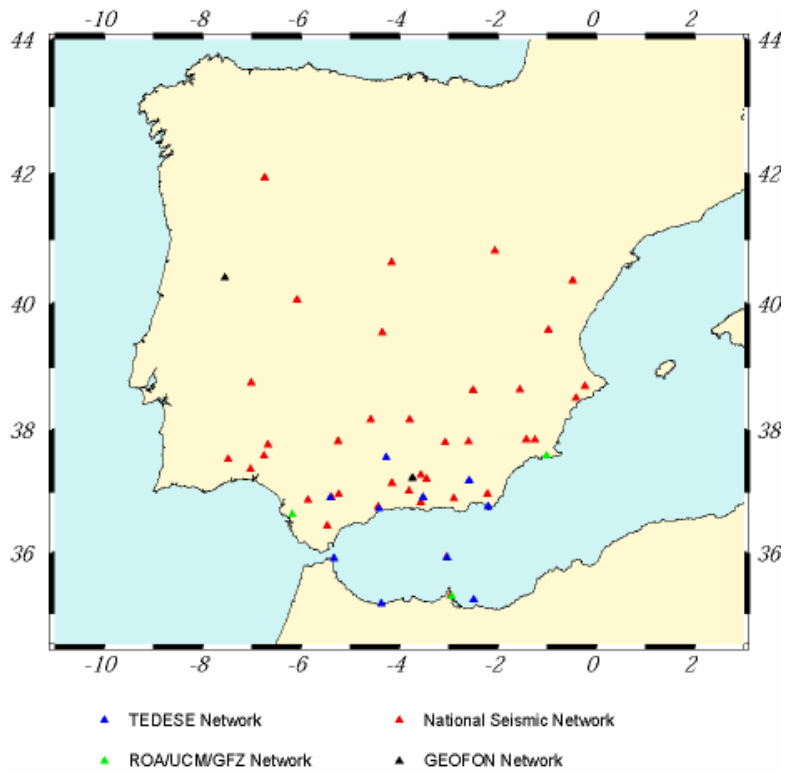


Figura 5.2. Distribución geográfica de las estaciones sísmicas empleadas en el cálculo del mecanismo focal de los terremotos intermedios estudiados.

5.3. Modelo de velocidad utilizado.

En la zona de las Cordilleras Béticas y el Mar de Alborán se han realizado numerosos estudios geofísicos para profundizar en el estudio de la estructura de la corteza (Mezcua y Martínez Solares (1985); Medialdea et al, (1986); Dañobeitia et al (1996); Carbonell et al, (1998)).

Todos estos estudios han permitido obtener modelos corticales de gran precisión, pero sólo alcanzan profundidades máximas de 30-40km que son muy inferiores a las profundidades de los terremotos que se están estudiando. Por ello, es necesario recurrir a modelos globales (IASPEI-91, PREM, etc) para definir el modelo de velocidades en el manto.

En general, los modelos de velocidad se suelen expresar como una sucesión de capas dentro de cada una de las cuales el valor de la velocidad es constante, lo que da lugar a un perfil en forma de escalera. Sin embargo, como se ha comentado en el apartado anterior, para la metodología que se utiliza en el estudio del mecanismo de terremotos de profundidad intermedia, es conveniente considerar un modelo de velocidades que varíe de forma lineal con la profundidad.

El modelo utilizado se ha definido ajustando a una recta el modelo definido por Mezcua y Martinez Solares en 1983, hasta una profundidad de 30km. A esta profundidad se ha considerado la discontinuidad de Mohorovicic que separa la corteza inferior de la parte superior del manto. Para profundidades entre 30 y 100km se ha considerado un medio semiinfinito y se ha ajustado por una línea recta el modelo global IASPEI-91. Se ha elegido este modelo de velocidad porque es el más parecido al modelo utilizado para la elaboración del catálogo de sismicidad (Instituto Geográfico Nacional) del que se ha tomado la localización de los terremotos.

En la figura 5.3 se muestra el modelo de velocidad de las ondas P considerado para la determinación del plano de falla de los terremotos intermedios y la modelización de forma de ondas, junto con otros modelos de velocidad propuestos para la zona.

Por otro lado, la relación entre la velocidad de las ondas P y las ondas S se ha tomado como 1.68 (Carbonell et al 1998).

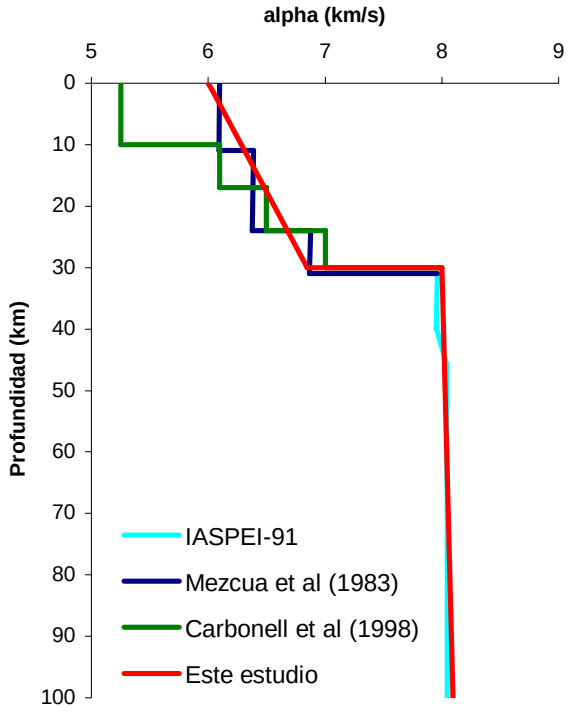


Figura 5.3. Modelo de velocidad de las ondas P utilizado para la determinación del mecanismo focal de los terremotos intermedios y otros modelos de velocidad propuestos para la zona.

5.4. Resultados obtenidos.

Orientación de los planos de falla

La determinación de la orientación del plano de falla de los doce terremotos se ha llevado a cabo utilizando la metodología explicada en el capítulo 3. EN primer lugar se ha determinado una orientación preliminar de dicho plano a partir de la polaridad de las ondas P. El resultado se ha corregido mediante la modelización de formas de onda.

El número de observaciones que se han utilizado para el estudio del mecanismo varía entre 9 y 28 en el método de la polaridad de las ondas P y entre 5 y 11 estaciones para las modelizaciones.

Los sismos ocurridos entre 1994 y 1997 (terremotos 1-8) han sido estudiados utilizando registros de corto periodo para la modelización de forma de ondas. En el caso de los sismos de julio de 2002 (terremotos 9 y 10) se han realizado dos determinaciones diferentes: primero utilizando sismogramas de corto periodo y luego con registros de banda ancha, debido a la escasez de datos de buena calidad de que se dispone de cada tipo. Por último, los sismos de agosto y noviembre de 2002 (terremotos 11 y 12) se han estudiado utilizando para la modelización sólo registros de banda ancha ya que son los de mejor calidad.

Los resultados de la orientación del plano de falla obtenidos mediante las dos metodologías se muestran en la tabla 5.2. Las representaciones gráficas de las soluciones correspondientes a cada uno de los terremotos se adjuntan en los Anexos 2 y 3.

Los márgenes de error en los ángulos que determinan la orientación de los planos nodales son bastante grandes para los terremotos ocurridos entre 1994 y 1997 (sismos 1 a 8). Esto se debe a la escasez de datos y a la poca cobertura azimutal de las observaciones utilizadas en este estudio. Sin embargo, sólo en cuatro de los ocho terremotos de este periodo la solución del plano de falla obtenida por el método de modelización de formas de onda difiere de la solución preliminar de polaridades (terremotos 1, 4, 5 y 8) y en los dos primeros casos las variaciones son muy pequeñas.

Todas las soluciones obtenidas mediante la polaridad de ondas P son muy similares a las calculadas por Buforn et al. 2003; las ligeras diferencias entre unas y otras es debida al distinto modelo de velocidades utilizado en los dos estudios.

El menor RMS relativo obtenido para los terremotos entre 1994 y 1997 vale 0.25 y corresponde al sismo del 17 de marzo de 1995. Los mayores valores de RMS relativo son 0.41 y 0.45 obtenidos para los terremotos de los días 18 y 28 de noviembre de 1995. Estos dos sismos son de menor magnitud que el resto y están registrados en un número menor de estaciones sísmicas.

Los terremotos ocurridos los días 3 y 4 de julio de 2002 (sismos 9 y 10) están situados más al E que los demás y son de menor magnitud. Las soluciones de los planos nodales mediante el método de polaridad de ondas P está bastante bien determinada:

		POLARIDAD DE ONDAS *P*						MODELIZACIÓN					
Ref..	**Fecha**	**N / Score**	**Ejes P y T**		**Planos nodales**			**N / RMS_{rel}**	**Ejes P y T**		**Planos nodales**		
			θ	**ϕ**	**Φ**	**δ**	**λ**		**θ**	**ϕ**	**Φ**	**δ**	**λ**
1	01/01/94	11	**P:** 10±30	274±60	**A:** 270±45	43±28	- 76±230	10 (*)	**P:** 19	302	**A:** 272	33	- 67
		1.00	**T:** 87±30	170±16	**B:** 70±15	48±30	- 103±141	0.35	**T:** 76	165	**B:** 65	60	- 104
2	17/03/95	14	**P:** 28±14	53±36	**A:** 229±15	39±17	-132±50	8 (*)	**P:** 28	53	**A:** 229	39	-132
		1.00	**T:** 77±15	168±14	**B:** 98±20	62±14	-62±36	0.25	**T:** 77	168	**B:** 97	62	-62
3	18/11/95	10	**P:** 82±20	121±28	**A:**243±21	47±19	43±38	8 (*)	**P:** 82	121	**A:** 243	47	43
		1.00	**T:** 33±28	223±19	**B:** 6±36	60±24	128±26	0.41	**T:** 33	223	**B:** 6	60	128
4	28/11/95	9	**P:** 69±22	166±24	**A**: 292±50	32±21	39±72	9 (*)	**P:** 59	162	**A:** 292	20	39
		1.00	**T:** 34±23	291±36	**B:** 60±25	71±23	116±22	0.45	**T:** 35	311	**B:** 60	77	106
5	22/06/96	17	**P:** 70±8	345±3	**A:** 118±15	87±4	-155±12	10 (*)	**P:** 83	170	**A:** 305	80	180
		1.00	**T:** 75±9	249±3	**B:** 27±1	65±12	-3±4	0.37	**T:** 83	260	**B:** 215	90	10
6	27/12/96	13	**P:** 89±18	164±7	**A:** 252±18	45±26	93±27	10 (*)	**P:** 89	164	**A:** 252	45	93
		0.92	**T:** 2±18	57±55	**B**: 76±21	46±11	87±34	0.35	**T:** 2	57	**B:** 76	46	87
7	18/03/97	18	**P:** 89±10	126±17	**A:** 231±21	46±12	68±20	11 (*)	**P:** 89	126	**A:** 231	46	68
		1.00	**T**: 15±14	221±30	**B:** 21±18	48±10	111±20	0.30	**T**: 15	221	**B:** 21	48	111
8	20/08/97	15	**P:** 45±5	337±18	**A**:141±130	3±6	13±130	10 (*)	**P:** 54	346	**A:** 67	9	80
		1.00	**T:** 44±6	152±16	**B:** 245±15	89±4	92±6	0.38	**T:** 36	169	**B:** 257	81	88
9	03/07/02	16	**P:** 45±11	103±7	**A**: 128±11	46±10	-26±16	6(*) / 6(**)	**P:** 45	103	**A:** 128	46	-26
		1.00	**T:** 74±9	356±9	**B:** 236±8	72±10	-133±12	0.36 / 0.55	**T:** 74	356	**B:** 236	72	-133
10	04/07/02	14	**P:** 45±17	278±10	**A**: 311±11	58±17	-34±20	5(*) / 5(**)	**P:** 45	278	**A:** 311	58	-34
		0.93	**T:** 87±15	185±13	**B:** 61±14	62±15	-143±21	0.39 / 0.52	**T:** 87	185	**B:** 61	62	-143
11	24/08/02	28	**P:** 85±1	295±3	**A**: 37±5	41±2	73±6	9 (**)	**P:** 85	295	**A:** 37	41	73
		0.96	**T:** 12±1	49±30	**B:** 195±4	51±1	104±5	0.32	**T:** 12	49	**B:** 195	51	104
12	21/11/02	25	**P:** 3±6	278±35	**A**: 97±9	45±4	-94±52	9 (**)	**P:** 3	278	**A:** 97	45	-94
		0.88	**T:** 90±4	10±7	**B:** 283±9	45±3	-94±51	0.30	**T:** 90	10	**B:** 283	45	-94

(*) Registros de Corto Periodo.
(**) Registros de Banda Ancha.

Tabla 5.2. Resultados de la orientación preliminar del plano de falla y ejes de tensión y presión obtenidos mediante la polaridad de las ondas P y resultados finales de la modelización de forma de ondas P.

los score obtenidos son 1.00 y 0.93 respectivamente y los errores en los ángulos son menores de 20º. Estos resultados coinciden con las mejores soluciones obtenidas mediante el método de modelización utilizando registros de periodo corto y banda ancha.

Los valores del error cuadrático medio relativo de la modelización de formas de onda utilizando registros de Banda Ancha son mayores que los que se obtienen utilizando registros de periodo corto. Esto se debe a que las estaciones de corto periodo filtran mucho la señal y por eso la forma de la onda observada se parece mucho a la forma de onda sintética. Los registros de banda ancha presentan un mayor contenido frecuencial y por tanto la forma de la onda es más difícil de modelar.

Por último, los sismos de agosto y noviembre de 2002 (terremotos 11 y 12) son los que se han registrado en mayor número de estaciones sísmicas y las observaciones presentan muy buena cobertura azimutal. En consecuencia, la orientación de los planos nodales obtenida a partir de las polaridades de las ondas P presenta márgenes de error muy pequeños.

La solución obtenida a partir de la modelización no difiere de la anterior y los RMS relativos obtenidos son bastante bajos (0.32 y 0.30 respectivamente) a pesar de tratarse de estaciones de banda ancha.

Tamaño de los sismos

Los valores de los momentos sísmicos escalares y duración de la función temporal de la fuente sísmica obtenida a partir de la modelización de formas de onda, se va a comparar con los resultados obtenidos a partir del análisis espectral de los sismogramas.

En la tabla 5.3 se muestran los resultados obtenidos por ambas metodologías y en el Anexo 4 se incluyen los espectros utilizados en la determinación. Se puede observar que los valores del momento sísmico obtenidos a partir de las dos metodologías son del mismo orden, aunque el valor obtenido mediante la modelización de ondas P es menor que el obtenido a partir del análisis espectral de las formas de onda.

Un hecho similar se ha observado en un estudio anterior (Coca, 1999) en el que se estudian los terremotos intermedios en la misma región entre 1986 y 1991. En ese trabajo se observa que los valores del momento sísmico escalar obtenidos a través de inversión del tensor momento sísmico son mayores que los obtenidos mediante modelización de ondas P obtenidos por Buforn et al 1997 para los mismos terremotos.

Tabla 5.3. Resultados del tamaño del terremoto obtenidos mediante el análisis espectral de las ondas símicas y mediante la modelización de formas de ondas P.

		ANÁLISIS ESPECTRAL			**MODELIZACIÓN**	
Ref.	**Prof. (km)**	**Radio (km)**	**M_o (N·m)**	**M_w**	**STF (s)**	**M_o (N·m)**
1	68	0,58 ± 0,16	(1,4 ± 0,8) 10^{14}	3.4	0.08	(7.0 ± 5.2) ·10^{13} (*)
2	56	0,56 ± 0,11	(1,1 ± 0,6) 10^{15}	4.0	0.22	(7.4 ± 9.4) ·10^{14} (*)
3	52	0,47 ± 0,07	(1,7 ± 1,0) 10^{14}	3.4	0.12	(5.4 ± 3.6) ·10^{13} (*)
4	68	0,40 ± 0,07	(9,8 ± 4,0) 10^{13}	3.3	0.08	(5.4 ± 3.7) ·10^{13} (*)
5	68	0,69 ± 0,18	(2,0 ± 1,4) 10^{15}	4.1	0.12	(1,1 ± 1,6) ·10^{15} (*)
6	59	0.54 ± 0,18	(2,0 ± 1,1) 10^{15}	4.1	0.12	(1,0 ± 1,8) ·10^{15} (*)
7	58	0,45 ± 0.16	(7.6 ± 5.1) 10^{14}	3.9	0.12	(3.1 ± 2.5) ·10^{14} (*)
8	65	0.49 ± 0.31	(7.9 ± 3.8) 10^{15}	4.5	0.20	(5.0 ± 4.7) ·10^{15} (*)
9	63	0.38 ± 0.15	(4.0 ± 2.5) ·10^{14}	3.7	0.08	(7.0 ± 6.0) ·10^{13} (*) (3.0 ± 2.2) ·10^{14} (**)
10	63	0.44 ± 0.13	(5.2 ± 2.3) ·10^{14}	3.7	0.08	(1.9 ± 1.8) · 10^{14} (*) (2.6 ± 1.4) ·10^{14} (**)
11	69	0.49 ± 0.18	(2.5 ± 1.2) ·10^{15}	4.2	0.22	(1.6 ± 2.8) ·10^{15} (**)
12	92	0.91 ± 0.26	(7.3 ± 5.5) ·10^{15}	4.5	0.24	(6.1 ± 3.2) ·10^{15} (**)

(*) Registros de Corto Periodo.
(**) Registros de Banda Ancha.

Por otro lado, los momentos sísmicos y las magnitudes M_w obtenidas en este estudio no se corresponden exactamente con las correspondientes magnitudes calculadas por el Instituto Geográfico Nacional. Esto puede ser debido a que el método utilizado por el IGN para calcular la magnitud de terremotos a distancias regionales se basa en la amplitud de las ondas L_g , método que no es muy efectivo en el caso de terremotos de profundidad intermedia.

Hay que destacar que las dimensiones de la fractura obtenidas en todos los casos es muy similar (entre 0.38 y 0.91km). Estos valores se han determinado a partir de la frecuencia de esquina de los espectros y están muy afectados por la atenuación de la región que es muy alta y varía mucho de un lugar a otro (Buforn et al, 1997), por ello los valores obtenidos para las dimensiones no son muy fiables.

Los valores obtenidos para el tiempo de subida (*rise-time*) de la STF oscilan entre 0.08s y 0.24s dependiendo de la magnitud del terremoto. Estos valores son del mismo orden que los obtenidos en estudios anteriores para otros terremotos de la región utilizando distintas metodologías (Buforn et al, 1997; Coca, 1999).

Las mejores soluciones para la mayoría de los terremotos se obtienen utilizando funciones temporales de la fuente sísmica de forma triangular o trapezoidal, como corresponde a terremotos de magnitudes pequeñas o moderadas. En los casos de los terremotos ocurridos los días 17 de marzo de 1995 y 20 de agosto de 1997, con magnitudes M_W de 4.0 y 4.5 respectivamente, la mejor solución se obtiene utilizando una fuente formada por dos triángulos consecutivos.

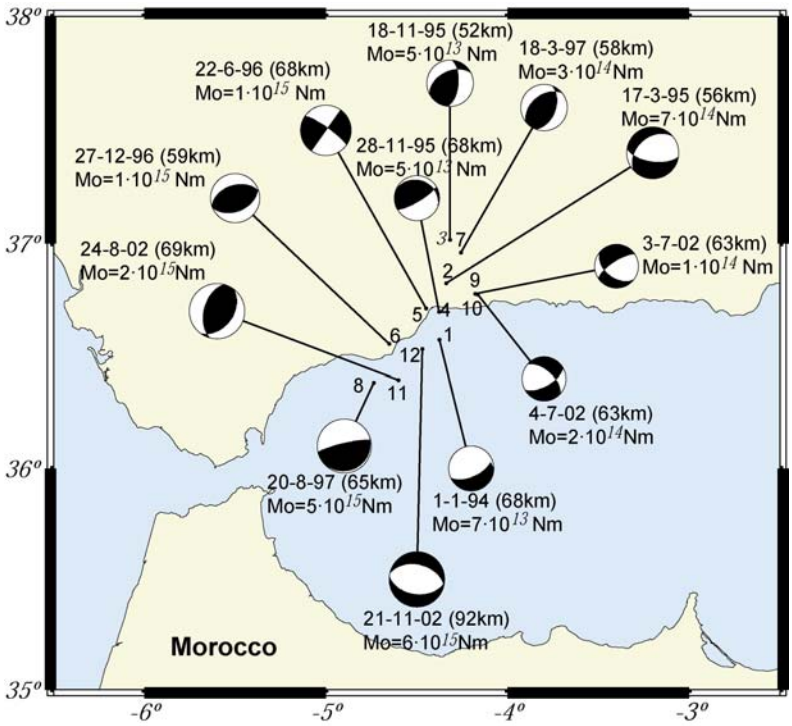


Figura 5.4. Proyección horizontal de los mecanismos obtenidos en este estudio y valores de los momentos sísmicos escalares a través del método de modelización de formas de onda.

En la figura 5.4 se muestra la distribución de los mecanismos y los valores del momento sísmico escalar obtenidos a partir del método de modelización de formas de onda de los doce terremotos estudiados.

Ejes de tensión y presión.

Los terremotos estudiados presentan distintos tipos de mecanismos y no se puede hablar de ningún patrón claro en la zona, como se refleja en la figura 5.4. Esta variedad de mecanismos refleja la complejidad de la región de estudio que se menciona en numerosos estudios anteriores (Carbonel et al.1998; Casado et al. 2001; Gutschel et al. 2002; Buforn et al.2003).

Para conseguir mayor claridad en los resultados, obtenidos a partir del estudio del mecanismo focal de los sismos, y relacionarlos con el régimen de esfuerzos existente en la zona, se ha analizado la orientación de los ejes de tensión y de presión:

En primer lugar, se han representado las proyecciones horizontales de dichos ejes sobre un mapa de la zona (figura 5.5). Se puede observar que la mayoría de los ejes de tensión presentan una orientación NS o NE-SW. Estos resultados son muy similares a los obtenidos por Buforn et al. (1997) y Coca (1999) para otros terremotos de profundidad intermedia ocurridos en la misma región. La orientación de los ejes de presión presenta menos dispersión y (salvo en el caso del sismo del 17 de febrero de 1995) tiene orientación NW-SE, que coincide con el régimen de esfuerzos presente en el arco de Gibraltar (Molina, 1998; Herráiz et al, 2000; Casado et al. 2001)

Por otro lado, en la figura 5.6 se ha representado un corte vertical con orientación Norte-Sur en el que se muestran los ejes de tensión y presión obtenidos a partir de los mecanismos focales de los terremotos estudiados (en rojo). En la misma figura, se han representado en azul los ejes de tensión y presión de otros sismos estudiados con anterioridad. En todos los casos se trata de mecanismos determinados mediante inversión del tensor momento sísmico o mediante modelización de formas de onda. En esta figura se puede comprobar que los terremotos más profundos tienen lugar en el Mar de Alborán y alcanzan profundidades de 105km. Las profundidades de los sismos con epicentros en la provincia de Málaga oscilan entre 50 y 80km.

