



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“EL MOVIMIENTO OBSERVADO EN EL VALLE DE
MÉXICO. UN ESTUDIO A PARTIR DE ARREGLOS
ACELEROMÉTRICOS PARA EL SISMO DEL 24 DE
OCTUBRE DE 1993.”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

I N G E N I E R O G E O F Í S I C O

P R E S E N T A:

LUIS EDGAR RODRÍGUEZ ABREU



DIRECTOR DE TESIS: DR. MARTÍN CÁRDENAS SOTO
México D. F. 2008



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

*La vida exige de todo individuo una contribución
y depende del individuo descubrir en que consiste.*

(Viktor E. Frankl)

Agradezco infinitamente a mis padres Elia y Edgar, quienes son y han sido siempre mi modelo y brújula, gracias por su apoyo incondicional y sobre todo, gracias porque me han brindado lo más valioso que se puede dar a un ser humano, amor y confianza.

Agradezco a mis hermanos, Mauricio, Susana y Ricardo, quienes me han apoyado sin importar la distancia y situaciones, gracias por hacerme sonreír y hacerme ver el mundo de diferente manera.

Agradezco a mis abuelas, Susana y Elena y a mi abuelo Armando, por mostrarme la sabiduría que conlleva la experiencia y por su gran amor y oraciones.

Agradezco a mis tíos y tías, a todos mis primos y primas, quienes me acogieron como hijo y hermano propio, gracias por su cariño, palabras de aliento y consejos.

Agradezco a mis amigos, con quienes he compartido momentos increíbles que espero nunca terminen y quienes me han hecho sentir parte de su vida, les auguro éxito y espero seguir compartiendo con ustedes mi vida.

Gracias a mis compañeros de carrera con quienes compartí y disfruté muchas horas en la Facultad a través de triunfos y metas, que la pasión nos siga impulsando todos los días.

Gracias a mis profesores por la dedicación y entrega que tuvieron durante mi formación, no sólo en clase, sino también fuera de las aulas, en especial al Dr. Martín Cárdenas, a la Dra. Xyoli Pérez y al Dr. Carlos Valdés.

Gracias a mis compañeros del SSN por sus palabras de aliento, ayuda infinita, consejos y por hacerme sentir parte de un equipo.

Finalmente, gracias a la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ingeniería por enseñarme el significado de ser universitario, mi corazón y espíritu siempre lo serán.

Luis Edgar

Índice

RESUMEN	1
AGRADECIMIENTOS	3
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	6
CAPÍTULO 2. FUNDAMENTOS DE PROPAGACIÓN DE ONDAS ELÁSTICAS	10
2.1. ONDAS DE CUERPO.....	11
2.2 ONDAS SUPERFICIALES.....	15
2.2.1 <i>Ondas Rayleigh</i>	16
2.2.2 <i>Ondas Love</i>	17
2.2.3. <i>Dispersión de ondas superficiales</i>	20
CAPÍTULO 3. MÉTODOS DE CARACTERIZACIÓN DE UN CAMPO DE ONDAS	25
3.1 MÉTODO F-K CONVENCIONAL.....	25
3.2 MÉTODO F-K DE ALTA RESOLUCIÓN.....	27
3.3 MÉTODO F-K EN SAC.....	29
CAPÍTULO 4. MOVIMIENTO OBSERVADO Y RESPUESTA SÍSMICA DEL VALLE DE MÉXICO	32
4.1 GEOLOGÍA DE LA CUENCA DE MÉXICO.....	33
4.2 ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA.....	37
4.3 ANTECEDENTES DE ESTUDIOS SÍSMICOS.....	40
CAPÍTULO 5. ANÁLISIS DE DATOS ACELEROMÉTRICOS	46
5.1 DATOS DE ACELERACIÓN.....	46
5.2 ARREGLOS ACELEROMÉTRICOS.....	49
5.3 ANÁLISIS EN TIEMPO DE FORMAS DE ONDA.....	53
5.3.1 <i>Descripción de las trazas por arreglo</i>	53
5.4 ANÁLISIS F-K.....	68
5.4.1 <i>Características de arreglos sísmicos</i>	68
5.4.2 <i>Respuesta espectral de los arreglos</i>	69
5.4.3 <i>Resultados f-k</i>	76
CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN Y CONFRONTACIÓN DE RESULTADOS	91
6.1 COCIENTES ESPECTRALES H/V.....	91