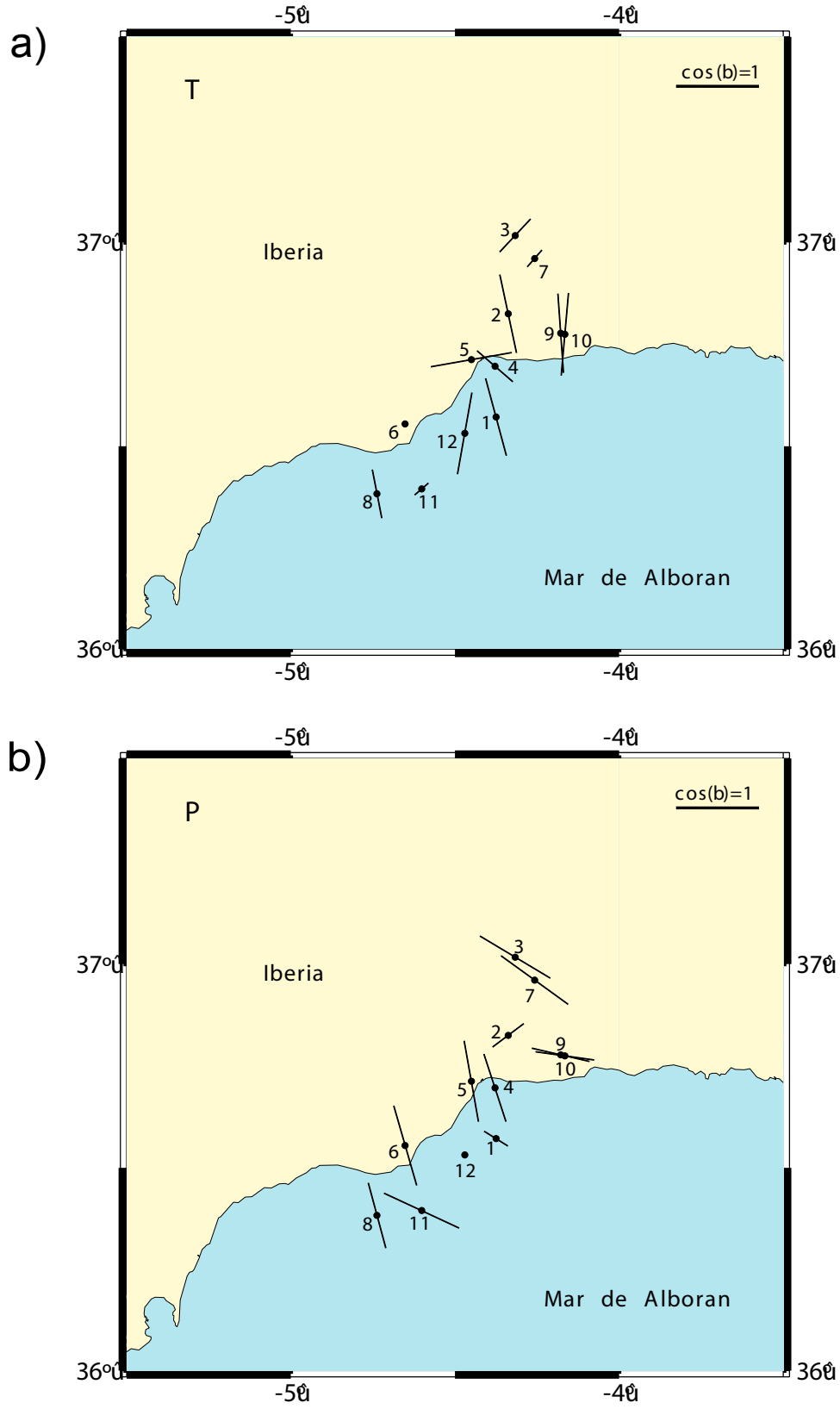
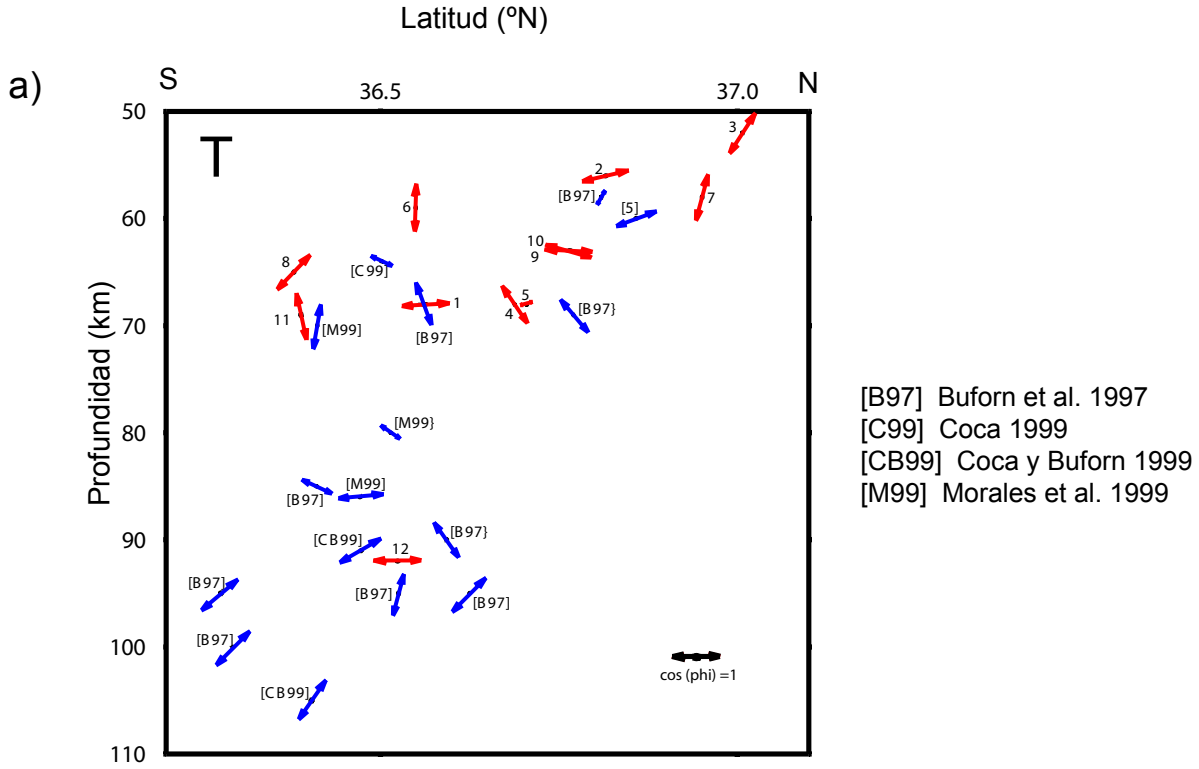


Figura 5.5. Proyección horizontal de los ejes de tensión (a) y presión (b) obtenidos mediante la modelización de formas de ondas P.



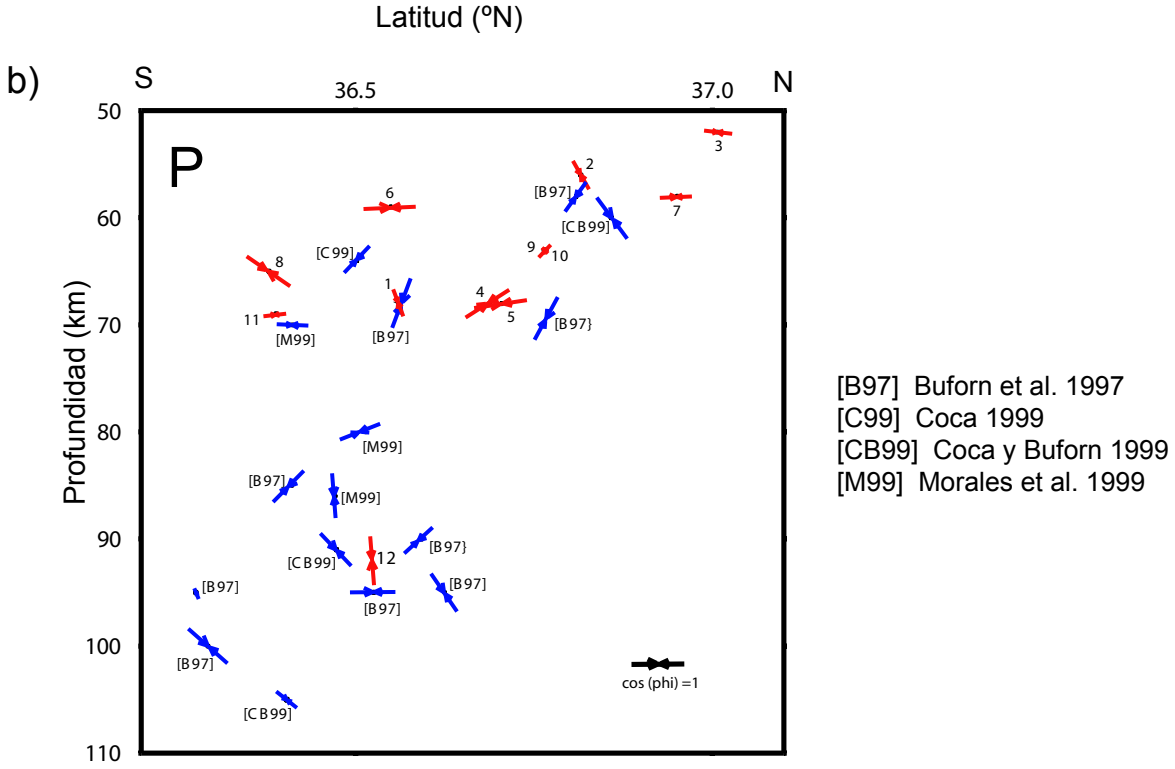


Figura 5.6. Proyección de los ejes de tensión (a) y presión (b) en un plano vertical con orientación NS. En rojo las soluciones obtenidas en este estudio mediante la modelización de formas de ondas P y en azul soluciones de estudios anteriores.

La proyección vertical de los ejes de tensión en un plano NS no presenta una tendencia clara pero si se puede apreciar que los terremotos con hipocentros situados entre 50-60km de profundidad y los situados a profundidades de más de 90km presentan ejes de tensión bastante verticales y que buzan hacia el Sur. Sin embargo, entre 60 y 90km de profundidad las soluciones son muy variadas.

La orientación de los ejes de presión en el plano vertical tampoco sigue ningún patrón claro pues existen soluciones de los ejes con buzamiento hacia el Norte y hacia el Sur y horizontales y verticales indistintamente.

- **Esfuerzo medio aparente y caída de esfuerzos.**

Se han representado los valores del momento sísmico escalar frente a las magnitudes de los sismos para obtener el esfuerzo medio aparente (figura 5.7). Se puede observar que, aunque existe cierta dispersión en los datos, especialmente para los terremotos de menor magnitud, en promedio los valores del logaritmo del momento sísmico escalar siguen una relación lineal ascendente con la magnitud. La ordenada en el origen de dicha curva está relacionada con el esfuerzo medio aparente de los terremotos. La mayoría de los sismos presentan un esfuerzo medio aparente comprendido entre 1MPa y 10MPa (10-100bars) estos valores son similares a los obtenidos por Buforn et al (1997) para el mismo tipo de sismos.

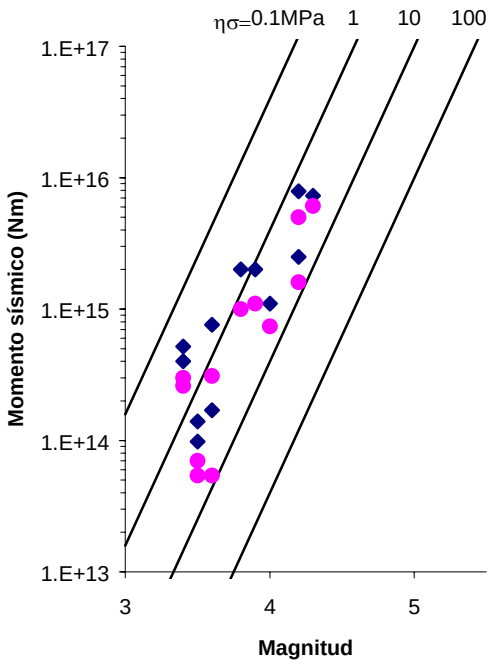


Figura 5.7. Representación del momento sísmico escalar de los sismos frente a la magnitud de los mismos mostrando las líneas de igual esfuerzo medio aparente. En azul los resultados obtenidos a partir del análisis espectral de las ondas sísmicas y en rosa los resultados obtenidos a través del método de la modelización.

De una manera parecida se puede obtener la caída de esfuerzos producida por los terremotos ($\Delta\sigma$). Para ello se representan en un gráfico bilogarítmico el área de la fractura frente al momento sísmico escalar del terremoto, si la relación entre ambas es lineal significa que la caída de esfuerzos es constante para todos los terremotos y se puede obtener a partir de la ordenada en el origen de dicha recta. Se ha demostrado empíricamente que esta hipótesis es válida para un amplio rango de magnitudes (Kanamori y Anderson, 1975).

En la figura 5.8. se muestra la representación gráfica obtenida a partir de los terremotos estudiados. En ella se puede observar que la mayoría de los sismos presentan una caída de esfuerzos entre 1MPa y 10MPa (10-100bars), del mismo orden de magnitud que los resultados obtenidos por Kanamori y Anderson (1975) utilizando terremotos de distintas zonas de subducción del planeta. En esta misma gráfica se puede observar que terremotos con distintos valores de momento sísmico escalar se corresponden con áreas de fractura muy parecidas, esto es debido a que en el cálculo del área de fractura interviene el cuadrado de las dimensiones, lo que multiplica el efecto de los errores.

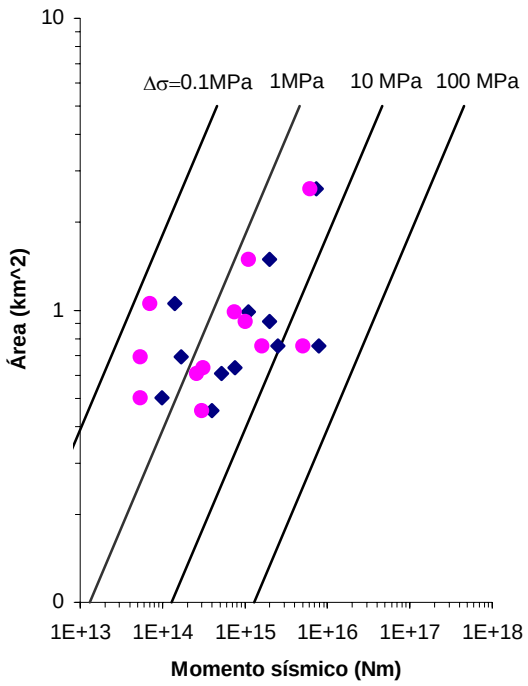


Figura 5.8. Representación del área de la fractura de los sismos frente al momento sísmico escalar de los mismos mostrando las líneas de igual caída de esfuerzos. En azul los resultados obtenidos a partir del análisis espectral de las ondas sísmicas y en rosa los resultados obtenidos a través del método de la modelización.

CAPITULO 6
CONCLUSIONES

De todo lo expuesto en los capítulos anteriores sobre el algoritmo de modelización de formas de onda y su aplicación a los terremotos de profundidades intermedias se deducen las siguientes conclusiones:

- Las modificaciones realizadas en el algoritmo de modelización de formas de ondas P desarrollado por Buforn et al (1997) para terremotos de profundidad intermedia (30km<h<150km) a distancias regionales (100km<Δ<500km) facilita en gran medida el estudio del mecanismo de este tipo de sismos y permite la utilización de registros de Banda Ancha. La principal ventaja del nuevo programa MODELAR2 frente al ya existente es el cálculo simultáneo de los sismogramas sintéticos en todas las estaciones y la obtención de un parámetro numérico que cuantifique la similitud entre las formas de onda sintética y observada.

- Se ha comprobado la sensibilidad del algoritmo de modelización frente a variaciones en los distintos parámetros de entrada (profundidad, modelo de velocidades, orientación de los planos de falla y función temporal de la fuente sísmica). Se ha observado que el algoritmo no es muy sensible a variaciones en la profundidad de los terremotos pero permite obtener detalles importantes de la función temporal de la fuente sísmica como son la duración y la forma de la misma.

- A la hora de la aplicación práctica del algoritmo de modelización, es necesario tener en cuenta que existe cierta ambigüedad, ya que la influencia del parámetro de atenuación anelástica sobre la forma de la onda es muy similar a la que produce la función temporal de la fuente sísmica.

  Para evitar la obtención de resultados erróneos es necesario conocer previamente alguno de estos parámetros. En este estudio, para la aplicación práctica del algoritmo, se han utilizado valores de atenuación anelástica similares a los obtenidos en estudios anteriores realizados en la misma región, imponiendo la condición de que para los terremotos con hipocentros cercanos los valores de Q en las distintas estaciones sean los mismos.

Por otro lado, se ha utilizado el algoritmo para la determinación del mecanismo focal de doce terremotos ocurridos al Oeste del Mar de Alborán entre 1994 y 2002 con profundidades entre 52km y 92km. Se han utilizado registros de velocidad de periodo corto y de banda ancha obtenidos en distintas estaciones sísmicas de la Península Ibérica y el Mar de Alborán. Como orientación preliminar se ha tomado la obtenida por el método de la polaridad de las ondas P.

De todo el análisis se deducen las siguientes conclusiones:

- La duración de la función temporal de la fuente sísmica que minimiza el error cuadrático medio oscila entre 0.08s (terremotos 1, 4, 9 y 10) y 0.24s (terremoto 12) y en general aumentan con la magnitud del terremoto. En la mayoría de los terremotos se obtienen las mejores soluciones utilizando STF de forma triangular o trapezoidal, salvo en los casos de los terremotos 2 y 8 cuya mejor solución está formada por dos triángulos consecutivos de distinta altura.

- Los momentos sísmicos escalares obtenidos a partir de la modelización varían entre 10^{13}Nm y 10^{15}Nm. Estos resultados son del mismo orden de magnitud que los obtenidos a través del análisis espectral de las ondas sísmicas y semejantes a los resultados de anteriores estudios de terremotos intermedios en el Sur de España. (Buforn, 1997; Coca, 1999)

- Los valores de las dimensiones de la fractura se han determinado a partir de la frecuencia de esquina de los espectros de amplitud de las ondas sísmicas. En todos los casos se han obtenido valores del radio muy similares ($a<1$km) independientemente de la magnitud de los mismos. Estos errores pueden ser debidos al alto valor de la atenuación anelástica de la región y sus variaciones de un lugar a otro.

- La mayoría de los sismos presentan un esfuerzo medio aparente y una caída de esfuerzos entre 1MPa y 10MPa. Estos resultados son bastante realistas y del mismo orden de magnitud que los obtenidos por Kanamori y Anderson (1975).

- La variedad de mecanismos obtenidos refleja la complejidad de la región de estudio. Por otro lado, la mayoría de los ejes de presión obtenidos a partir de la modelización de formas de ondas P presenta una orientación NW-SE que

coincide con el régimen de esfuerzos presente en el arco de Gibraltar (Molina, 1998; Herráiz et al, 2000; Casado et al. 2001)

- Los resultados obtenidos, en línea con los del resto de estudios desarrollados en la misma zona, confirma la validez del algoritmo de modelización para terremotos de profundidad intermedia (30km<h<150km) a distancias regionales (100km<Δ<500km).

Finalmente, algunas de las recomendaciones para futuras líneas de investigación que puedan completar y mejorar este estudio podrían ser las siguientes:

- Sería conveniente completar el estudio del mecanismo focal de estos terremotos introduciendo en el algoritmo de modelización nuevas fases como pueden ser las ondas SH.

- Asimismo, se podría obtener la energía sísmica total liberada en cada uno de los sismos mediante la integración del registro de velocidades. Esto permitiría obtener valores más fiables del tamaño de las fracturas.

- Finalmente, se podría comprobar que se obtienen resultados similares mediante la realización de un estudio de estos sismos utilizando otras metodologías, como podría ser un algoritmo de inversión del tensor momento sísmico.

CAPÍTULO 7:
BIBLIOGRAFÍA

- **Aki, K.; Richards, P. G. (1980).** Quantitive Seismology. Theory and Methods (2 volúmenes). W. H. Freeman, San Francisco. 932pp.
- **Ben Menahem, A.; Singh, S. J. (1981).** Seismic Waves and Sources. Springer, Berlin. 1168pp
- **Borges, J. F. (2003)** Fonte Sísmica em Portugal. Algumas implicacoes na geodinâmica da regiao Acores-Gibraltar. Tesis doctoral. Universidade de Évora.
- **Brillinger, D.; Udias, A.; Bolt, B. A. (1980).** A probability model for regional focal mechanism solutions. Bull. Seis. Soc. Am. 70, 149-170.
- **Brune, J. N. (1970).** Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes. J. Geophys. Res. 75, 4997-5009.
- **Buforn, E.; Bezzeghoud, M.; Udias, A.; Pro, C. (2004)** Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications. Pure and Applied Geophysics, vol. 161, 623-646.
- **Buforn, E.; Coca, P. (2002)**. Seismic moment tensor for intermediate depth earthquakes at regional distances in Southern Spain. Tectonophysics 356, 49-63.
- **Buforn, E.; Coca, P.; Udías, A. y Lasa, C. (1997)**. Source mechanism of intermediate and deep earthquakes in southern Spain. Journal of Seismology 1, 113-130.
- **Buforn, E.; Sanz de Galdeano, C; Udías, A. (1995).** Seismotectonics of the Ibero-Maghrebian Region. Tectonophysics 248, 247-261.
- **Buforn, E.; Udías, A. y Madariaga, R. (1994)**. Mecanismo focal de los terremotos. Física de la Tierra, n.6. Editorial Complutense. Madrid. 243 pp.
- **Carbonell, R.; Sallarés, V.; Pous, J.; Dañobeitia, J. J.; Queralt, P.; Ledo, J. J.; García Dueñas, V (1998).** A multidisciplinary geophysical study in the Betic chain (Southern Iberia Peninsula). Tectonophysics 288, 137-152.
- **Casado, C.; Sanz de Galdeano, C.; Molina Palacios, S.; Romero, J. (2001)** The structure of Alboran Sea: an interpretation from Seismological and geological data. Tectonophysics, vol.338, p.79-95
- **Cesca, S. (2001).** Estudio del ruido sísmico en la estación de banda ancha de San Fernando (SFUC). Universidad Complutense de Madrid. Madrid. 80pp.
- **Christensen, D. H.; Ruff, L.J. (1985)**. Analysis of the trade-off between hypocentral depth and source time function. Bull. Seism. Soc. Am, vol. 75, no 6, pp. 1637-1656.

- **Coca, P. (1999)**. Métodos para la inversión del tensor momento sísmico. Terremotos del Sur de España. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Madrid. 300pp.
- **Deschamps, A.; Lyon-Caen, H.; Madariaga, R. (1980)** Mise au point sur les méthodes de calcul de sismogrammes synthétiques de longue période. Ann. Géophys., t.36, fasc.2, p.167-178.
- **Fan, G.; Wallace, T. (1991).** The Determination of source parameters for small earthquakes from a single, very broadband seismic station. Geophysical Research Letters, vol.18, n8, 1385-1388.
- **Gallart, J.J. ; Diaz, N. ; Vidal, ; Dañobeitia, J.J. (1995).** The base of the crust at the Betics-Alboran Sea transition : evidence for an abrupt structural variation from wide-angle ESCI data. Rev. Soc. Geol. España 8, 519-527.
- **Gutscher et al**. **(2002).** Evidence for active subduction beneath Gibraltar. Geological Society of America. Vol.30, n.12; 1071-1074.
- **Hanks, T**. **C.; Wyss, M. (1972)**. The use of body wave spectra in the determination of seismic source parameters. Bull. Seim. Soc. Am. 62, 561-589.
- **Helmberger, D. V. (1983).** Theory and application of synthetic seismograms. Publicado en “Earthquakes, Theory and Interpretation” editado por H. Kanamori y E. Boschi. North-Holland, Amsterdam, 174-222.
- **Helmberger, D. V.; Engen, G. R. (1980).** Modelling the long-period body waves from shallow earthquakes at regional ranges. Bull. Seism. Soc. Am., 70, 1699-1714.
- **Herráiz, M. (2000).** The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. Tectonics 19, 762-786.
- **Herrman, R. B. (1985).** An extension of random vibration theory estimates of strong ground motion to large distances. Bulletin of the Seismological Society of America, vol.75, nº5, pp.1447-1453.
- **Kanamori, H.; Anderson, (1975).** Theoretical basis of some empirical relations in Seismology. Bull. Seism. Soc. Am. 65, 1073-1095.
- **Kjartasson, E. (1979).** Constant Q-wave Propagation and Attenuation. Journal of Geophysical Research 84, 4737-4748.
- **Kohler, M. D.; Eberhart-Phillips, D. (2003)**. Intermeditate-Depth Earthquakes in a Region of Continental Convergence: south Island, New Zealand. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 93, 85-93.
- **Leyton, F. O. (2001).** Estudio comparativo de sismos interplaca e intraplaca desde el punto de vista sismológico en Chile. Tesis para el grado de Magíster en Ciencias. Universidad de Chile, 95pp.

- **Madariaga, R. (1983).** Earthquake source theory. A review. Publicado en "Earthquakes: Observations, Theory and Interpretation". Editado por H. Kanamori y E. Boschi. North Holland, Amsterdam, 1-44.
- **Medialdea, T; Surinach, E.; Vegas, R.; Banda, E. ;Ansorge, J. (1986).** Crustal structure under the western end of the Betic cordillera (Spain). Ann. Geophys. 4, 457-464.
- **Mezcua, J.; Martínez-Solares, J. M. (1983)**. Sismicidad en el área Ibero-Magrebí. Instituto Geográfico Nacional. Publicación 203, 299 pp.
- **Molina, S. (1998).** Sismotectónica y peligrosidad sísmica del área de contacto entre Iberia y África. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. Granada. 243pp.
- **Negredo, A. M.; Bird, P.; Sanz de Galdeano, C.; Buforn, E. (2002)**. Neotectonic modeling of the Ibero-Maghrebian region. Journal of Geophysical Research vol. 107, no. B11, 2292.
- **Press, W. H.; Hannery, B. P.; Teukoslsky, S. A. y Vetterling, W. T. (1987)**. Numerical Recipies. Cambridge University, Cambridge, 818pp.
- **Rubio, A. (2001)**. Catálogo de formas de onda en estaciones de banda ancha. Universidad Complutense de Madrid. Madrid. 66pp.
- **Sanz de Galdeano, C.; Lopez Casado, C.; Delgado, J.; Peinado, M.A. (1995)** Shallow seismicity and active faults in the Betic Cordillera. A preliminary approach to seismic sources associated with specific faults. Tectonophysics, vol. 248, 293-302.
- **Tapley, C.T.; Tull, J.E. (1992).** SAC: Seismic Analysis Code. User Manual.
- **Tejedor, J. M.; García, O. (1993)**. Funciones de transferencia de las estaciones de la Red Sísmica Nacional. Dirección General del Instituto Geográfico Nacional. Subdirección General de Astronomía y Geofísica. Madrid. 81 pp.
- **Tibi, R.; Bock, G.; Estabrook, C.H. (2002).** Seismic body wave constraint on mechanisms of intermediate-depth earthquakes. Journal of Geophysical Research vol. 107, no. B3, 101029
- **Udías, A. (1999)**. Principles of Seismology. Cambridge University Press. Cambridge, 475 pp.
- **Udías, A.; Buforn, E. (1988).** Single and joint fault-plane solutions from first motion data. Publicado en "Seismological Algorithms. Computational methods and computer programs" editado por Turk J. Doornbos. Academic Press.
- **Udías, A.; Muñoz, D.; Buforn, E. (1985)**. Mecanismo de los terremotos y tectónica. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid. Madrid, 232 pp.

ANEXO 1

Localización y características de las estaciones sísmicas utilizadas para la determinación del mecanismo focal de los terremotos estudiados.

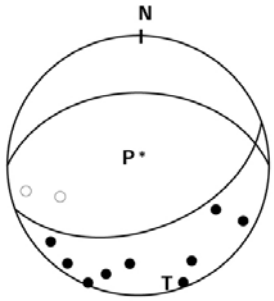
Estación	Latitud (ºN)	Longitud (ºE)	Red sísmica	Respuesta instrumental
ACBG	36.7672	-2.1950	TEDESE	Banda Ancha
ACLR	37.1886	-25831	TEDESE	Banda Ancha
ACU	38.5113	-0.4107	R.S.N.	Corto Periodo
ALB	35.9300	-3.0300	TEDESE	Banda Ancha
CART	37.5870	-1.0120	ROA/UCM/GFZ	Banda Ancha
CEU	35.9161	-5.3300	TEDESE	Banda Ancha
CFS	35.2300	-2.4870	TEDESE	Banda Ancha
EADA	38.1673	-4.5771	R.S.D.E.	Banda Ancha
EALB	35.9399	-3.0343	R.S.D.E.	Banda Ancha
EALH	37.8582	-1.4197	R.S.N.	Corto Periodo
EARI	43.3012	-5.2099	R.S.D.E.	Banda Ancha
EBAD	38.7556	-7.0133	R.S.D.E.	Banda Ancha
EBAN	38.1710	-3.7900	R.S.N.	Corto Periodo
EBEN	38.7038	-0.2250	R.S.D.E.	Banda Ancha
EBER	36.8979	-2.8896	R.S.D.E.	Banda Ancha
EBIE	42.6862	0.1428	R.S.D.E.	Banda Ancha
ECAL	41.9413	-6.7371	R.S.D.E.	Banda Ancha
ECHE	39.5908	-0.9677	R.S.N.	Corto Periodo
ECOG	37.2772	-3.5663	R.S.N.	Corto Periodo
ECRI	42.6089	-2.5100	R.S.N.	Corto Periodo
EGRA	42.1952	0.3160	R.S.N.	Corto Periodo
EGRO	37.5342	-7.4831	R.S.D.E.	Banda Ancha
EGUA	36.8337	-3.5653	R.S.N.	Corto Periodo
EHOR	37.8232	-5.2480	R.S.N.	Corto Periodo
EHUE	37.8148	-2.5927	R.S.N.	Corto Periodo
EJIF	36.4513	-5.4688	R.S.N.	Corto Periodo
ELIJ	36.9190	-5.3790	R.S.N.	Corto Periodo
ELIZ	43.1640	-1.5285	R.S.N.	Corto Periodo
ELOB	41.8674	-8.0611	R.S.D.E.	Corto Periodo
ELOJ	37.1480	-4.1530	R.S.N.	Corto Periodo
ELUQ	37.5592	-4.2678	TEDESE	Banda Ancha
ELUQ	37.5605	-4.2668	R.S.N.	Corto Periodo
EMAL	36.7610	-4.4294	TEDESE	Banda Ancha
EMAL	36.7620	-4.4280	R.S.N.	Corto Periodo
EMEL	35.3000	-2.9567	R.S.N.	Corto Periodo
EMIN	37.7675	-6.6724	R.S.D.E.	Banda Ancha
EMOS	40.3639	-0.4721	R.S.D.E.	Banda Ancha
EMUR	37.8422	-1.2405	R.S.D.E.	Banda Ancha
ENIJ	36.9715	-2.2070	R.S.N.	Corto Periodo
EPAB	39.5449	-4.3499	R.S.D.E.	Banda Ancha

Estación	Latitud (ºN)	Longitud (ºE)	Red sísmica	Respuesta instrumental
EPLA	40.0642	-6.0803	R.S.N.	Corto Periodo
EPOB	41.3527	1.0786	R.S.D.E.	Corto Periodo
EPRU	36.9660	-5.2313	R.S.N.	Corto Periodo
EQES	37.8028	-3.0711	R.S.D.E.	Banda Ancha
EQUE	37.2086	-3.4444	R.S.N.	Corto Periodo
ERIP	37.3730	-7.2550	R.S.N.	Banda Ancha
ERON	37.0180	-3.8050	R.S.N.	Corto Periodo
EROQ	40.8232	0.4088	R.S.N.	Corto Periodo
ERTA	40.9567	0.3335	R.S.D.E.	Banda Ancha
ERUA	42.3927	-7.1425	R.S.N.	Corto Periodo
ESLA	39.6742	-3.9631	R.S.D.E.	Corto Periodo
ETOB	38.6447	-1.5478	R.S.D.E.	Corto Periodo
ETOR	40.8195	-2.0552	R.S.N.	Corto Periodo
ETOS	39.7678	2.8144	R.S.D.E.	Banda Ancha
EVAL	37.5842	-6.7475	R.S.N.	Corto Periodo
EVIA	38.6386	-2.5025	R.S.N.	Corto Periodo
GUD	40.6430	-4.1537	R.S.N.	Corto Periodo
LIJA	36.9061	-5.40388	TEDESE	Banda Ancha
MELI	35.2899	-2.9392	ROA/UCM/GFZ	Banda Ancha
MTE	40.4000	-7.5440	GEOFON	Banda Ancha
ORGV	36.8606	-3.42944	TEDESE	Banda Ancha
PAB	39.5458	-4.3483	R.S.N.	Banda Ancha
SELV	37.2360	-3.7300	GEOFON	Banda Ancha
SFS/SFUC	36.6350	-6.1750	ROA/UCM/GFZ	Banda Ancha
STS	42.8860	-8.5509	R.S.N.	Corto Periodo
VLZ	35.1669	-4.36694	TEDESE	Banda Ancha

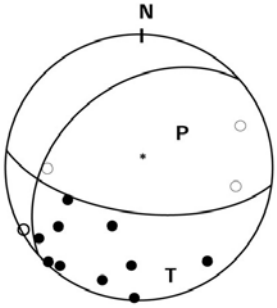
ANEXO 2

Resultados preliminares de la orientación del plano de falla de los doce terremotos estudiados obtenidos a partir del método de las polaridades de las ondas P. Los círculos negros corresponden a compresiones y los blancos a dilataciones.

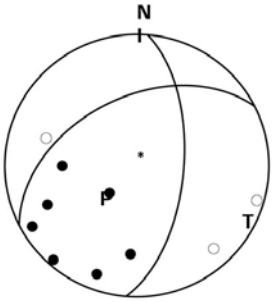
1 de enero de 1994



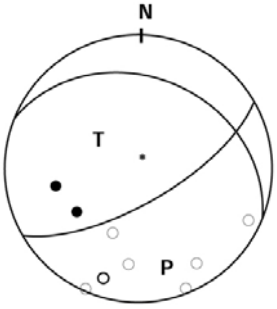
17 de marzo de 1995



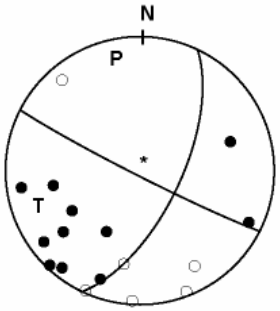
18 de noviembre de 1995



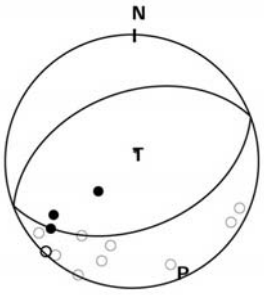
28 de noviembre de 1995



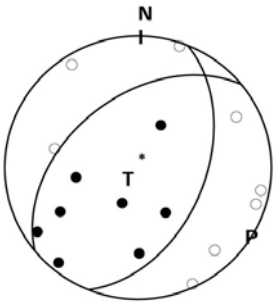
22 de junio de 1996



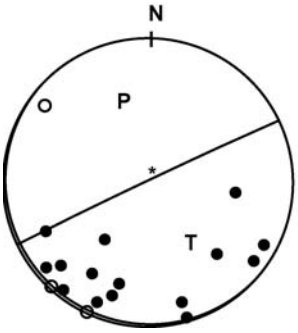
27 de diciembre de 1996



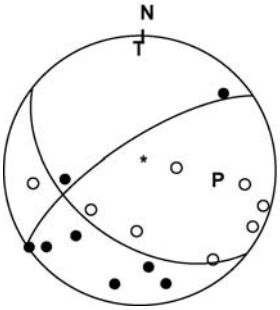
18 de marzo de 1997



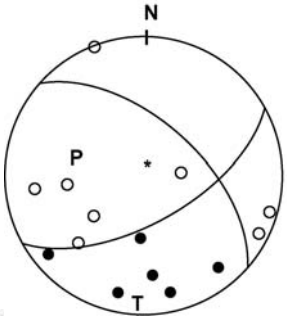
20 de agosto de 1997



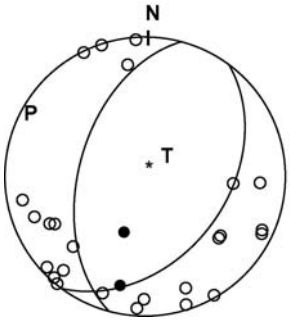
3 de julio de 2002



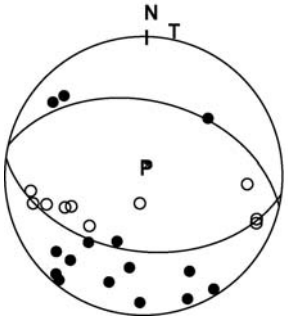
4 de julio de 2002



24 de agosto de 2002



21 de noviembre de 2002



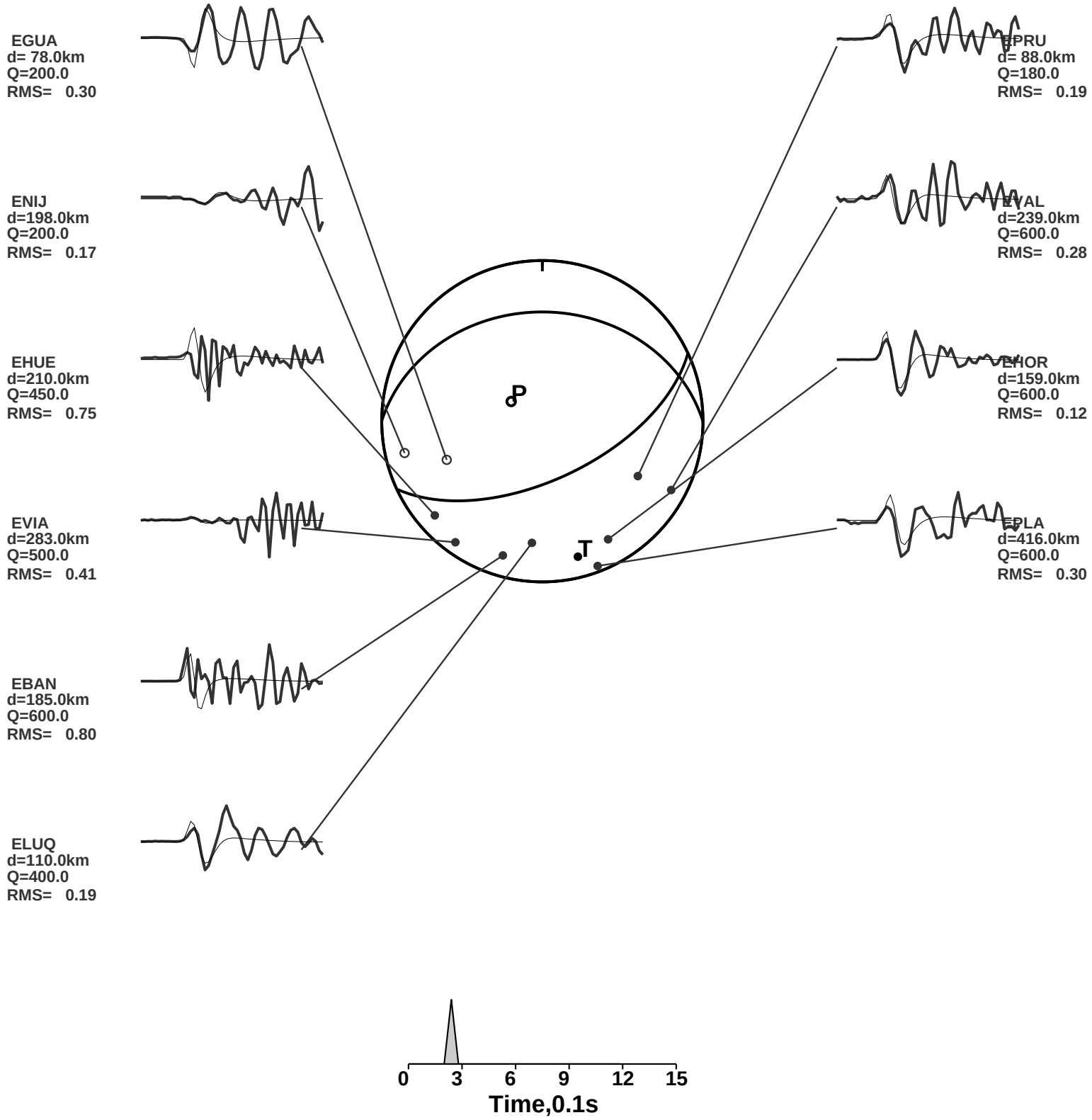
ANEXO 3

Resultados finales del mecanismo focal de los doce terremotos estudiados a partir de la modelización de la forma de ondas P. Los círculos negros corresponden a compresiones y los blancos a dilataciones. El sismograma observado se muestra en trazo grueso y el sintético en trazo fino. La función temporal de la fuente se muestra en la parte inferior de la figura, siendo la escala temporal la misma que la de los sismogramas..

1 ENERO 94

RMS= 0.35

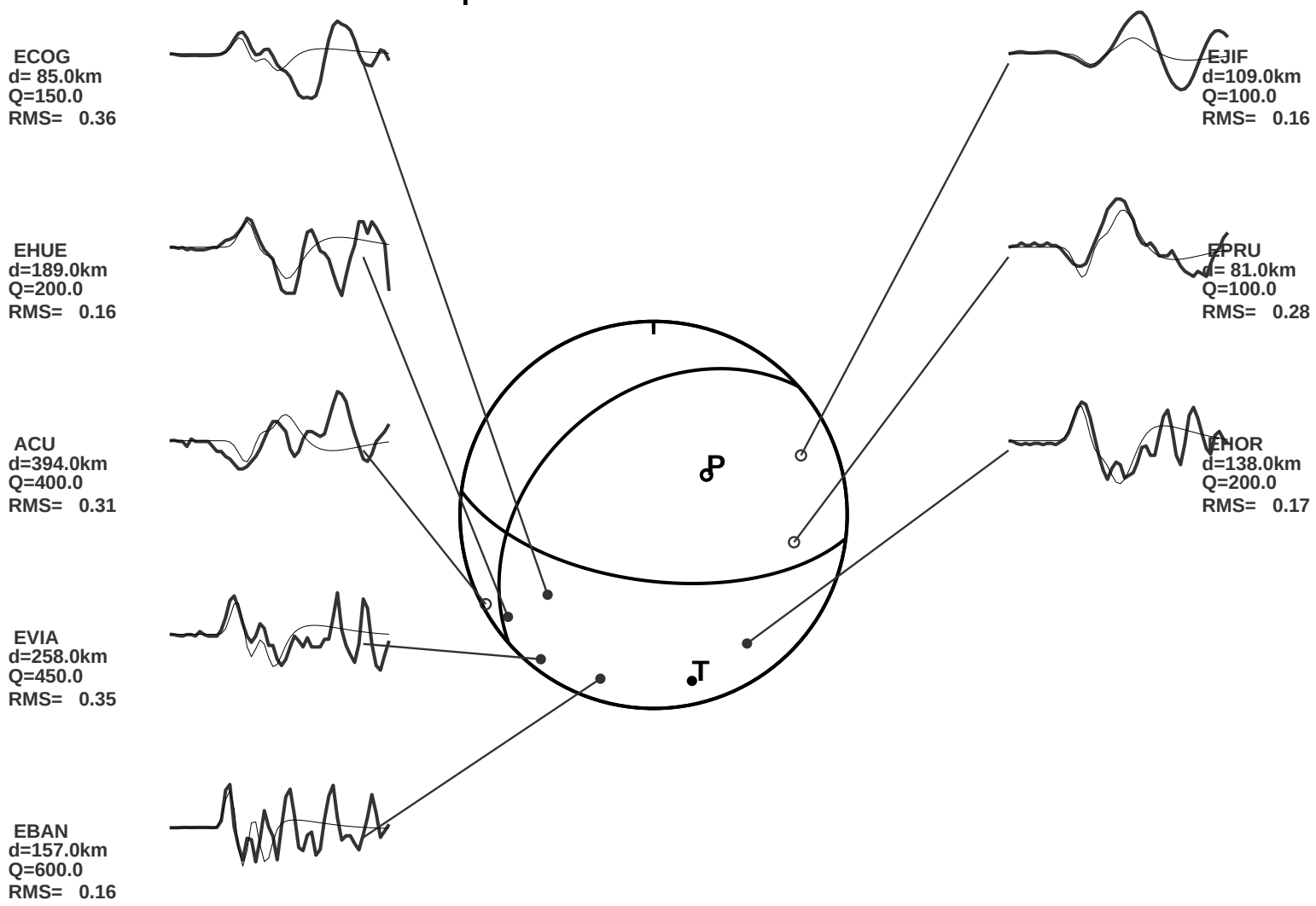
str= 65.0 dip= 60.0 rank= -103.2
depth= 68.0