6.2 RESULTADOS H/V	95
6.3. CONFRONTACIÓN DE RESULTADOS	99
CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES	105
REFERENCIAS	108
ANEXOS	112

Resumen

El movimiento observado en el Valle de México. Un estudio a partir de arreglos acelerométricos para el sismo del 24 de Octubre de 1993.

Luis Edgar Rodríguez Abreu

Asesor: Dr. Martín Cárdenas Soto

En este trabajo se analizan los registros de 67 estaciones acelerométricas situadas en el Valle de México para el evento del 24 de Octubre de 1993 ($M_s=6.7$), con epicentro 16.75 N y -98.72 W (límites entre Guerrero y Oaxaca) y con un azimut inverso de 177° . Se explora el campo de ondas que cruza el Valle de México mediante la conformación de 11 arreglos de estaciones acelerométricas. Una condición de cada arreglo consiste en que el periodo predominante del sitio (T_0) sea común entre las estaciones del arreglo. Con esta condición se busca deslindar el efecto de resonancia de la capa de arcilla en la evaluación de velocidades y direcciones de propagación en el movimiento observado en el Valle. El análisis se llevó a cabo en dos etapas. En la primera se analizaron los registros de aceleración filtrando éstos en diferentes bandas de periodo para identificar el tipo de onda predominante. En la segunda etapa se utilizó el método frecuencia-número de onda ($f-k$) convencional para cada arreglo estaciones a fin de determinar direcciones y velocidades de propagación.

Los resultados del análisis en tiempo, muestran que en los registros filtrados aparecen trenes de onda monocromáticos y modulados en estaciones localizadas en zona de lago. En estaciones situadas en periodo de entre 2 y 3 s, la coda de la señal es acompañada por estos trenes de amplitud similar a trenes de onda que se presentan en la etapa del movimiento fuerte. Esta observación parece indicar que estos paquetes de onda, son el resultado de la resonancia de la capa de suelo blando. Sin embargo, trenes de onda similar se observan en las estaciones localizadas en periodos de sitio mayores de 3 s y cuyos registros fueron filtrados entre 1 y 2 s. Los resultados del análisis $f-k$ muestran que para periodos mayores a 5 s, prácticamente todos los arreglos indican que el campo de onda proviene del epicentro y que se trata del modo fundamental de ondas superficiales. Para periodos entre 2 y 5 s, se observan rotaciones hasta de 45° con respecto a la dirección epicentral que indican que el campo de onda proviene de la dirección SW. Las observaciones indican que el campo de onda incidente en el Valle de México está compuesto por ondas que llegan desde el epicentro, así como trenes de onda

producto de multitrayecto que viajan con una velocidad promedio de 2.4 km/s en la componente vertical y 3.6 km/s en las horizontales. A fin de investigar la dependencia de la estructura del subsuelo de la cuenca de México del movimiento incidente, se calcularon cocientes espectrales (H/V) para estimar el efecto de sitio en algunas estaciones rotando las componentes horizontales cada 15°, de 0° a 90°. Los resultados de estos cocientes muestran que la respuesta del sitio en la zona de lago (de 2 a 4 s de periodo), puede contener efectos en dos dimensiones (2D) debido al campo de onda incidente producto de multitrayecto.

Palabras clave: arreglos acelerométricos, multitrayecto, análisis f-k, ondas superficiales.