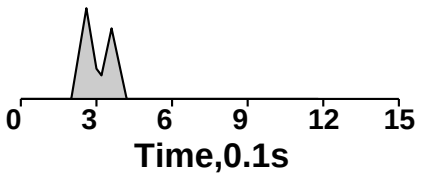


17 MARZO 95

RMS= 0.25

str= 97.0 dip= 62.0 rank= -62.0
depth= 56.0

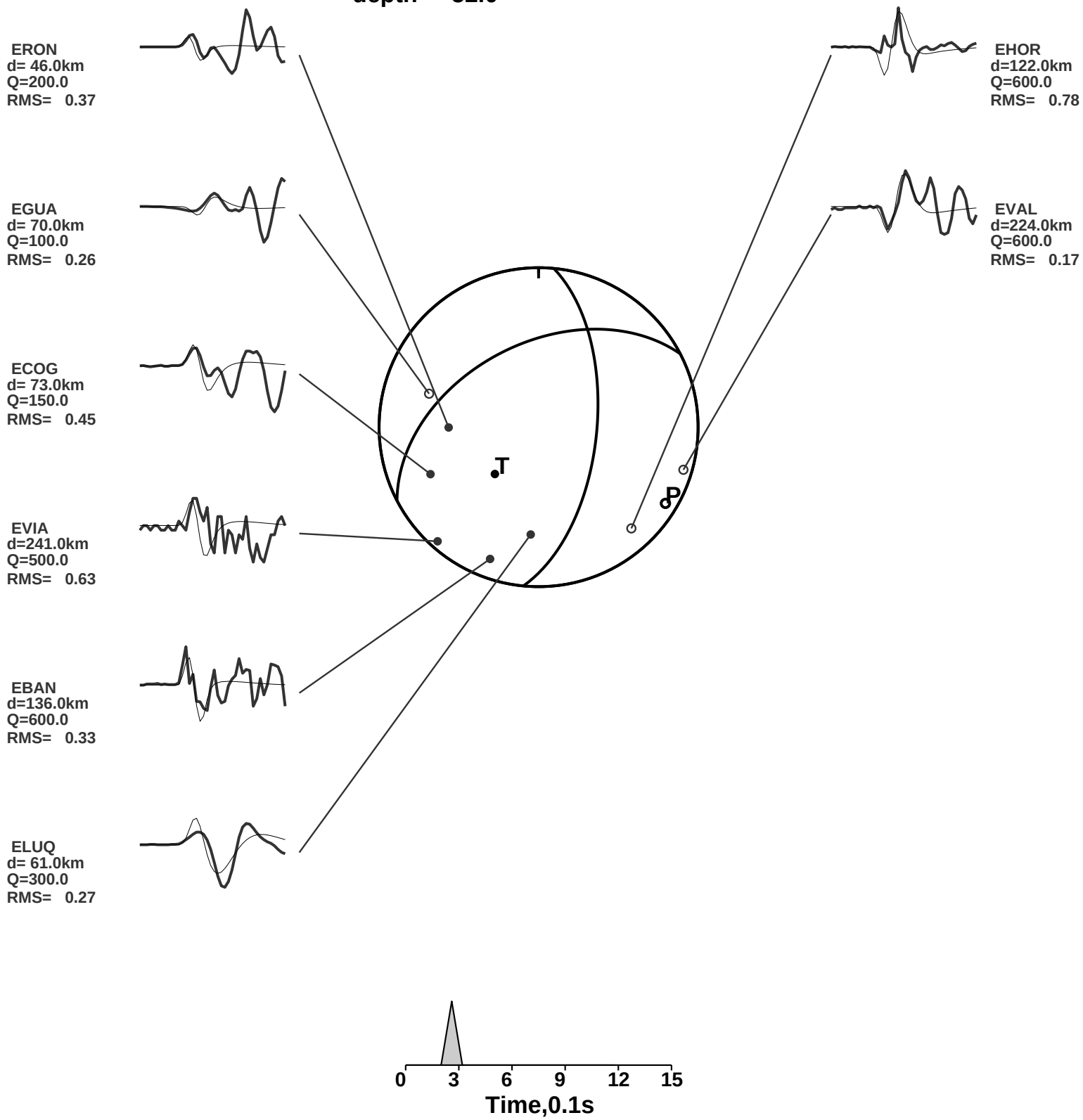




18 NOVIEMBRE 95

RMS= 0.41

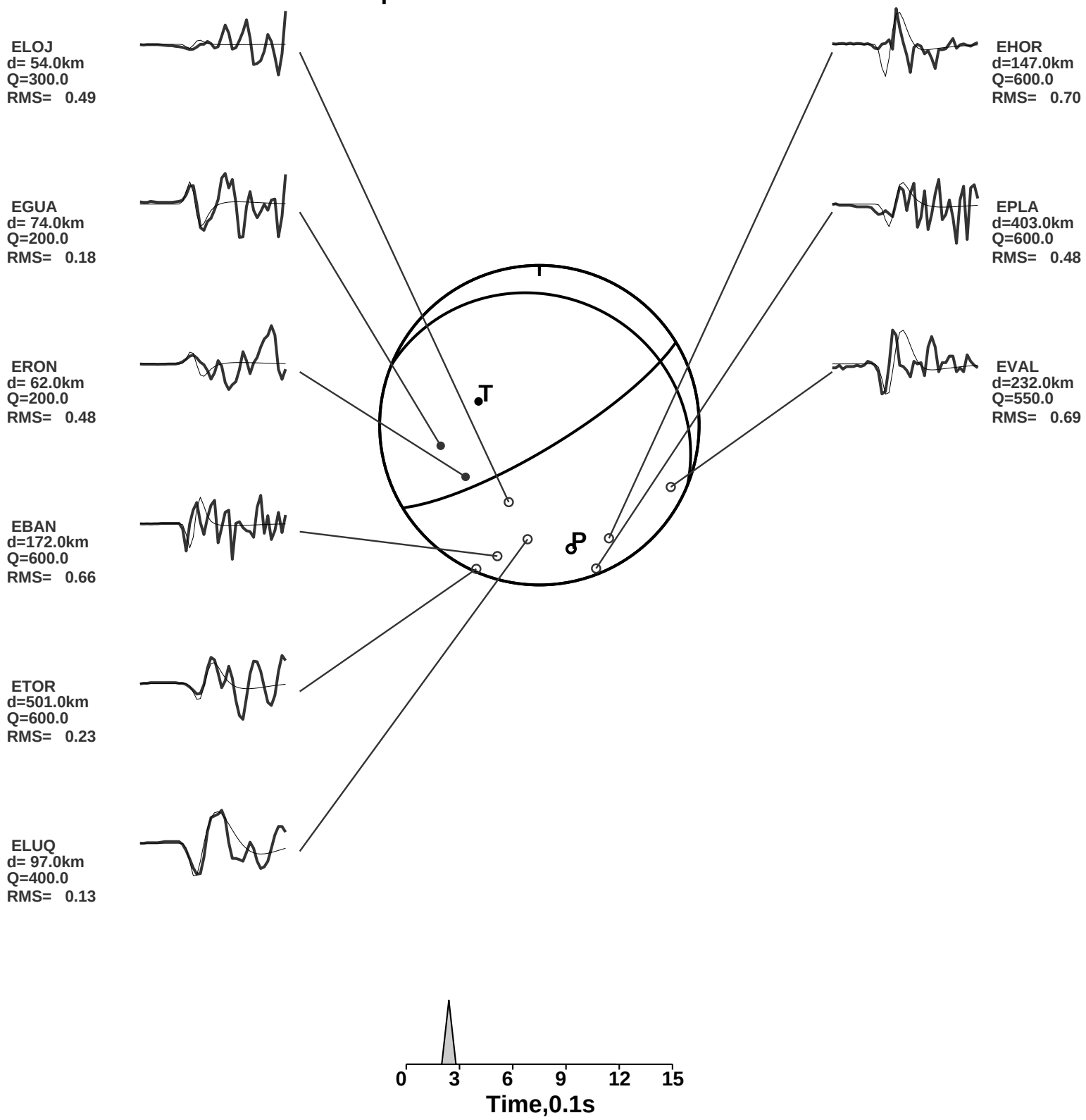
str= 242.6 dip= 46.7 rank= 136.7
depth= 52.0



28 NOVIEMBRE 95

RMS= 0.45

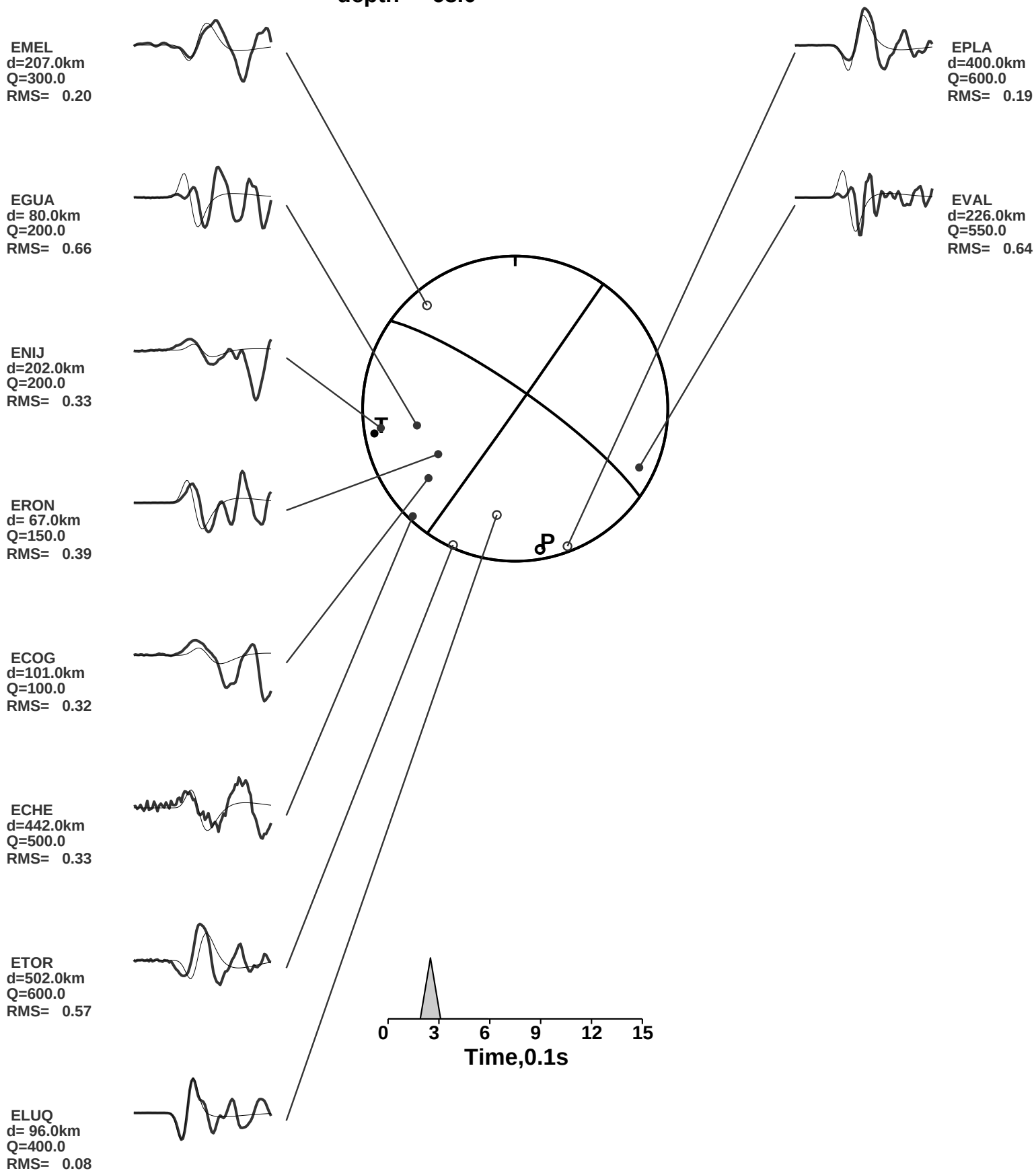
str= 292.0 dip= 20.0 rank= 141.5
depth= 68.0



22 JUNIO 96

RMS= 0.37

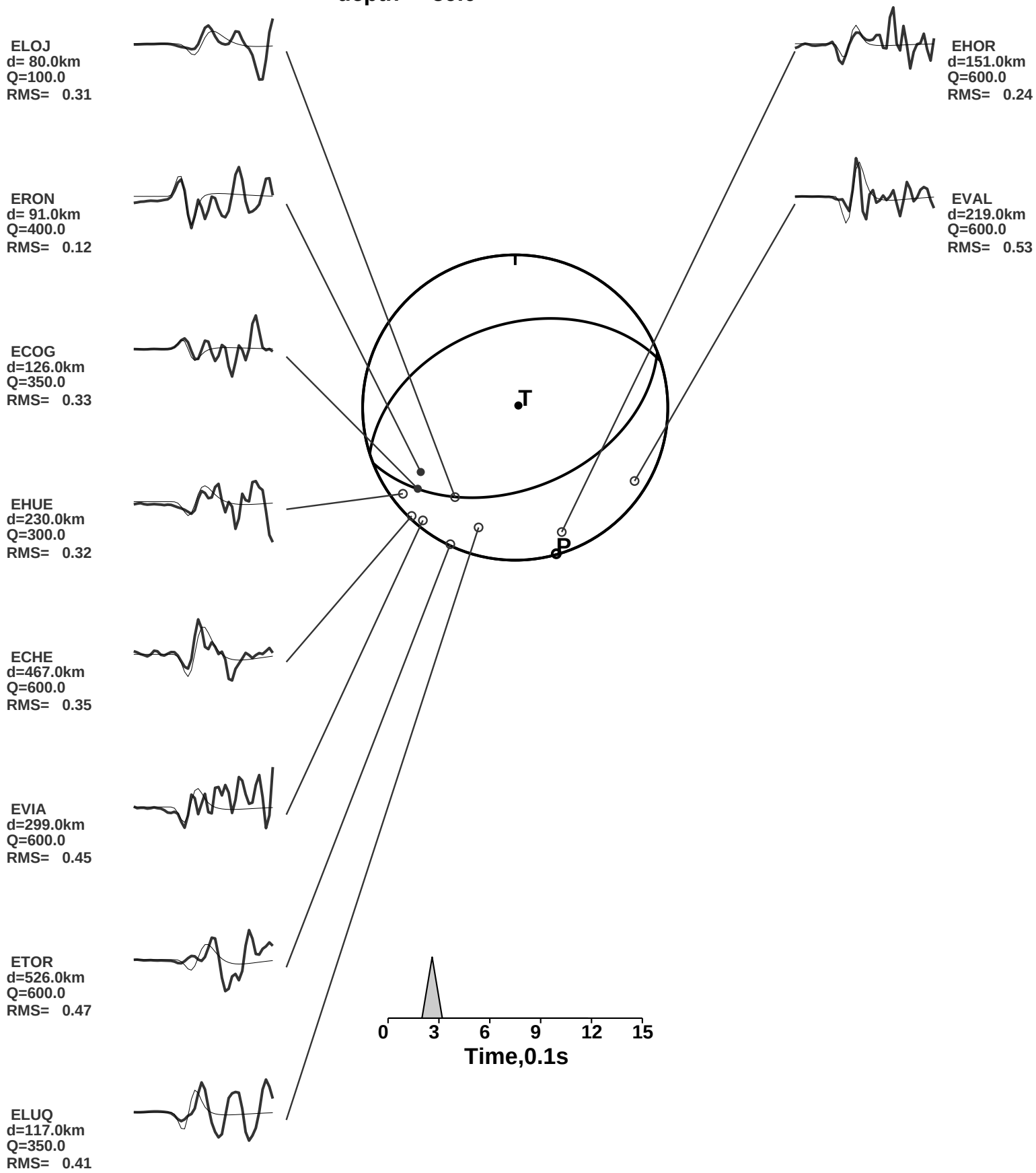
str= 35.2 dip= 90.0 rank= 9.9
depth= 68.0



27 DICIEMBRE 96

RMS= 0.35

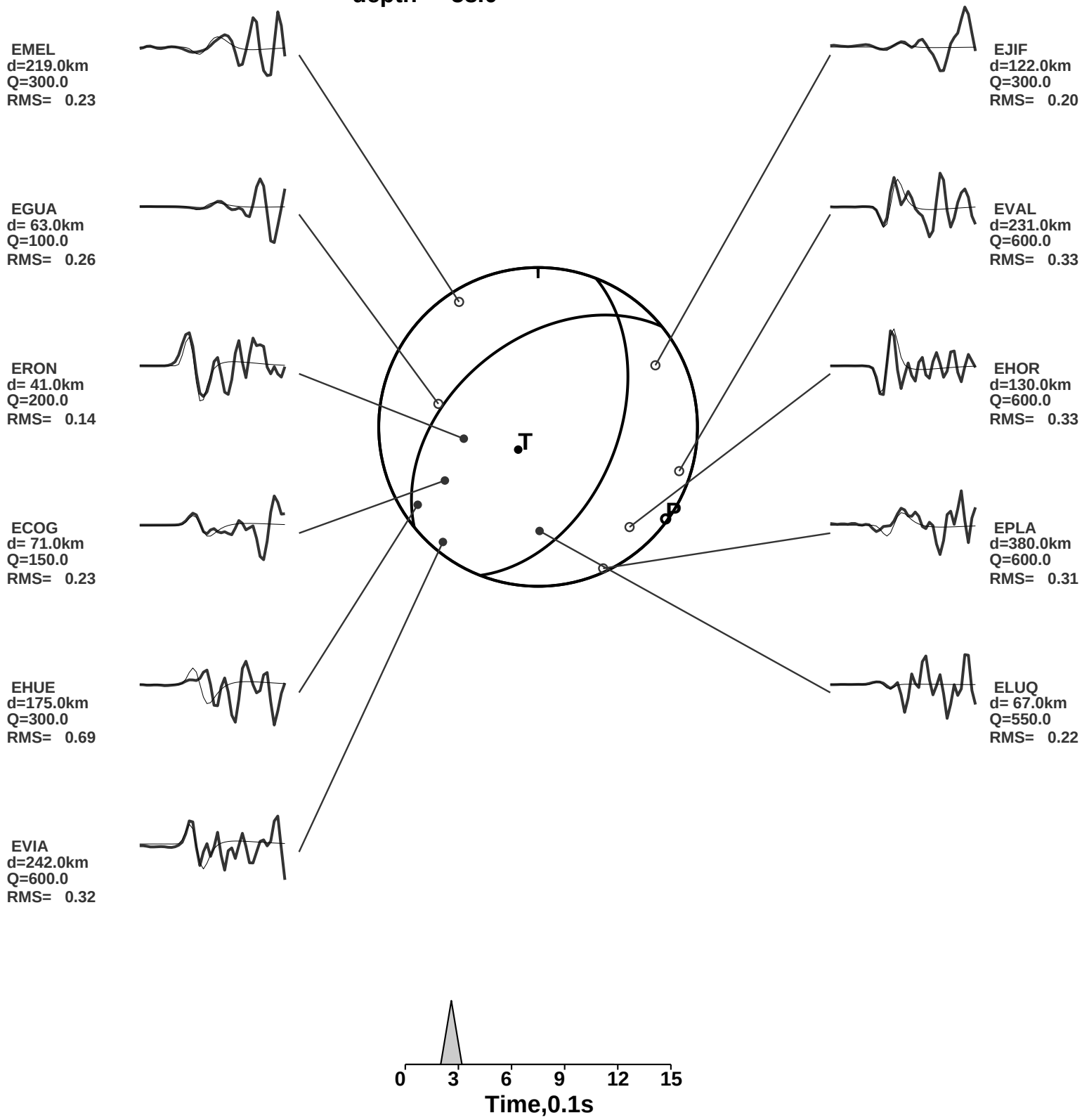
str= 252.4 dip= 44.5 rank= 92.7
depth= 59.0



18 MARZO 97

RMS= 0.30

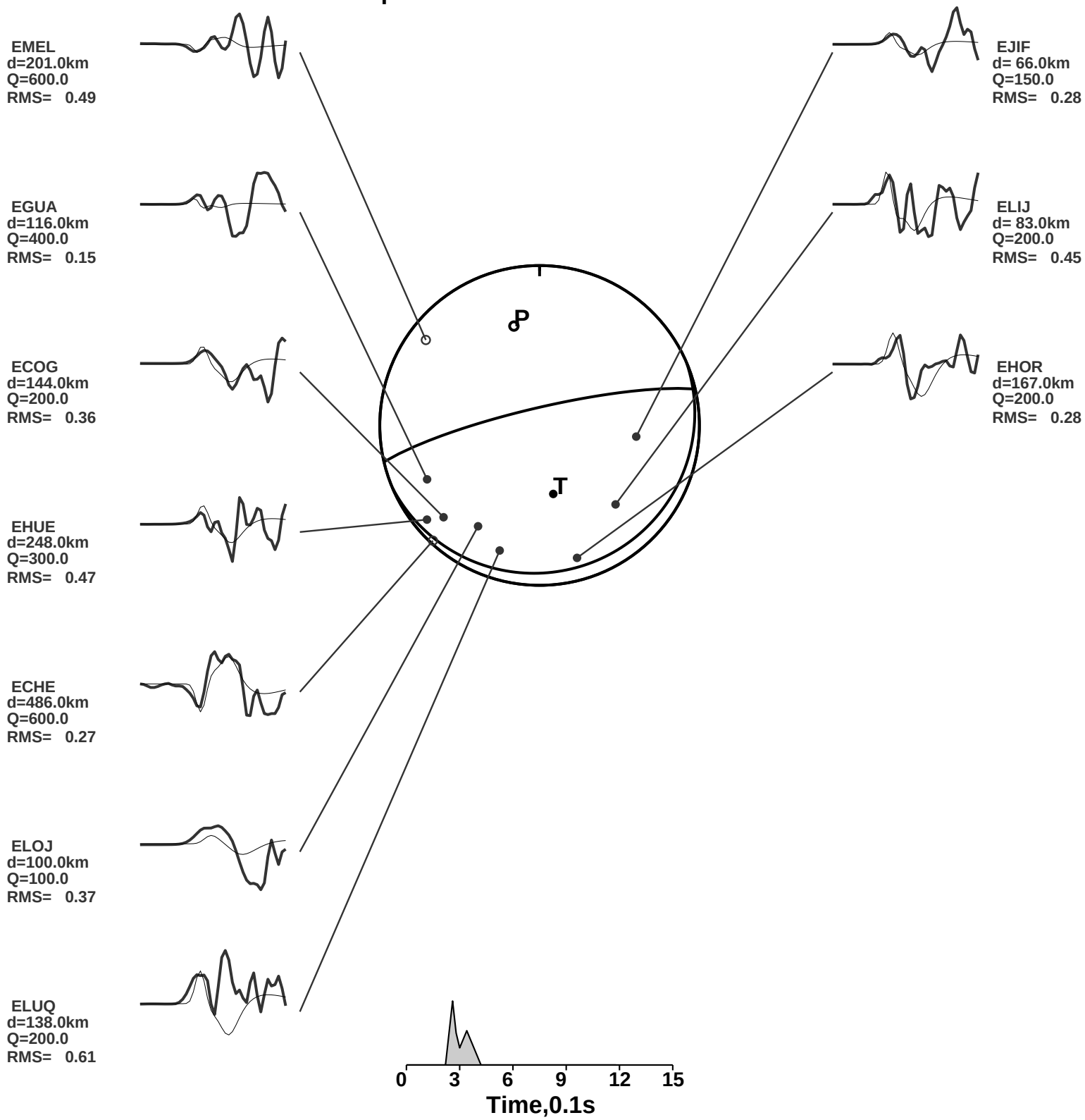
str= 231.0 dip= 45.6 rank= 111.8
depth= 58.0



20 AGOSTO 97

RMS= 0.37

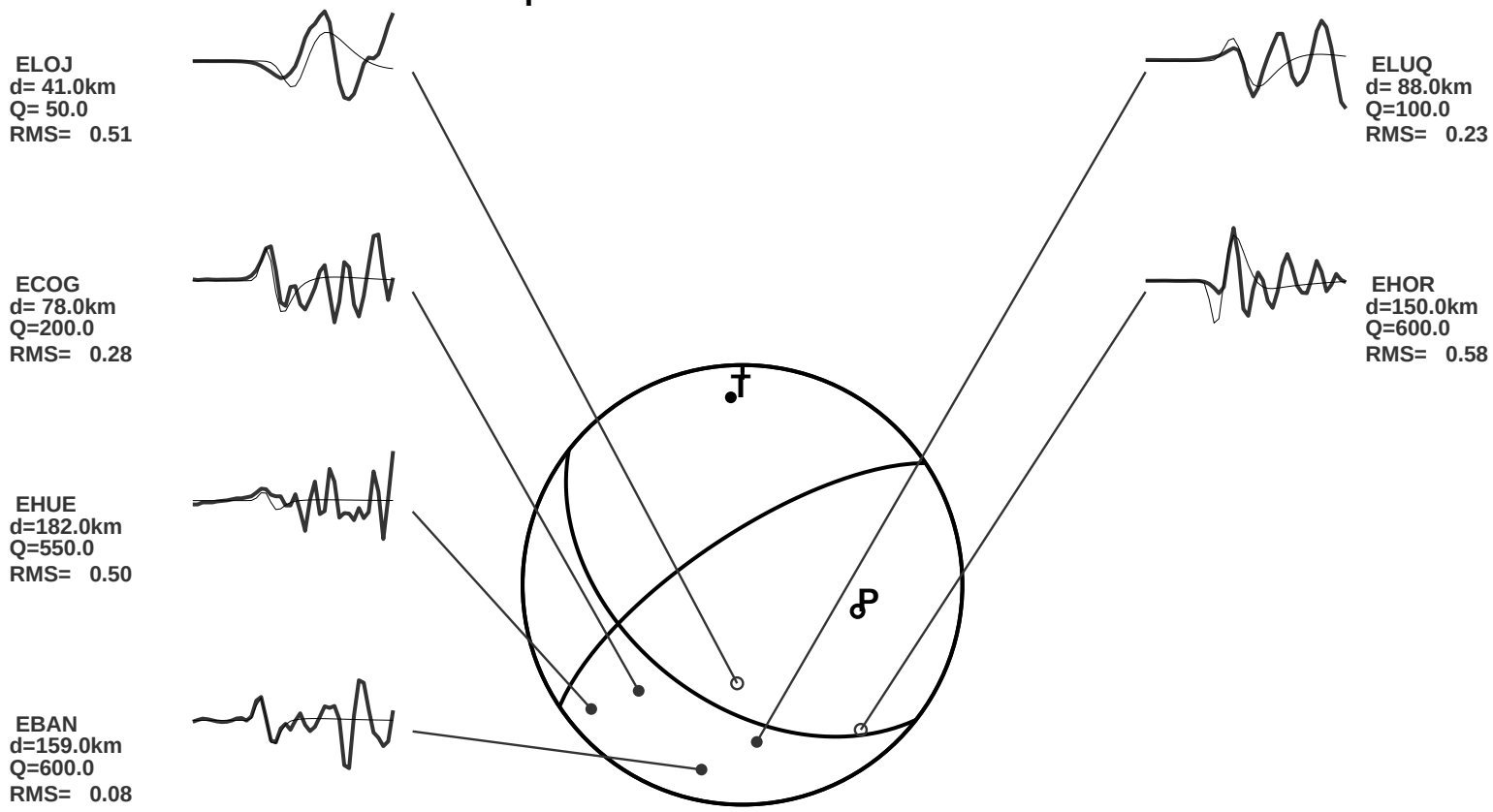
str= 67.0 dip= 9.1 rank= 80.3
depth= 65.0

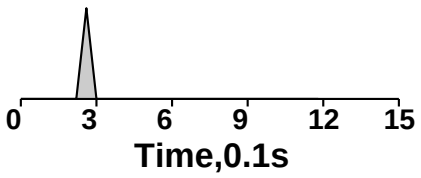


3 JULIO 2002 (PERIODO CORTO)

RMS= 0.36

str= 127.9 dip= 46.1 rank= -25.7
depth= 63.0

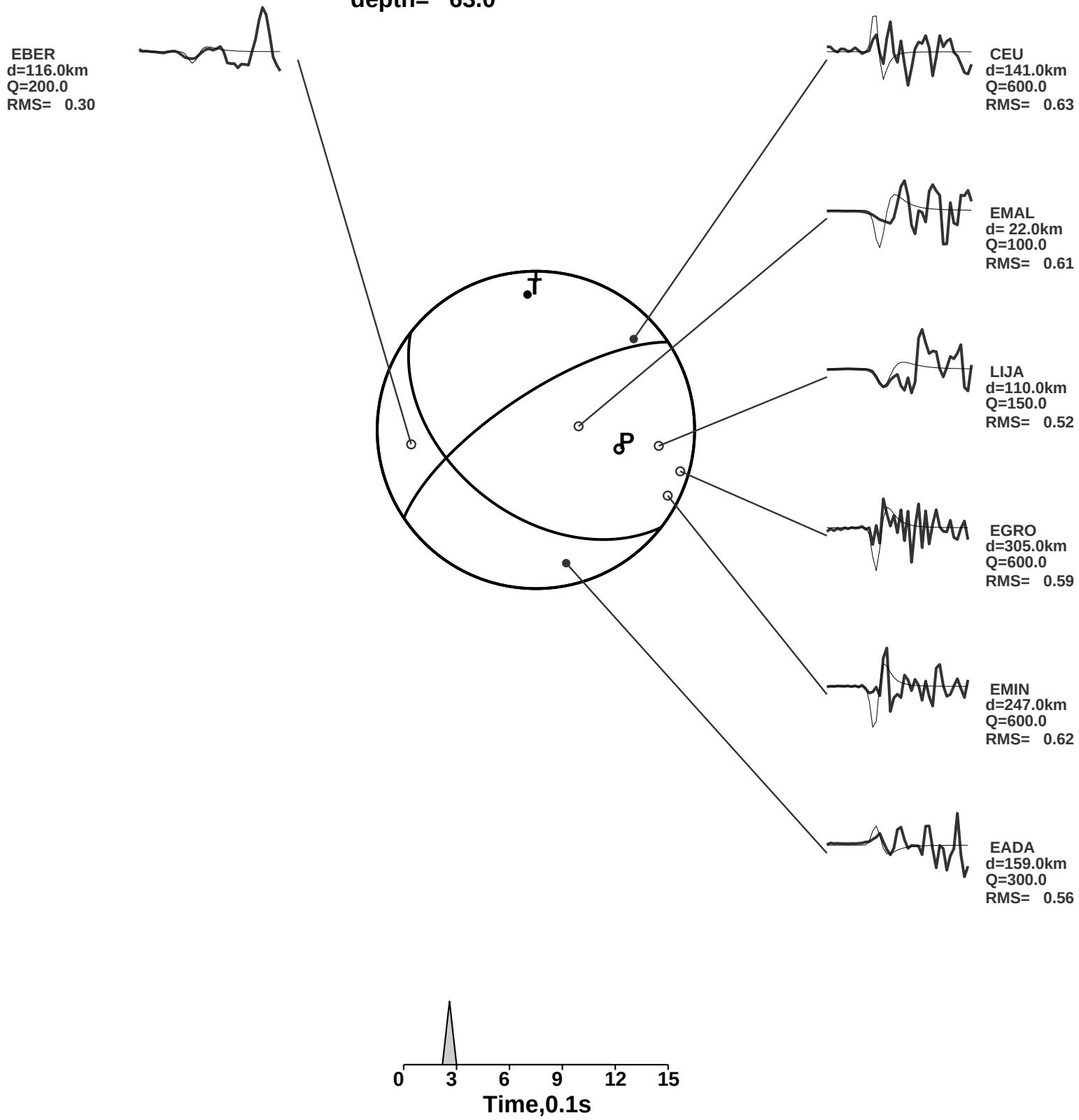




3 JULIO 2002 (BANDA ANCHA)

RMS= 0.55

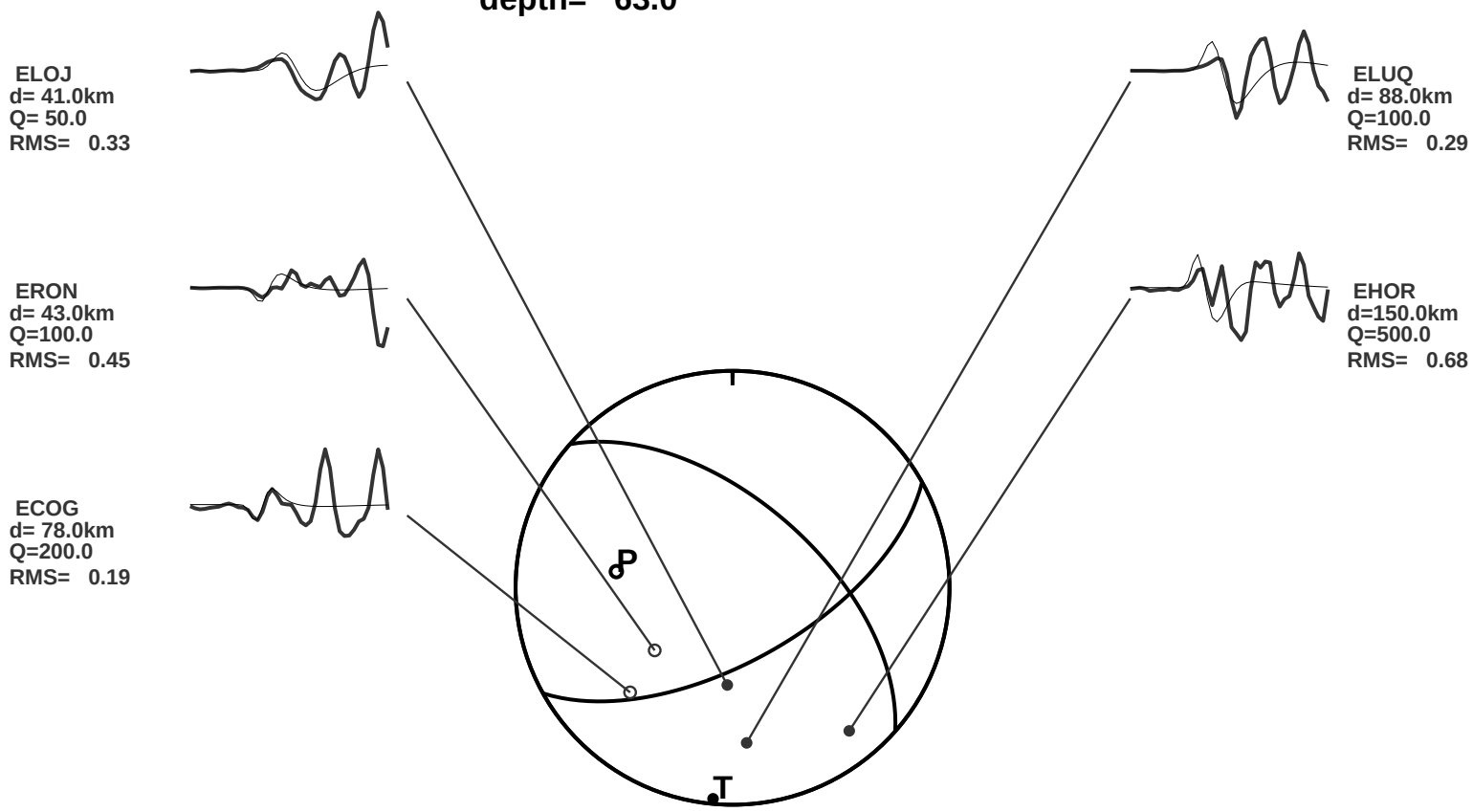
str= 127.9 dip= 46.1 rank= -25.7
depth= 63.0

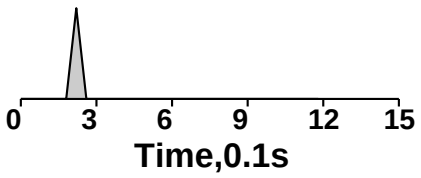


4 JULIO 2002 (PERIODO CORTO)

RMS= 0.39

str= 311.4 dip= 57.8 rank= -33.5
depth= 63.0

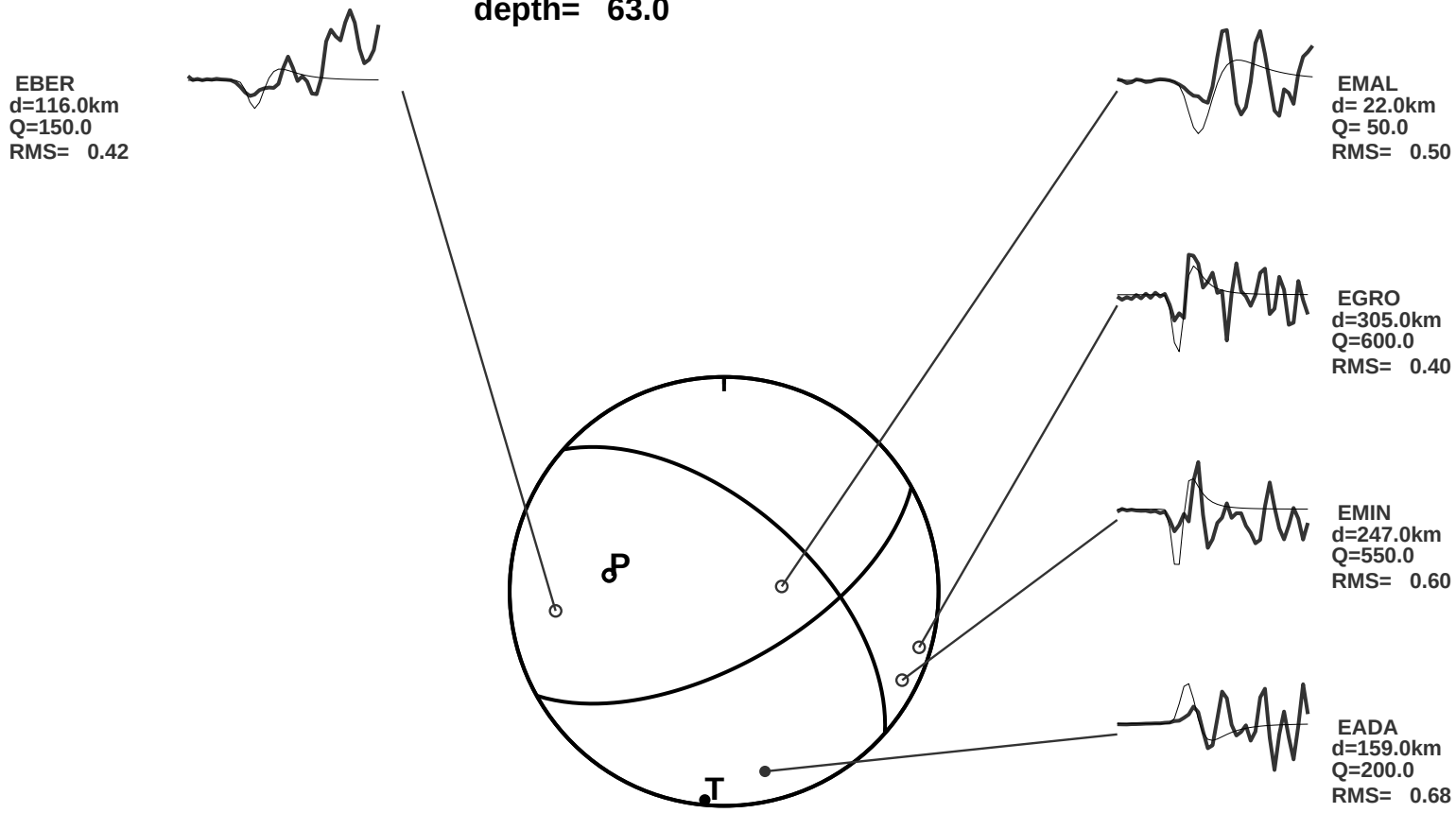


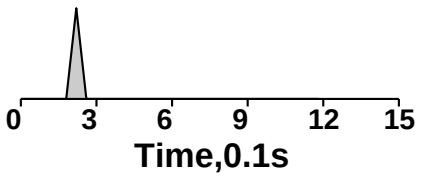


4 JULIO 2002 (BANDA ANCHA)

RMS= 0.52

str= 311.4 dip= 57.8 rank= -33.5
depth= 63.0

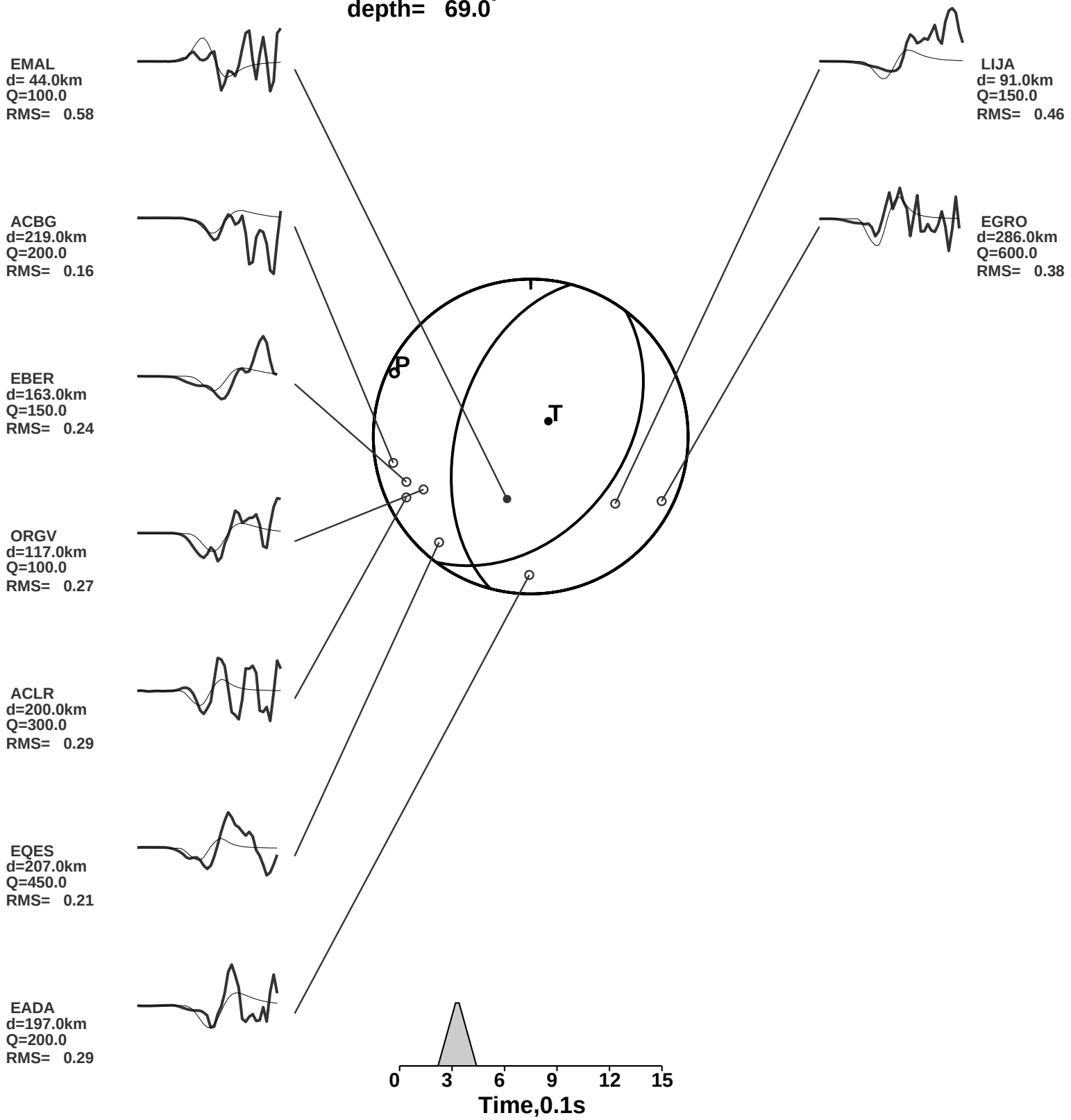




24 AGOSTO 2002

RMS= 0.32

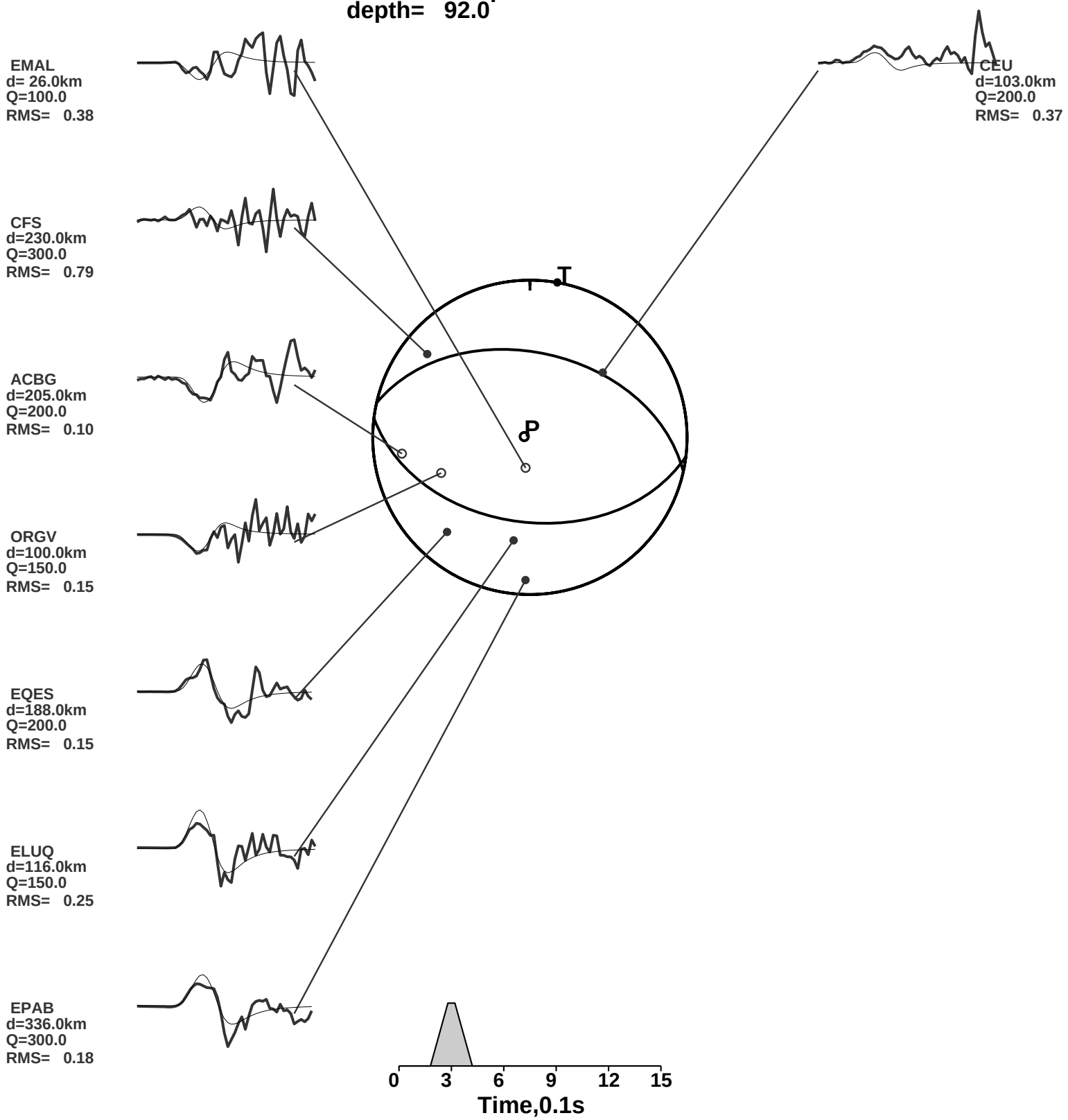
str= 37.0 dip= 41.0 rank= 107.0
depth= 69.0



21 NOVIEMBRE 2002

RMS= 0.30

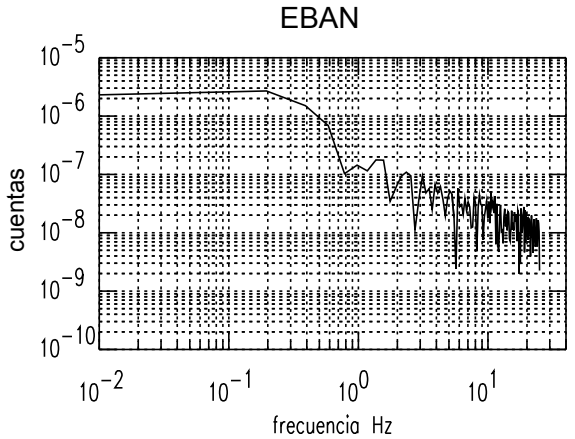
str= 97.0 dip= 45.0 rank= -94.0
depth= 92.0

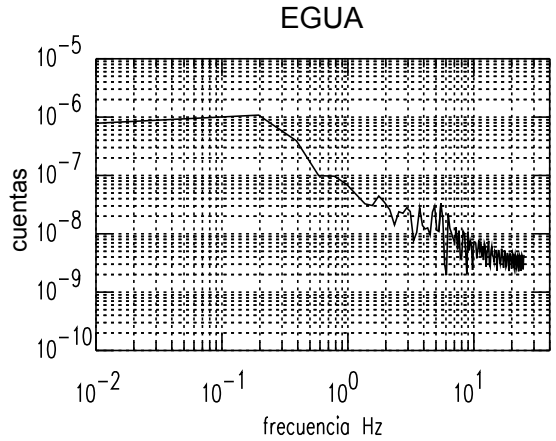


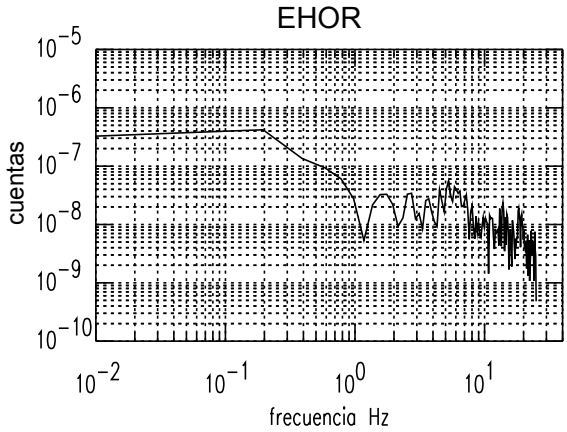
ANEXO 4

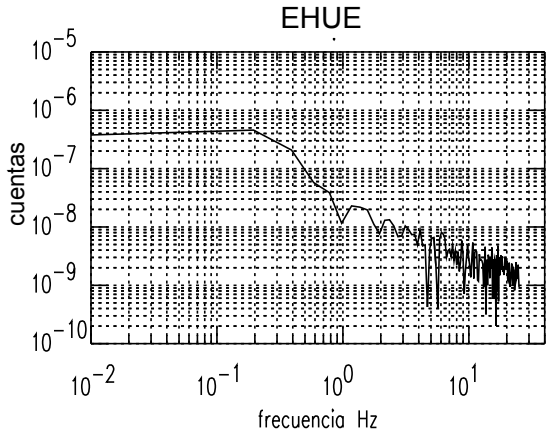
Espectros de amplitud de las ondas P utilizados para la determinación del momento sísmico escalar y dimensiones de la fractura.