Capítulo 1. Introducción

Este trabajo presenta un estudio del campo de ondas incidente en el Valle de México, a partir de arreglos de estaciones acelerométricas. El objetivo es analizar los diferentes tipos de ondas presentes en los registros, así como su comportamiento en función de las distintas zonas geotécnicas en las que se ha dividido el valle. Así mismo, se intenta caracterizar algunos parámetros como velocidad, direcciones de propagación y finalmente, observar efectos de sitio en estaciones de interés.

La Ciudad de México es vulnerable a sismos provenientes de la costa del Pacífico mexicano, donde se localiza la zona de subducción entre las placas Norteamericana y Cocos. El principal factor que hace a la ciudad tan vulnerable a sismos provenientes de esa región radica en el tipo de subsuelo. La ciudad se encuentra situada en un valle perteneciente a la Cuenca de México, en la parte central del Eje Volcánico Transmexicano (EVT). La cuenca está conformada por varias sierras y cadenas montañosas y en su interior existen sierras aisladas (Santoyo et al., 2005). Antiguamente, en la parte plana de la cuenca denominada Valle de México, existía un enorme lago que al secarse dio origen a varios cuerpos lacustres. La ciudad fue erigida sobre este valle, por lo que los asentamientos urbanos que actualmente existen, se encuentran sobre distintos tipos de sedimentos y rocas. Es por ello que el Valle de México se ha dividido en tres zonas a partir de un enfoque geotécnico: de lomas, transición y lago (Singh y Ordaz, 1993). El movimiento del terreno durante un sismo varía mucho de un tipo de zona a otro. Se ha observado que la zona más vulnerable a sismos provenientes de la costa es la zona de lago, debido a la amplificación dinámica de las arcillas. Uno de los eventos que permitió realizar estas observaciones fue el sismo de Michoacán en 1985, ocurrido el 19 de septiembre con $M_w = 8.1$ (magnitud de momento sísmico). En los registros para este sismo se encontró una amplificación importante alrededor de 3 s, así como velocidades de ondas S muy bajas en regiones donde se localizan los depósitos de tipo lacustre (Campillo et al., 1989). Otra característica notable en los registros fue la larga duración de la coda en las estaciones situadas en zona de lago (más de 200 s).

Análisis posteriores muestran que las modulaciones observadas en la coda de los registros para este terremoto se deben al efecto de multitrayecto entre la fuente y el punto de registro. Adicionalmente se observaron efectos de sitio en el valle (Ordaz y Singh, 1993). Según Ordaz y Singh (1993) los efectos de sitio también están presentes en los

registros de la zona de lomas, sin embargo, la falta de sensibilidad de los instrumentos no permitió su observación. La aceleración máxima durante este sismo fue de 0.2 g para la zona de lago (a 350 km del epicentro), tres veces más que la observada en zona firme y casi la misma que la registrada directamente sobre la falla (Chávez-García et al., 1995).