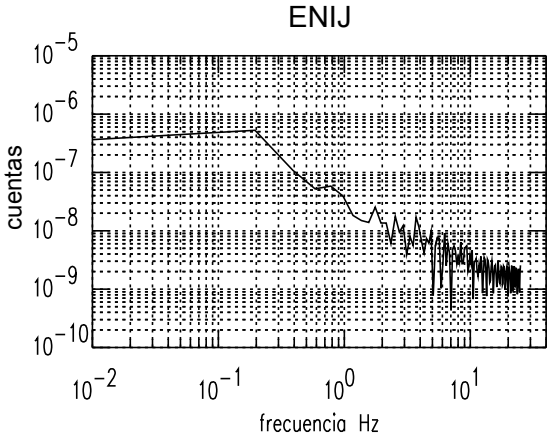
1 ENERO 1994

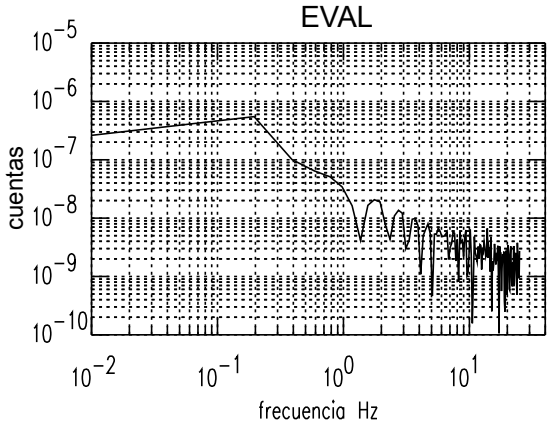

EBAN
cuentas
frecuencia Hz

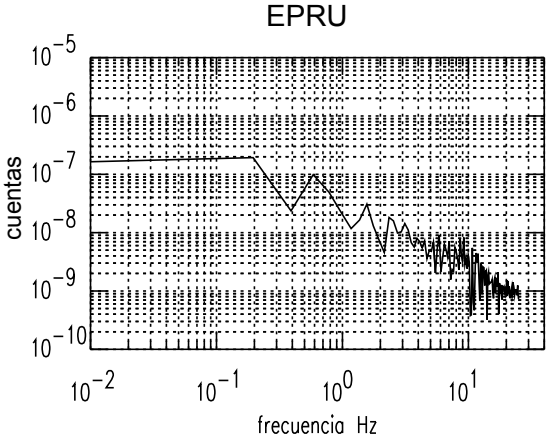

EGUA
cuentas
frecuencia Hz


EHOR
cuentas
frecuencia Hz

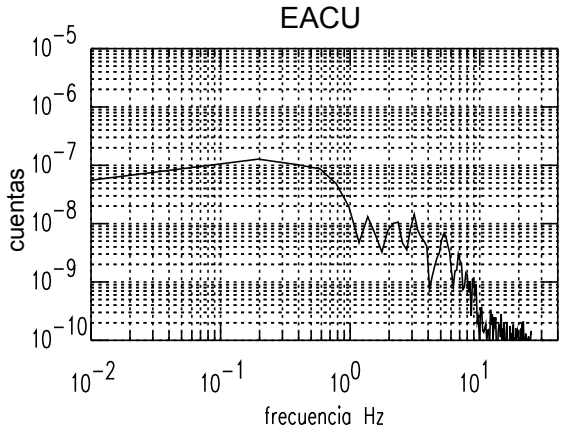

EHUE
cuentas
frecuencia Hz

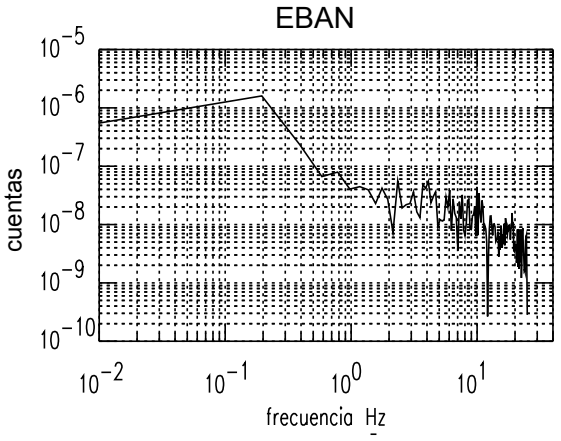

ENIJ
cuentas
frecuencia Hz

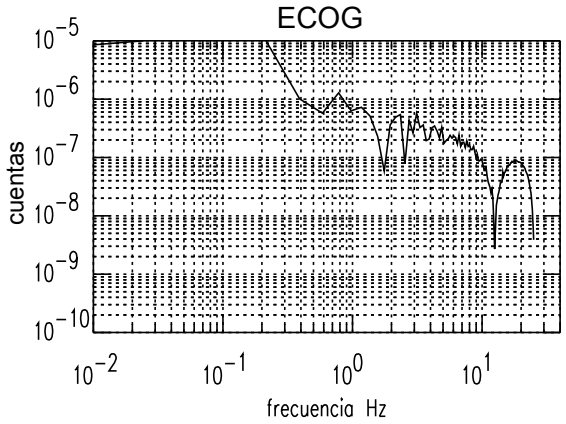

EVAL
cuentas
frecuencia Hz

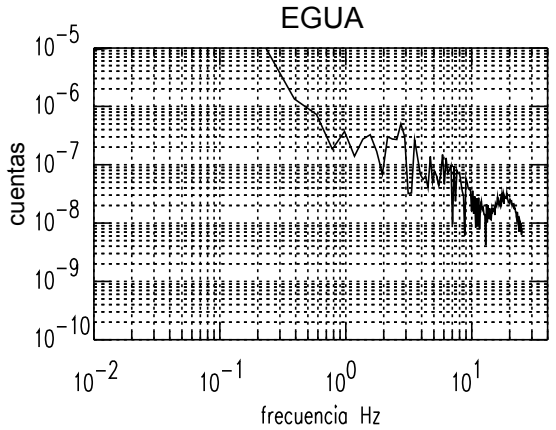

EPRU
cuentas
frecuencia Hz

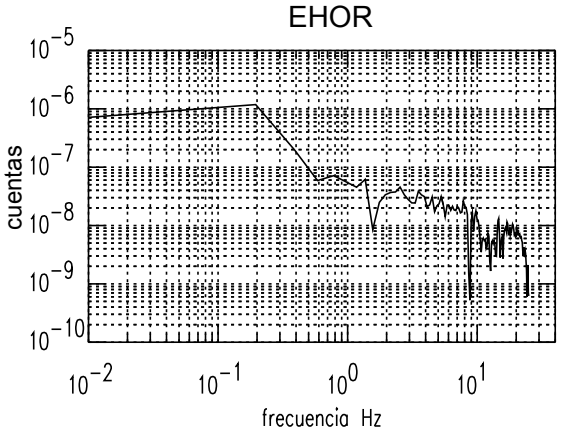
17 MARZO 1995

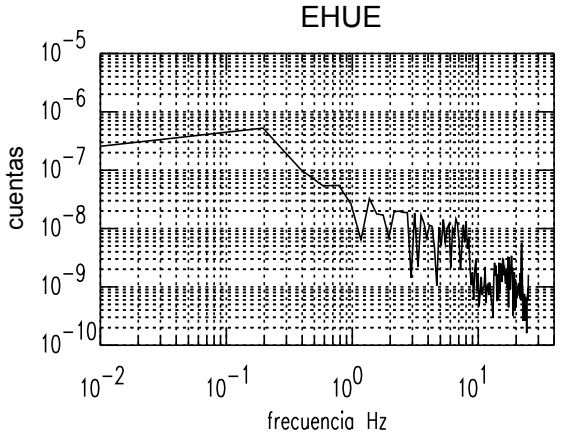


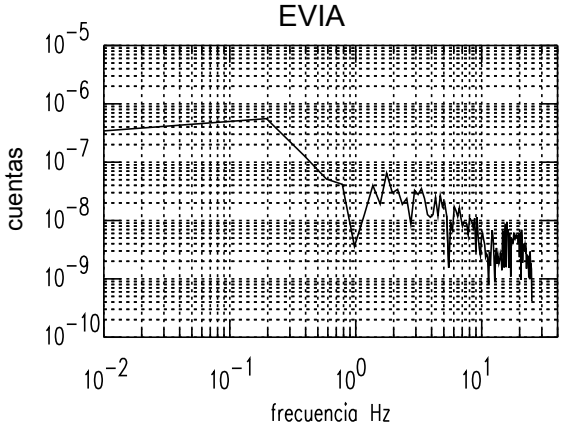




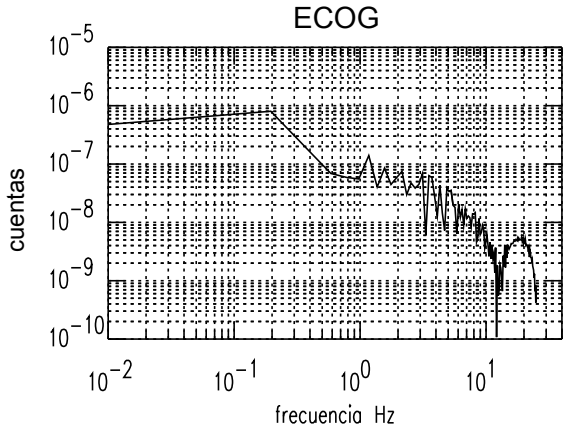


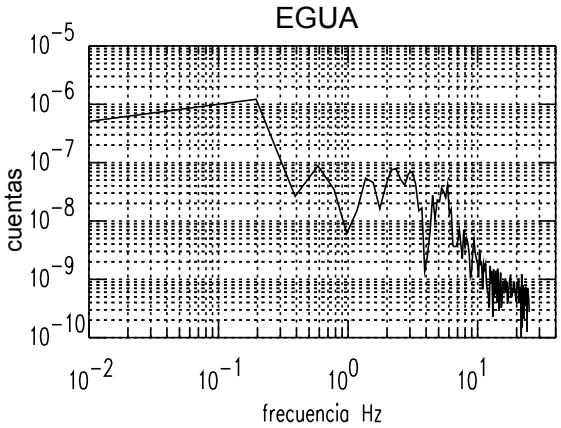


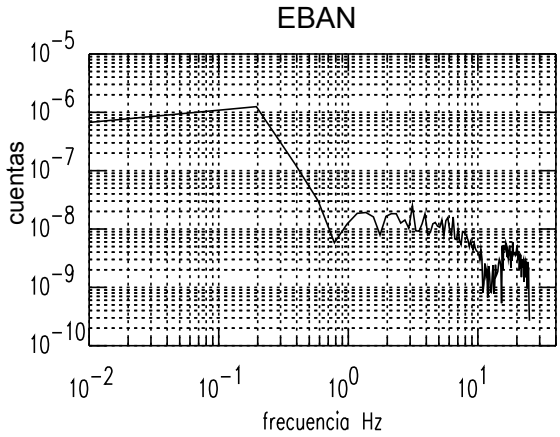


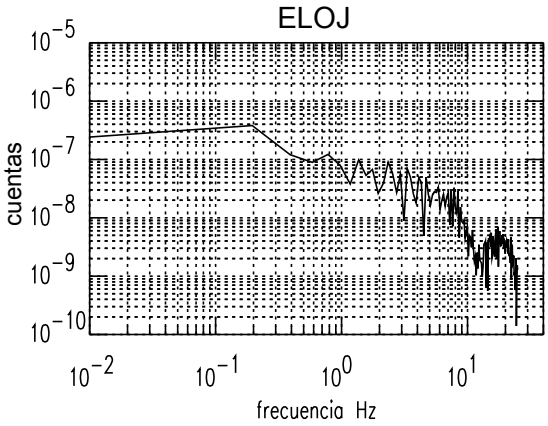


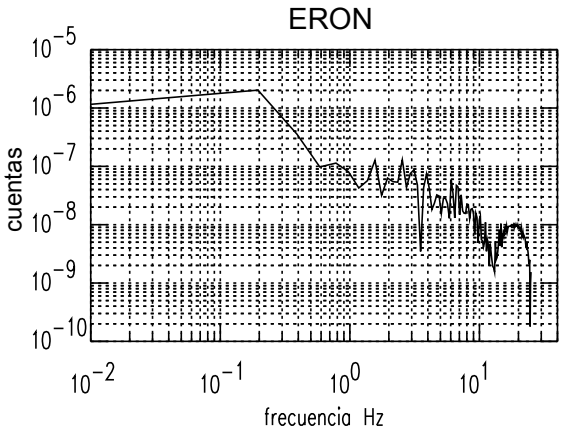
18 NOVIEMBRE 1995



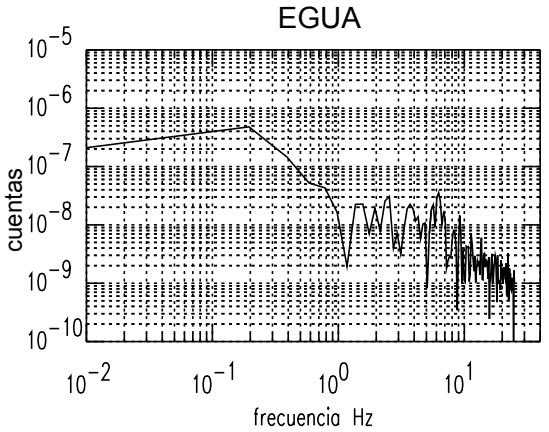


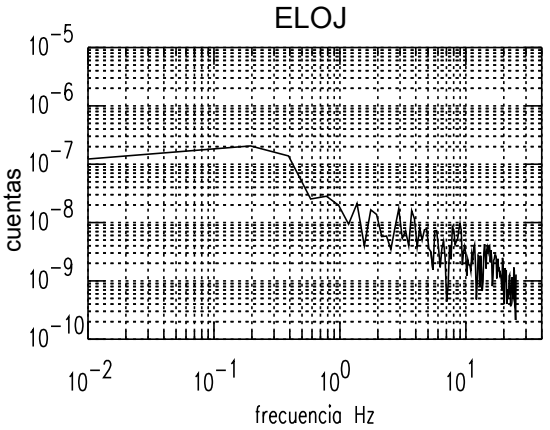


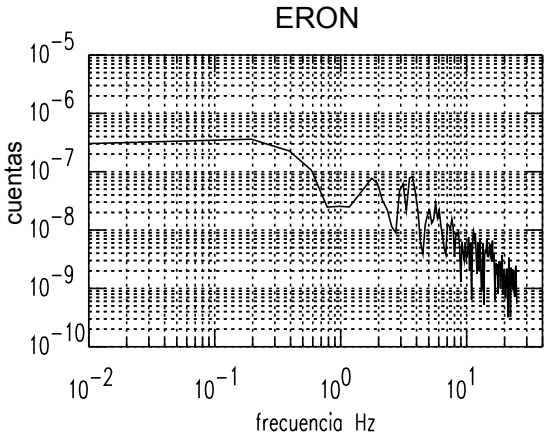




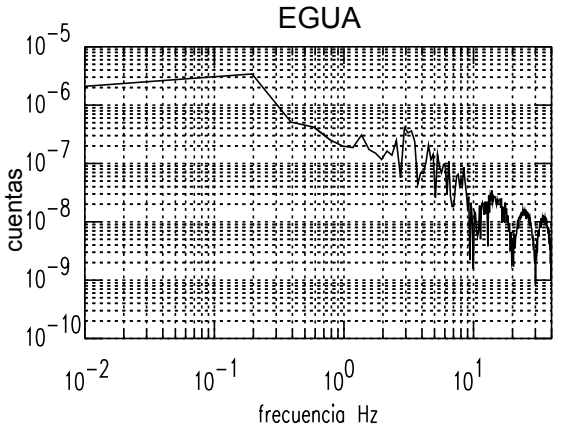
28 NOVIEMBRE 1995

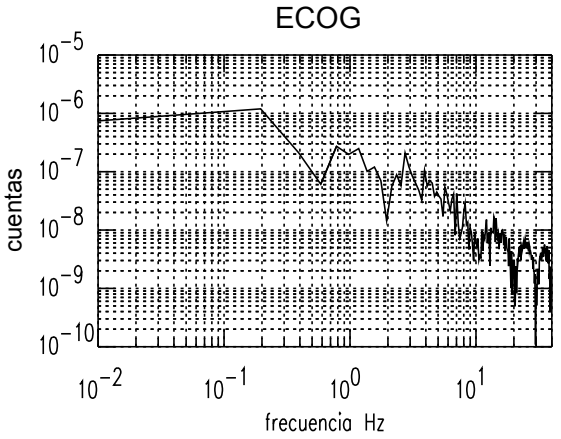


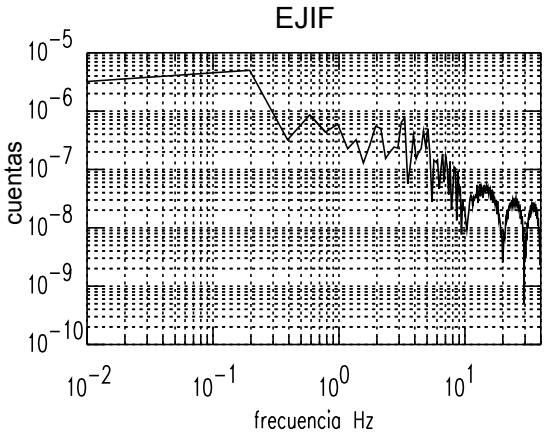


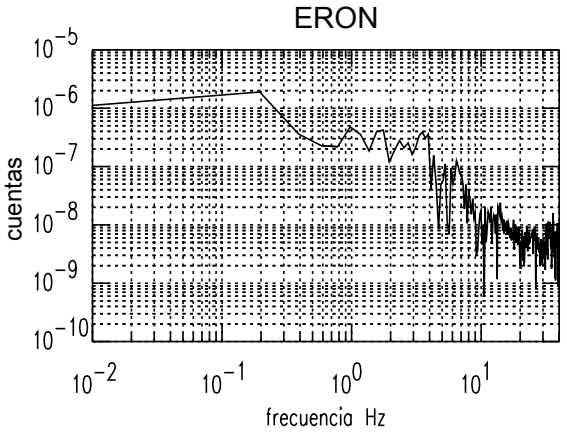


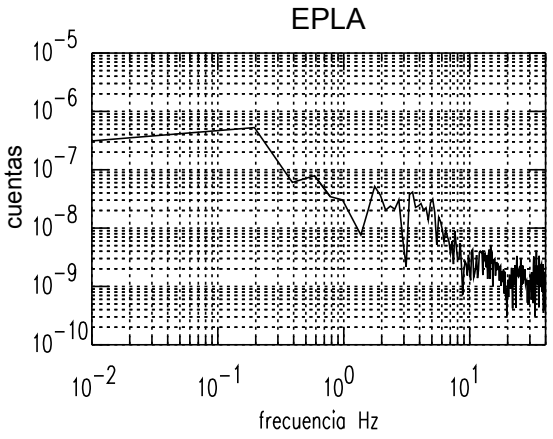
22 JUNIO 1996

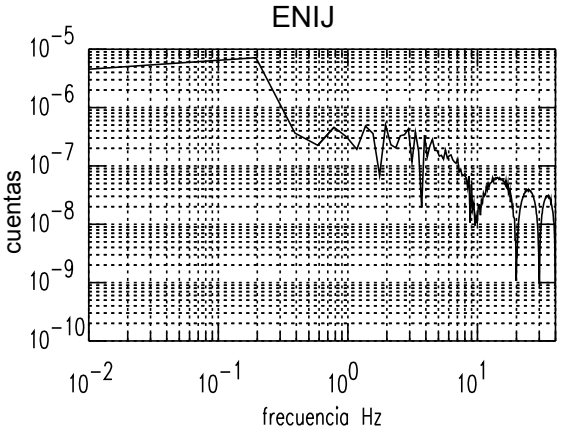


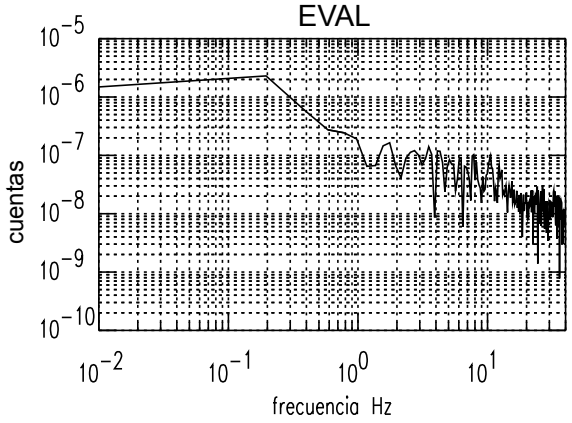




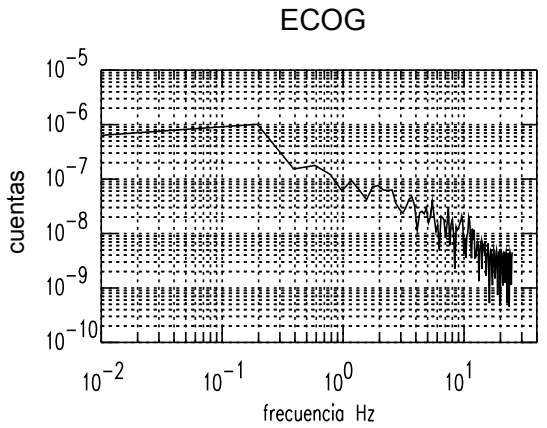


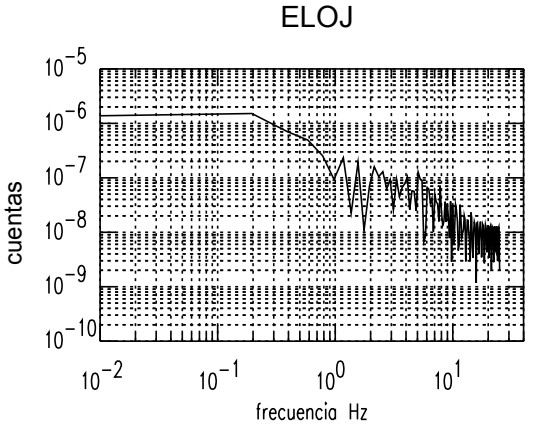


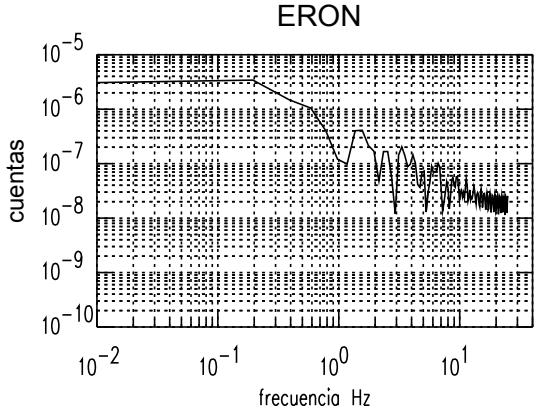


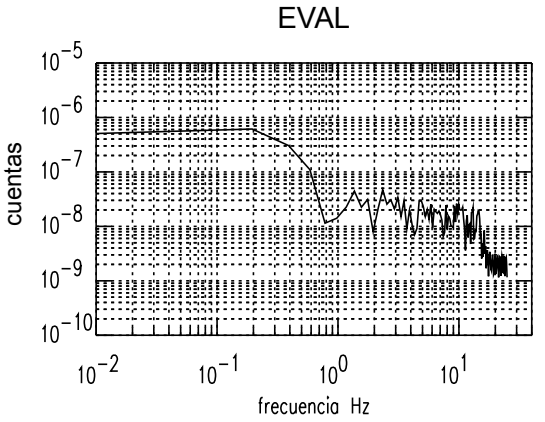


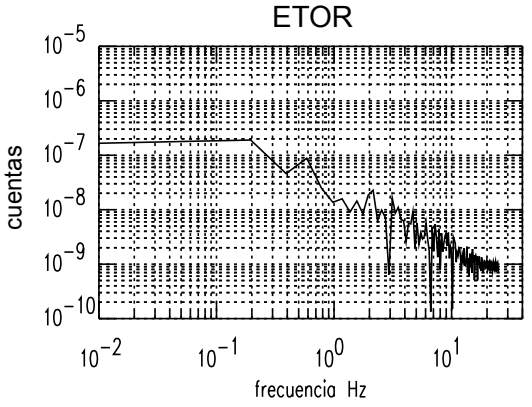