Shapiro et al. (1997) observan una amplificación regional alrededor de los 3 s para eventos provenientes de Guerrero, en sitios localizados sobre el EVT aun para periodos grandes (e.g. 8 y 10 s). Al analizar sismogramas sintéticos obtenidos de modelos en dos y tres dimensiones (2D y 3D) del centro de México, los cuales incluyen el EVT, se observan amplificaciones de trenes de ondas Love que afectan la capa somera de la Cuenca de México (Furumura y Kenett, 1998). Shapiro et al. (2001) observaron que el movimiento de ondas Rayleigh en la zona de lago, es amplificado por la capa superficial de baja velocidad en el periodo de sitio de dicha zona. Lo anterior da como resultado una apariencia monocromática a los registros de la zona de lago. Chávez-García y Salazar (2002) observan que entre 7 y 10 s de periodo, el movimiento se compone del modo fundamental de las ondas de Rayleigh. Estos autores sugieren que la duración anómala del movimiento fuerte, es el resultado de la interacción de la capa de arcilla de la zona de lago con ondas guiadas a profundidad. Con análisis a partir de arreglos de estaciones, se observa que en el límite del EVT se difractan ondas superficiales y la energía es redistribuida en trenes de ondas que son amplificados en una banda entre los 2 y 4 s (Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2003). Al propagarse dentro del EVT, estos trenes son amplificados al llegar a la zona de lago (Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2003). A partir de dos estudios f-k a diferentes escalas (red de acelerómetros para todo el valle y otro con un arreglo más pequeño en la colonia Roma), se observó que para un sismo con azimut inverso (*backazimuth*) de 177° , los periodos arriba de 7 s provienen del epicentro y de 5 a 7 s tienen la misma dirección pero aparecen arribos tardíos (Cárdenas-Soto et al., 2005; Cárdenas-Soto y Chávez-García 2007). A partir de lo anterior, se puede concluir que existen dos fenómenos de amplificación de ondas para los sismos que afectan al Valle de México. El primero a nivel regional al paso de ondas superficiales por el EVT, cuyos trenes de onda tienen una frecuencia similar al periodo de sitio de la zona de lago en la Ciudad de México. El segundo fenómeno se debe a que los trenes creados en la propagación de ondas a través del EVT amplifican el movimiento en la zona con sedimentos lacustres. Las observaciones anteriores mostraron que el movimiento observado en el Valle de México es complejo y que involucra tanto efectos de sitio como

efectos de trayecto. Es decir, se puede abordar el problema del movimiento sísmico analizando el campo de ondas que incide en la cuenca, así como analizando el movimiento dentro del valle.

El objetivo de este trabajo es encontrar la relación entre el movimiento incidente y el movimiento observado del terreno, para diferentes zonas de la cuenca de México. Esta tesis se desarrolla básicamente en tres partes. La primera incluye el planteamiento teórico sobre el que se basan el desarrollo de los diferentes métodos de análisis así como los antecedentes de estudios y trabajos relacionados con el tema (Capítulos 2, 3 y 4). La segunda parte de la tesis se enfoca al análisis de los datos y a la descripción de los resultados para cada método (Capítulos 5 y 6). Finalmente las conclusiones se presentan en el Capítulo 7.

Para este estudio se emplearon datos de 67 estaciones acelerométricas, conformados en 11 arreglos. De los cuales, 8 fueron agrupados de tal forma que las estaciones se localizaran en un periodo de sitio (T_0) similar. Los restantes arreglos se conformaron en la zona de lago, zona de lomas y finalmente uno con todas las estaciones. El evento seleccionado para este trabajo ocurrió el 24 de octubre de 1993 ($M_s=6.7$, magnitud de ondas superficiales), con epicentro en 16.75 N y -98.72 W (límite entre los Estados de Guerrero y Oaxaca). Una de las características de este sismo es el azimut inverso de 177° grados con respecto a la Ciudad de México, con lo cual la energía de propagación tiene una dirección casi norte-sur. En el Capítulo 2 se presentan los fundamentos teóricos en la propagación de ondas, con los cuales se explican los diferentes tipos de ondas sísmicas que existen y sus características principales. El Capítulo 3 hace una reseña sobre los distintos tipos de métodos de análisis frecuencia-número de onda (f-k) y las características de cada uno de ellos. El Capítulo 4 expone el marco geológico del Valle de México, así como una clasificación de las zonas en dicho valle desde el punto de vista geotécnico y un resumen de los estudios previos.

En el Capítulo 5 se lleva a cabo el análisis de los datos que se dividió en dos partes. La primera parte (Sección 5.3) consistió en filtrar los registros alrededor de 15 periodos centrales entre 1 y 12 s. Con esto, se identificaron las ondas predominantes en cada arreglo, así como la duración del registro, trenes de onda a diferentes frecuencias en cada una de las estaciones y la relación de T_0 con las observaciones anteriores. La segunda parte (Sección 5.4), consistió en la aplicación del análisis f-k, el cual permite

conocer las velocidades y direcciones de propagación del campo de onda dentro de cada arreglo. El método se basa en la determinación de un espectro de potencia, calculado a partir de la transformada de Fourier (Aki y Richards, 1980). Un arreglo de estaciones funciona como un filtro espacial en el dominio del número de onda, por lo que los resultados obtenidos por este método dependen de la disposición espacial de las estaciones.

En el Capítulo 6 se presentan cocientes espectrales H/V para estimar el efecto de sitio de algunas de las estaciones utilizadas en los diferentes arreglos. El método se basa en el cociente espectral de las componentes horizontales entre la componente vertical. Este método considera que la amplificación debe su origen a una capa de material blando que se encuentra sobre un semiespacio (Nogoshi e Igarashi, 1971; Nakamura, 1989, 2000). Las componentes horizontales de las estaciones para el análisis H/V se rotaron cada 15° al realizar los cocientes. Los resultados se compararon con los obtenidos en el análisis f-k y se confrontaron con los observados en trabajos previos. Finalmente, el Capítulo 7 expone las conclusiones.

En esta tesis se propone un análisis del campo de ondas incidente en el Valle de México, a partir del análisis de arreglos de estaciones acelerométricas desde el punto de vista geotécnico (zonas de lago y lomas), así como por subarreglos, a partir del periodo de sitio dominante en diferentes regiones del valle. El presente trabajo presenta resultados sobre los efectos de multitrayecto de ondas a dos diferentes escalas. La primera abarca todo el Valle de México y la segunda, regiones específicas dentro del mismo. Por otro lado, muestra características de los efectos de sitio y su relación con el campo de ondas incidente. Los resultados aquí expuestos, ayudarán a entender el comportamiento del terreno en la región de estudio ante ondas sísmicas provenientes del sur de México.

Capítulo 2. Fundamentos de propagación de ondas elásticas

En los últimos cien años se han establecidos nuevos conocimientos acerca de la Tierra por medio de la sismología. Estos conocimientos han sido aprovechados en la búsqueda de recursos naturales y en el estudio del interior de la Tierra, entre otros. La aplicación de muchos métodos sísmicos empleando fuentes naturales y artificiales, siguen las bases teóricas fundamentales de la propagación de ondas en diferentes medios. Dentro de las fuentes naturales se encuentran los sismos, los cuales son liberaciones súbitas de energía, como consecuencia de una acumulación de esfuerzos dentro de la Tierra. Esta energía se puede disipar en forma de calor y de ondas, estas últimas conocidas como ondas sísmicas. Éstas viajan desde el punto donde se generó el sismo, a través del interior de la Tierra y sobre su superficie. A partir de su estudio se ha podido conocer la estructura de nuestro planeta y se han realizado exploraciones a diferentes escalas para diversos propósitos. El estudio de propagación de dichas ondas, tiene sus inicios a finales del siglo XIX y principios del siglo XX. Sin embargo, las bases teóricas fueron establecidas en 1660 con la Ley de Hooke, quien presentó la relación existente entre esfuerzos y deformaciones. Posteriormente, Navier y Cauchy (1821-1822, Stein y Wysession, 2003), desarrollan las ecuaciones de la teoría de la elasticidad. En 1830, Poisson utiliza las ecuaciones de movimiento y las relaciones constitutivas para demostrar la existencia de dos tipos de ondas fundamentales, las cuales se propagan en el interior de sólidos homogéneos: ondas P y ondas S. Estos dos tipos de ondas se denominaron ondas de cuerpo, dado que se propagan a través del interior del medio. Años más tarde, en 1887, Lord Rayleigh encuentra una solución adicional para las ecuaciones de onda, demostrando que ciertas ondas se propagan a través de la superficie de los cuerpos. Éstas últimas fueron nombradas ondas Rayleigh en su honor. En 1911, Love estudió un segundo tipo de ondas superficiales, las cuales surgen de la interacción de ondas *SH* al quedar atrapadas en una capa sobre un semiespacio.