27 DICIEMBRE 1996

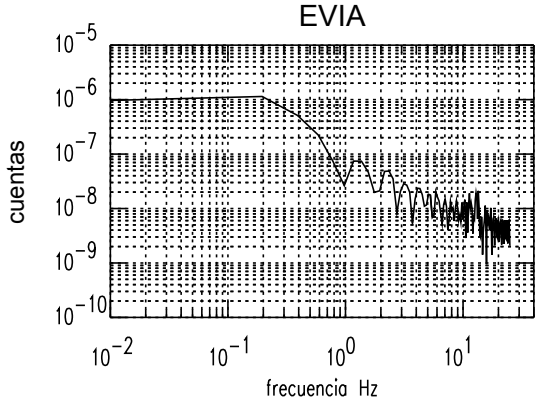


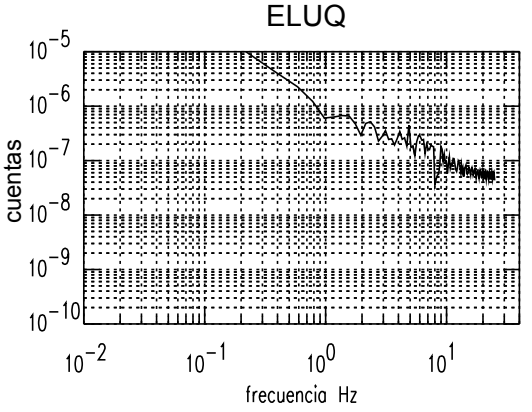






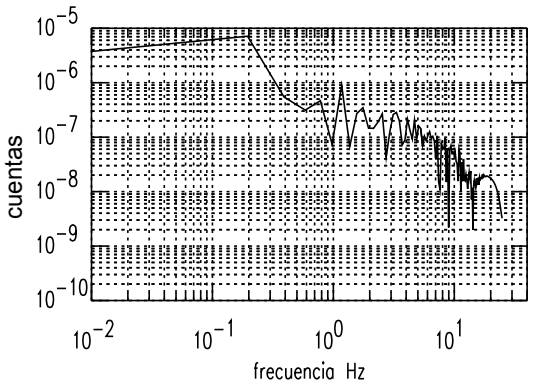




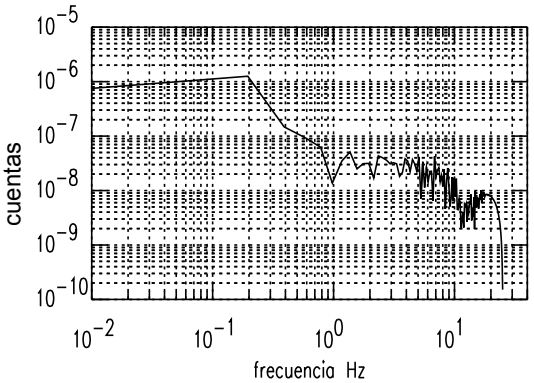


18 MARZO 1996 (1)

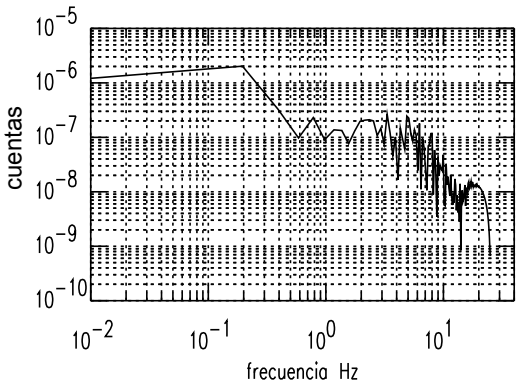
ECOG



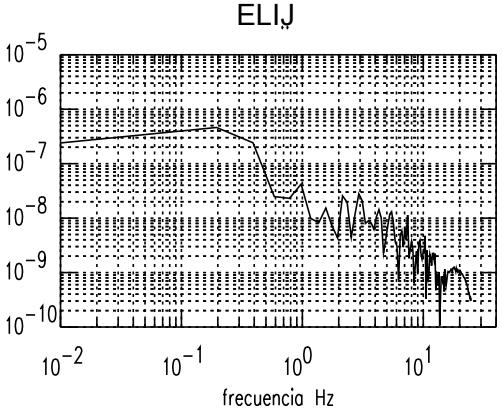
ELOJ



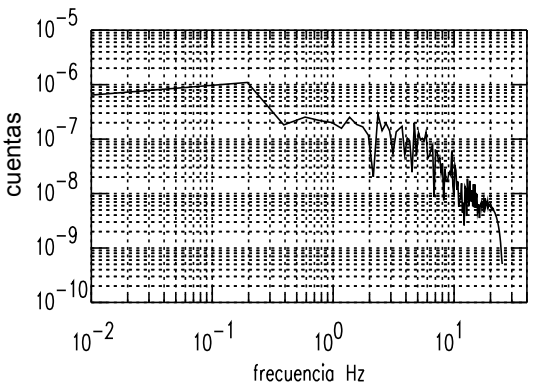
EGUA



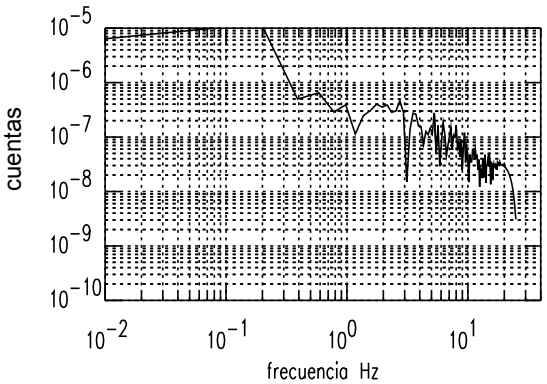
ELIJ



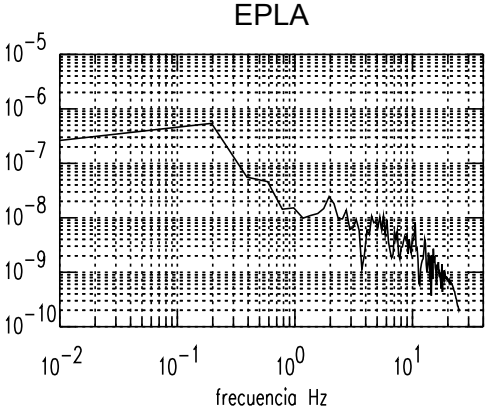
ELOJ



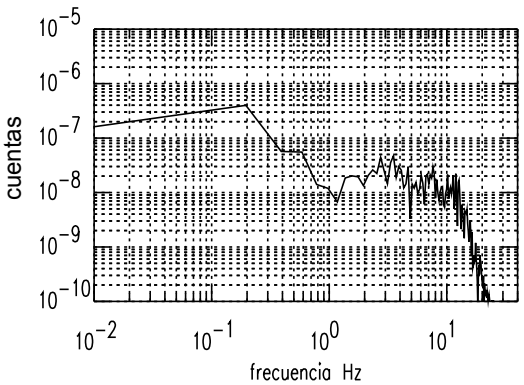
ERON



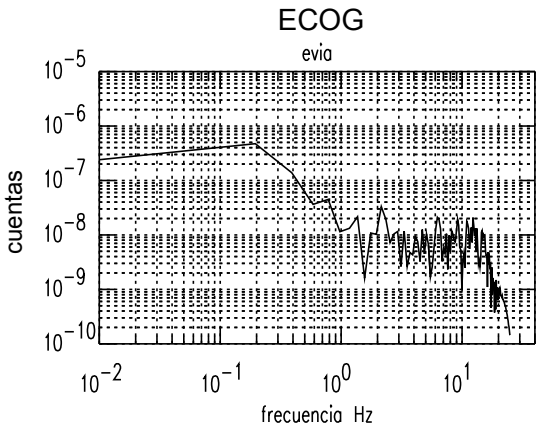
EPLA

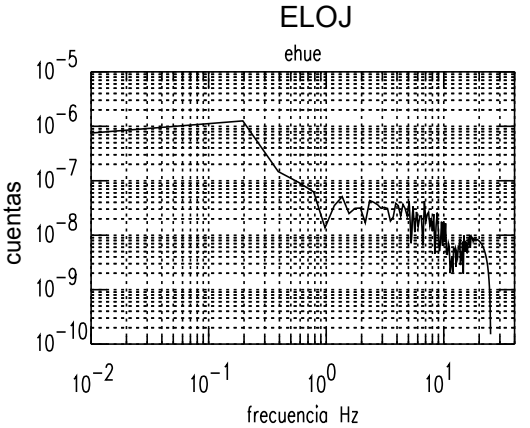


EVAL

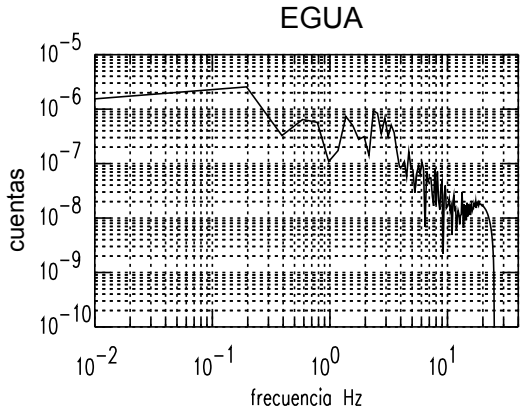


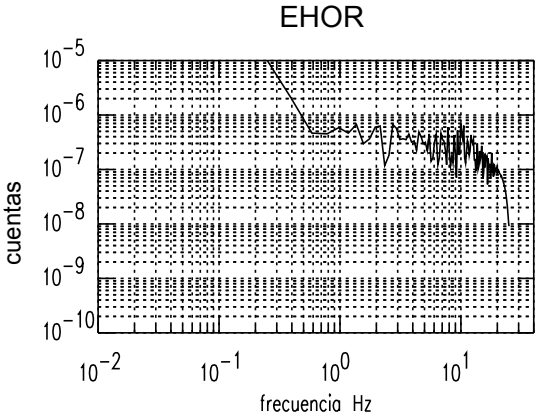
18 MARZO 1996 (2)

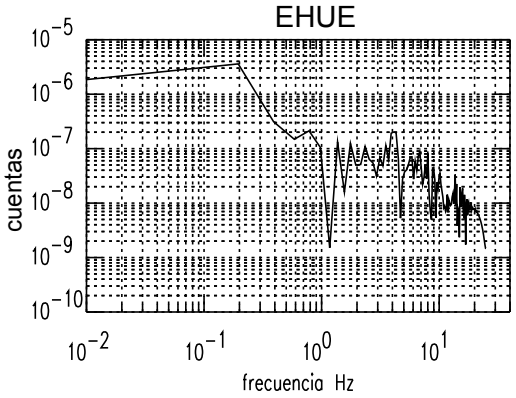


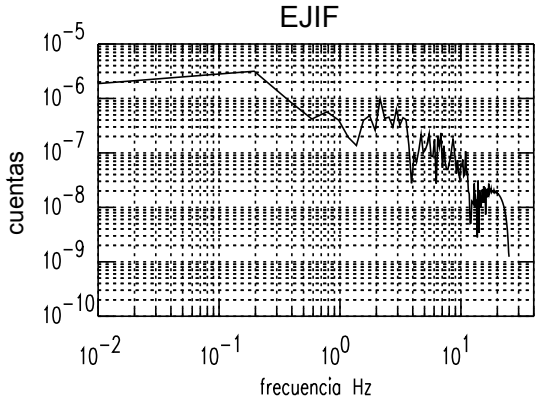


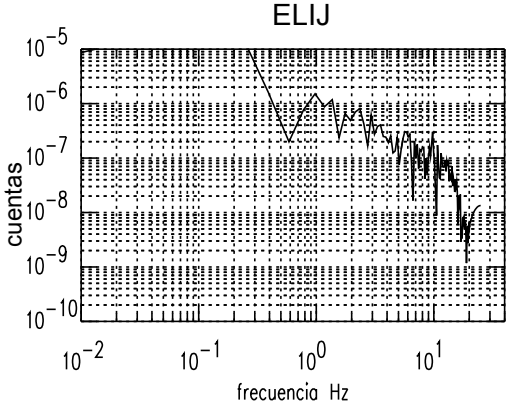
20 AGOSTO 1997

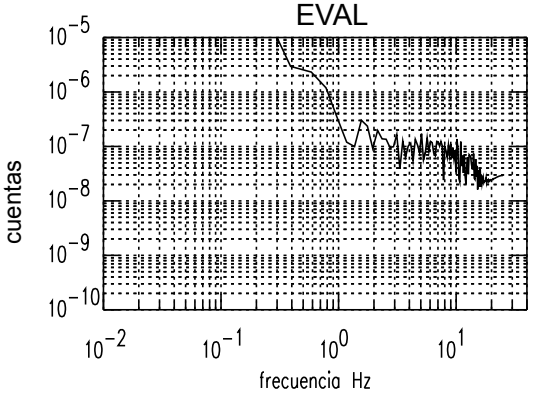


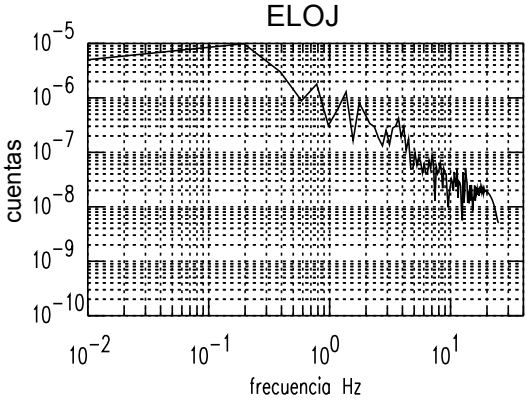




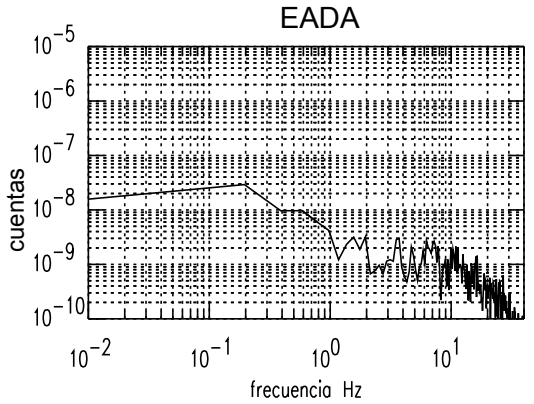


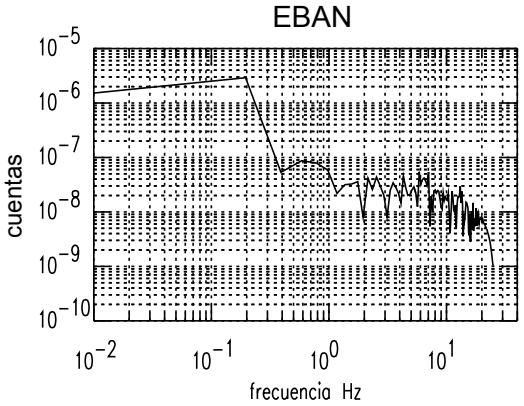


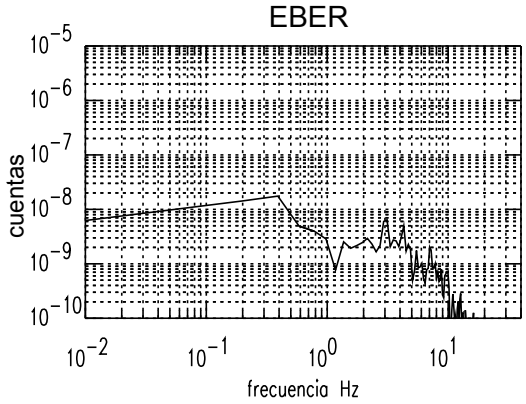


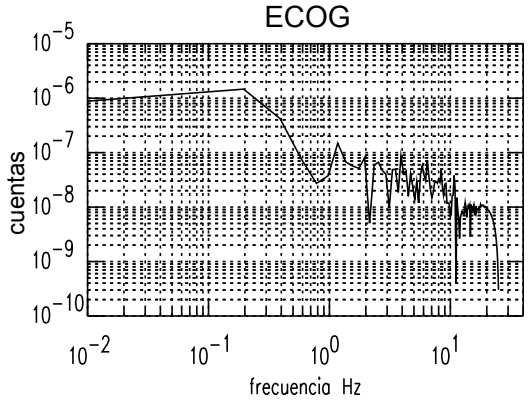


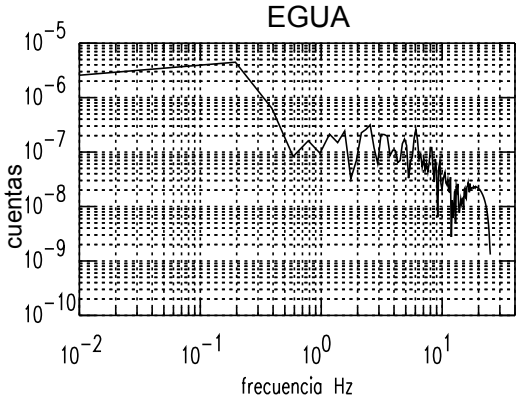
3 JULIO 2002 (1)

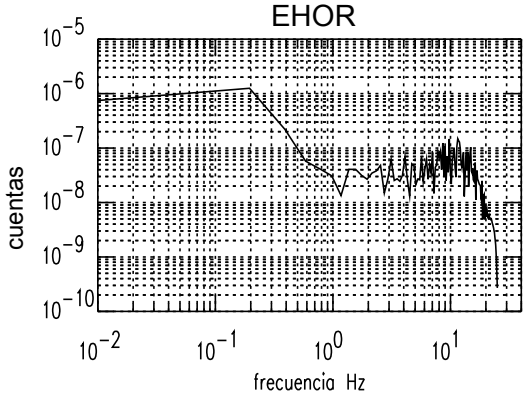


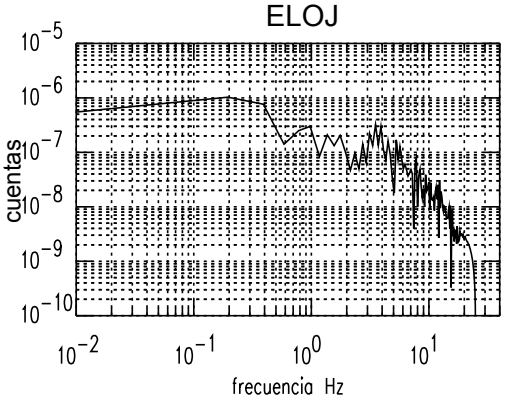


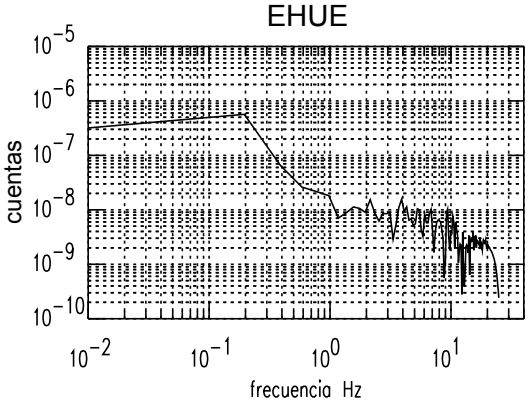




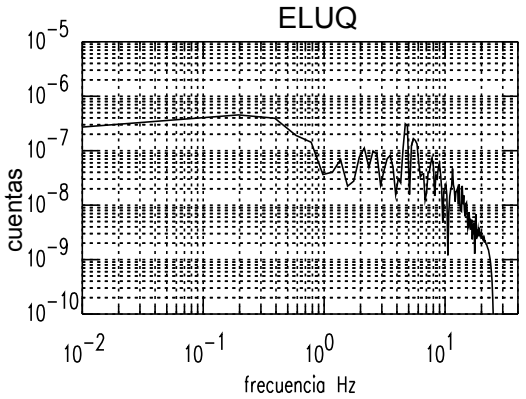


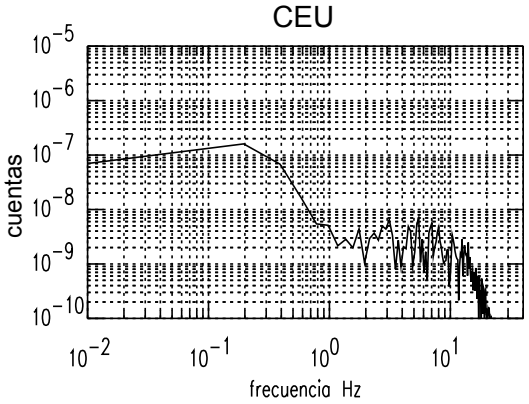


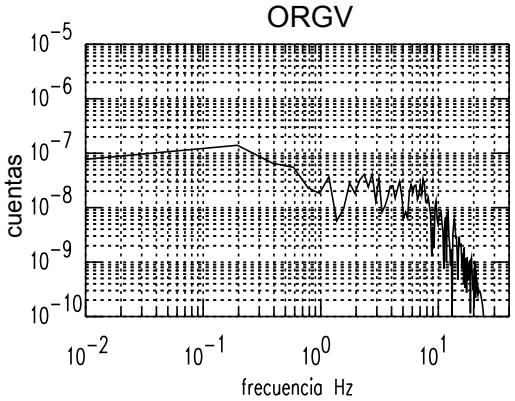


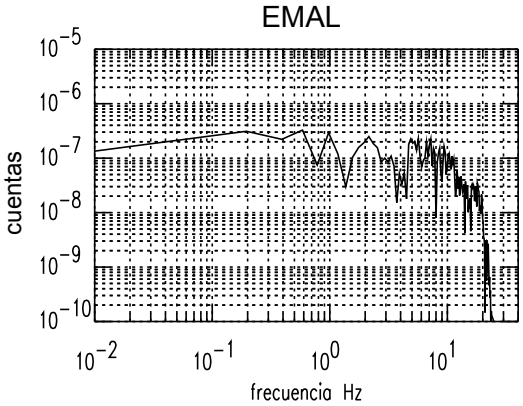


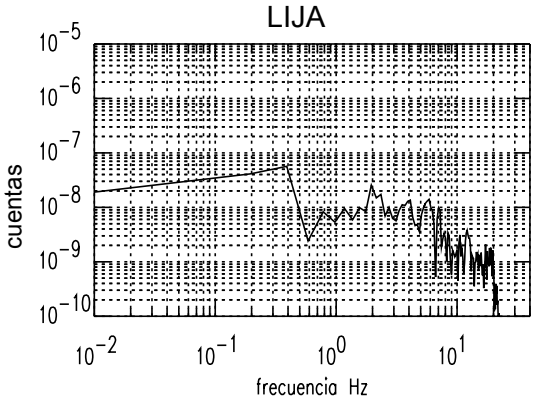
3 JULIO 2002 (2)



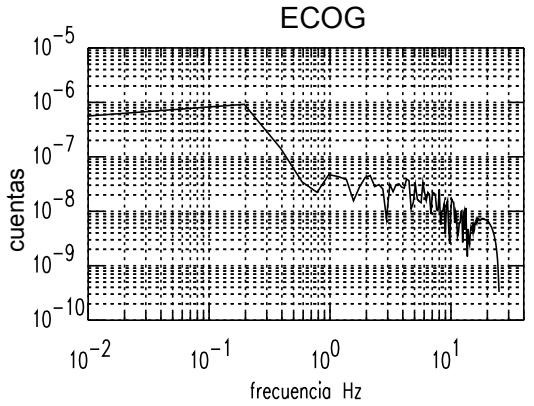


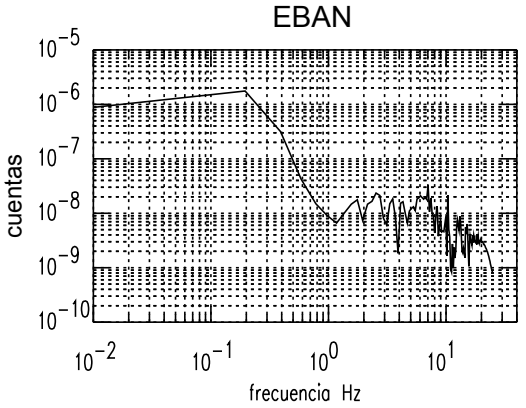


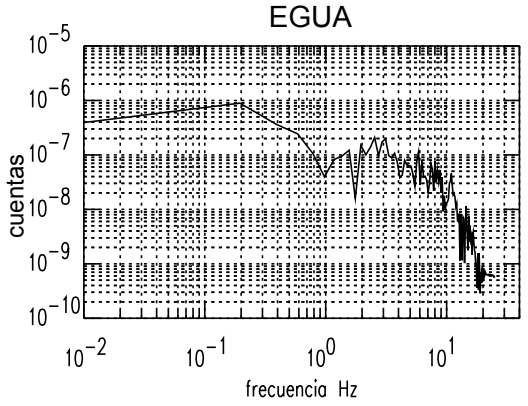


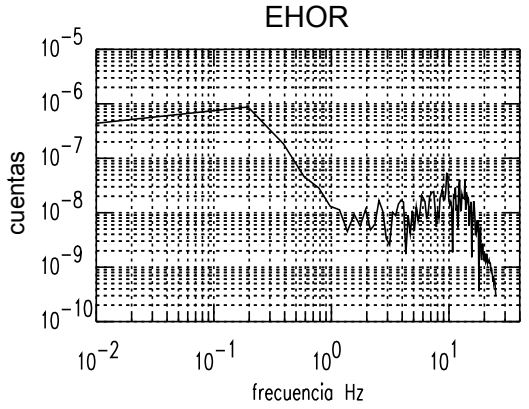


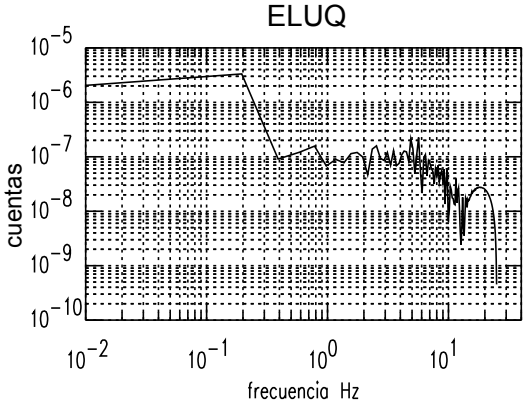
4 JULIO 2002

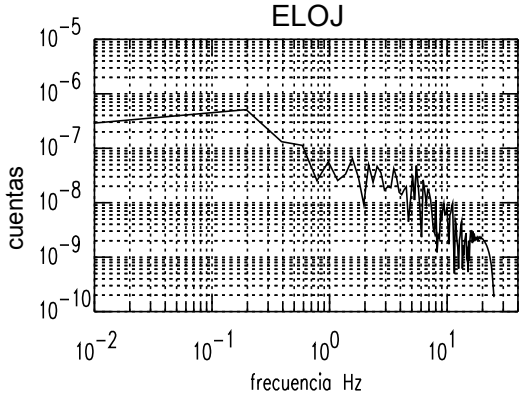

ECOG
cuentas
frecuencia Hz

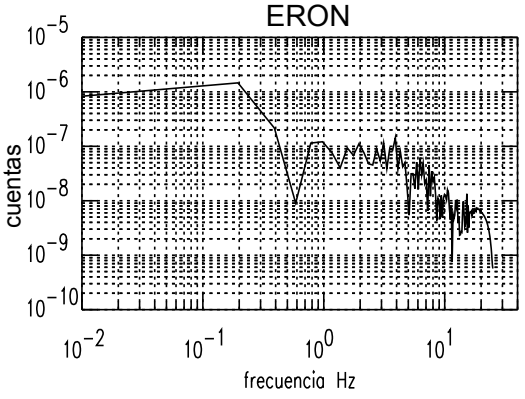

EBAN
cuentas
frecuencia Hz

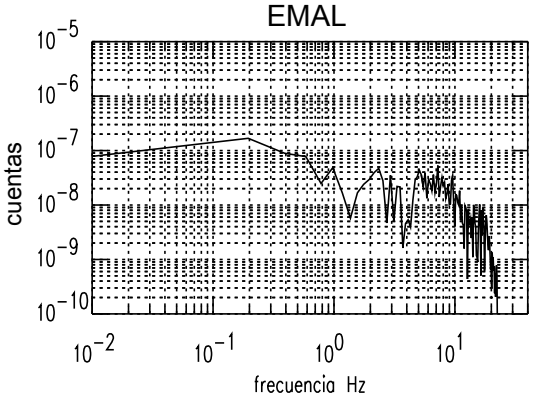

EGUA
cuentas
frecuencia Hz


EHOR
cuentas
frecuencia Hz

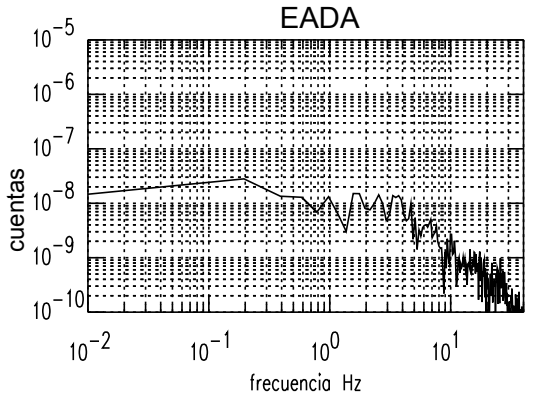

ELUQ
cuentas
frecuencia Hz

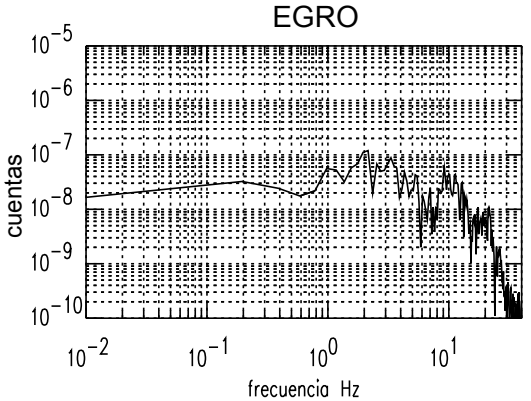

ELOJ
cuentas
frecuencia Hz

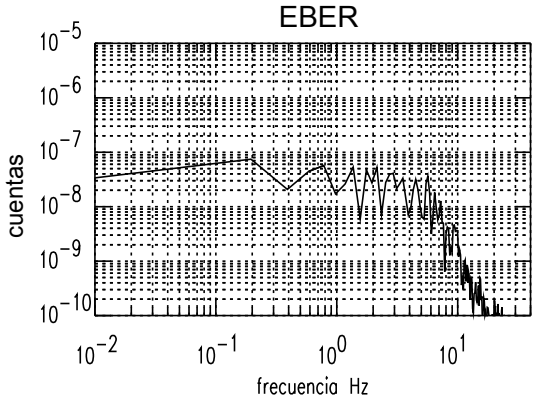

ERON
cuentas
frecuencia Hz

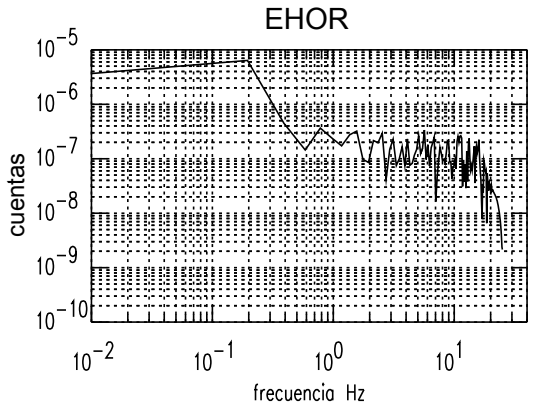

EMAL
cuentas
frecuencia Hz

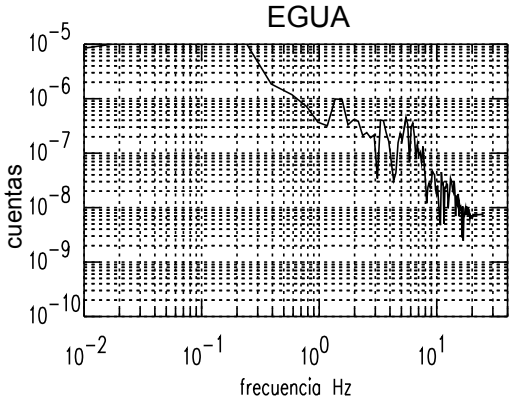
24 AGOSTO 2002 (1)

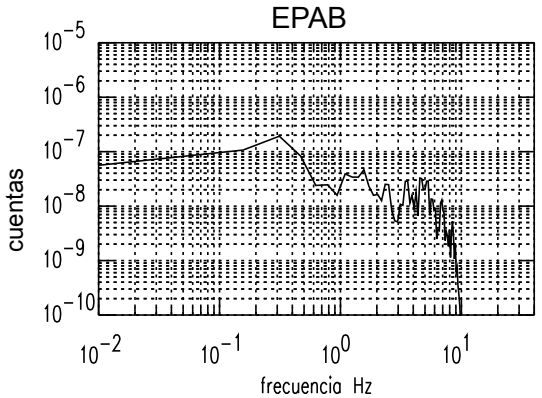


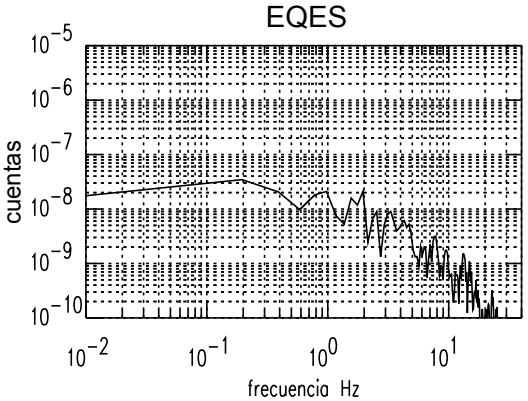


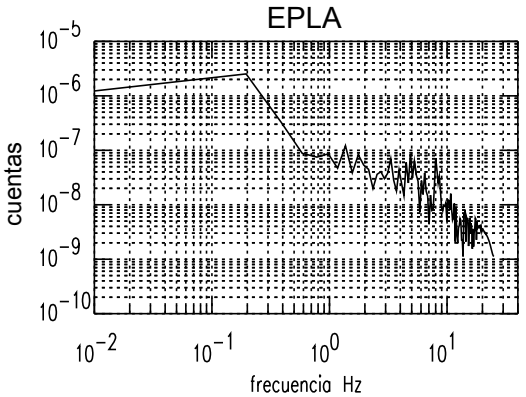




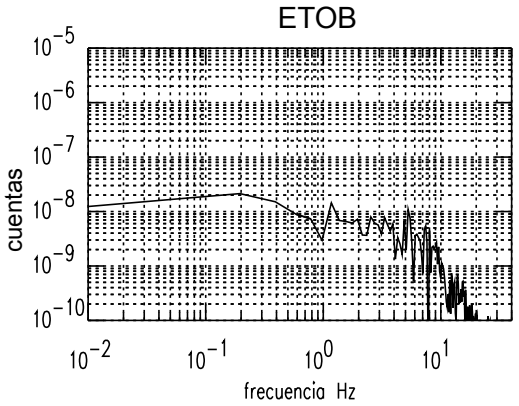


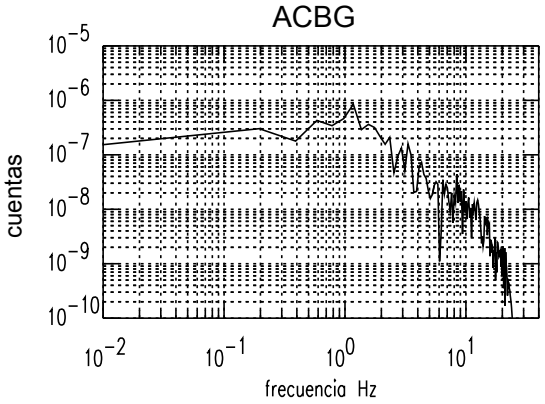


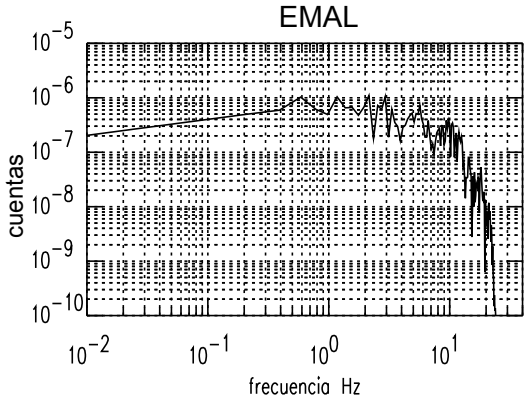


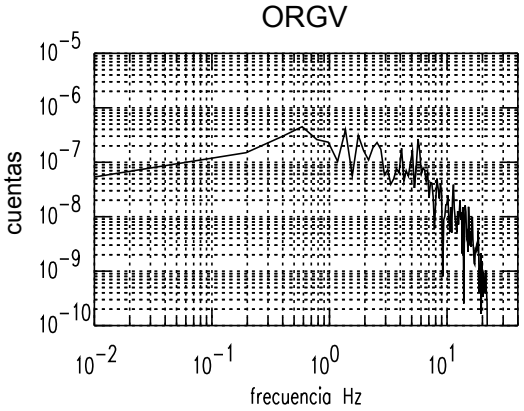


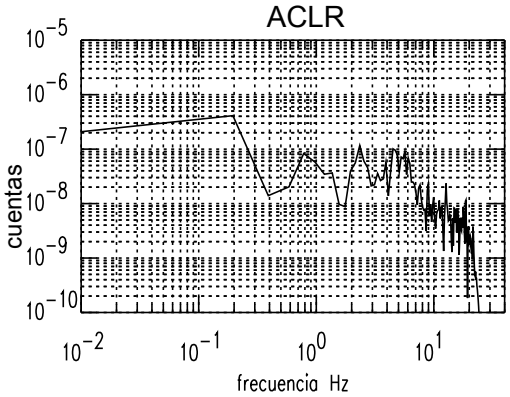
24 AGOSTO 2002 (2)

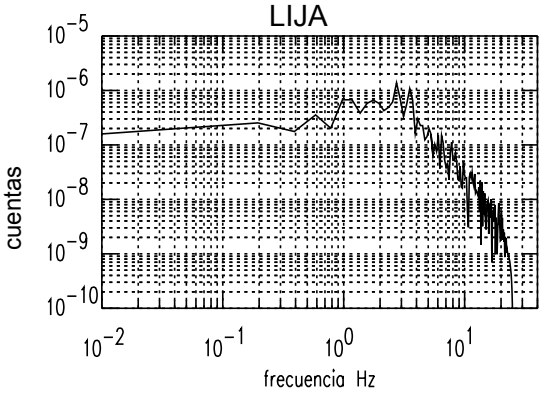




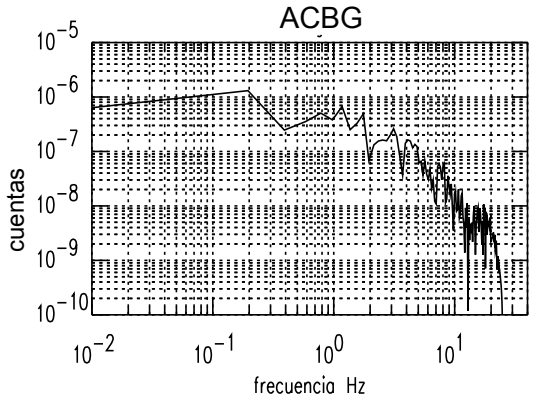


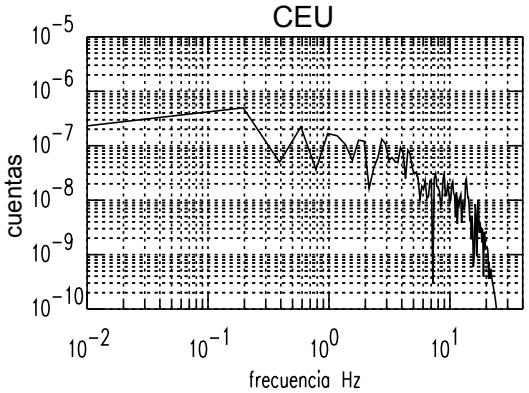


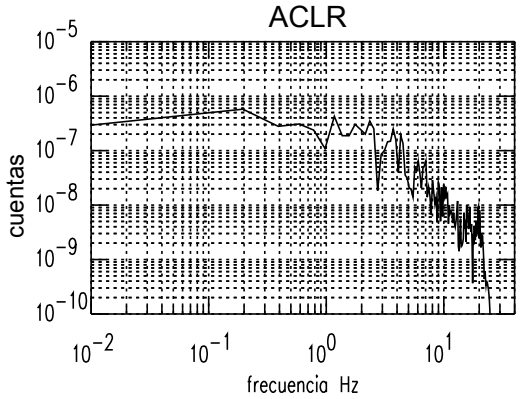


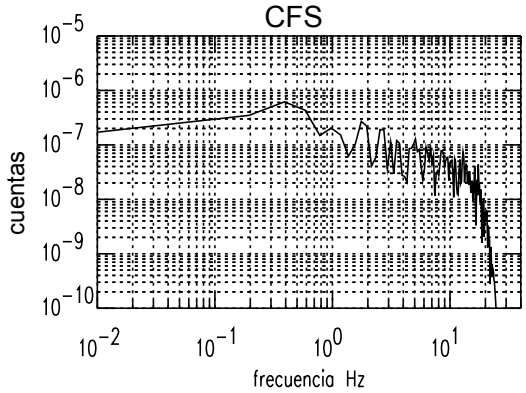


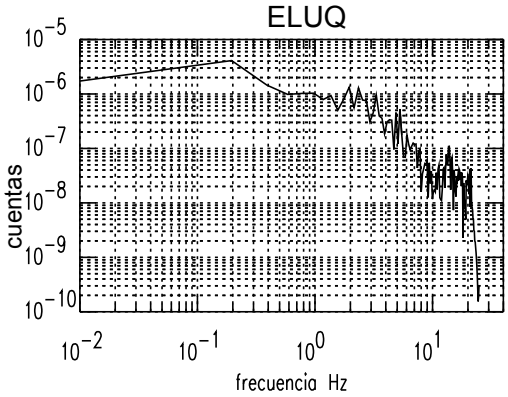
21 NOVIEMBRE 2002 (1)

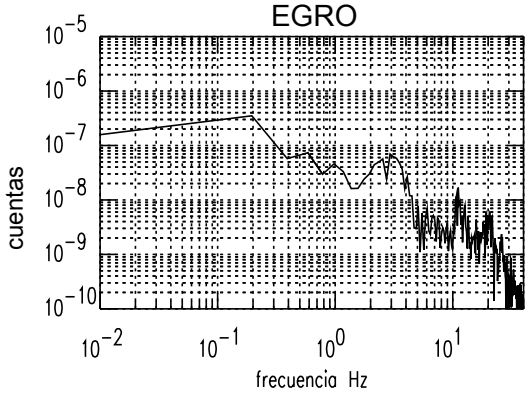


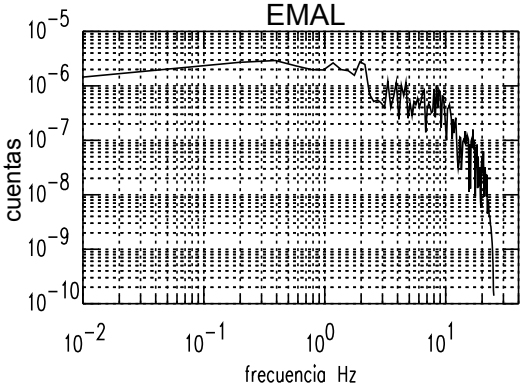


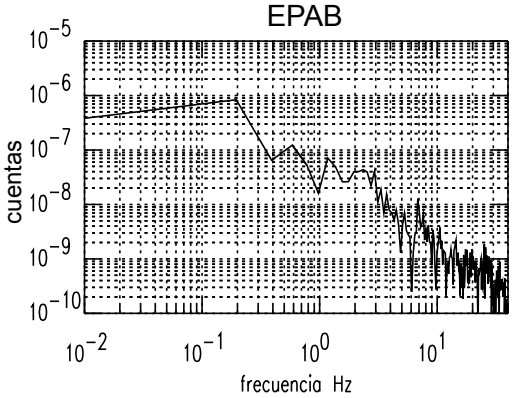
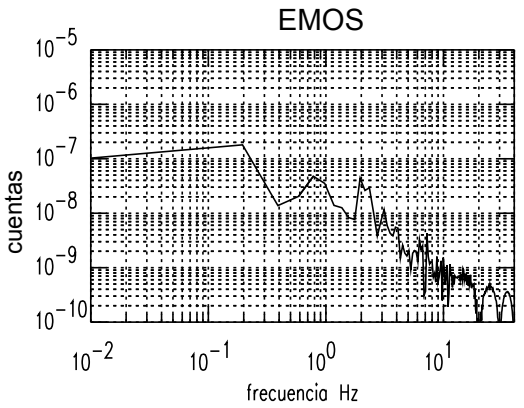
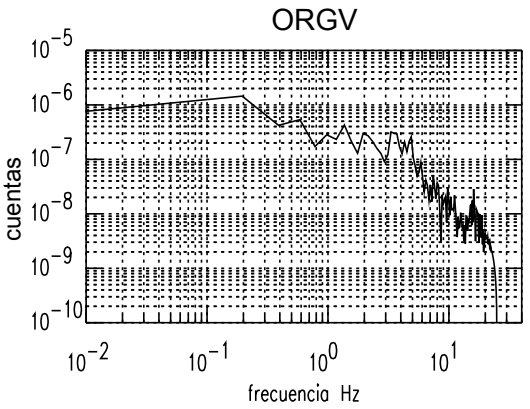
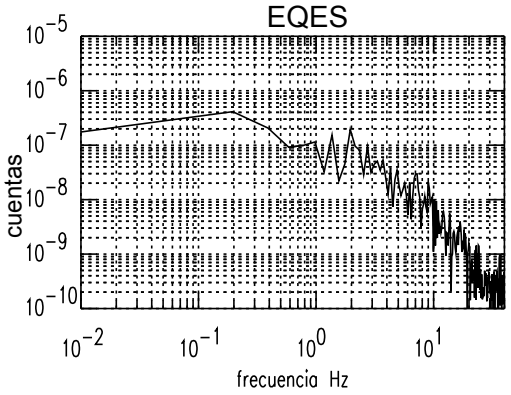












21 NOVIEMBRE 2002 (2)