En general las ondas se caracterizan por sus parámetros: amplitud, frecuencia, número de onda, dirección de propagación y velocidad. Para poder obtener los parámetros anteriores es necesario tener en cuenta sus relaciones. Como ejemplo, se pueden observar las diferentes relaciones de la velocidad con otras características de la onda:

$$c = \frac{\omega}{k} = f\lambda = \frac{\lambda}{T}. \quad (2.1)$$

Donde c es la velocidad de propagación de la onda, ω es la frecuencia angular, k y λ son el número y longitud de la onda, respectivamente, y T el periodo.

2.1. Ondas de cuerpo.

Las ondas de cuerpo viajan a través de la Tierra y son las primeras en llegar de la fuente a cualquier punto donde se registre un evento. Existen dos tipos de ondas (figura 2.1), las ondas P denominadas primarias o longitudinales, las cuales producen desplazamientos de las partículas en la dirección de propagación de la onda. Por otro lado se encuentran las ondas S o secundarias (llamadas también ondas transversales o de cizalla), en las cuales el desplazamiento de las partículas es perpendicular a la dirección de propagación de la onda. A partir de las ondas de cuerpo se generan las ondas superficiales, las cuales son objeto del análisis en el presente trabajo.

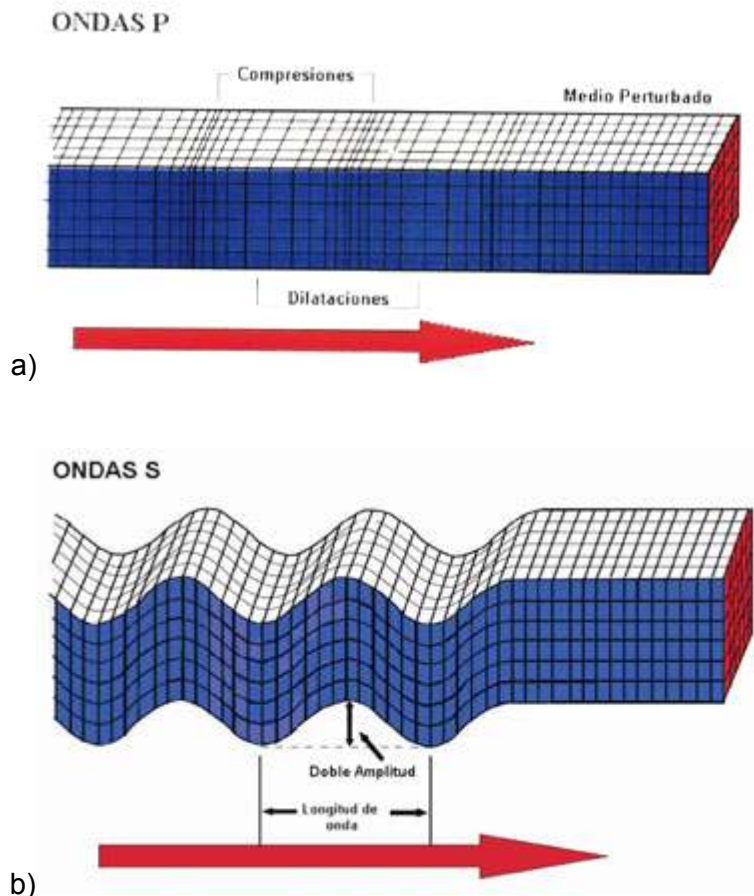


Figura 2.1. Polarización y propagación de ondas de cuerpo: a) ondas P o longitudinales y b) ondas S o transversales. Nótese que ambos tipos de ondas tienen la misma dirección (tomado de www.funvisis.gob.ve).

Para el estudio de las ondas sísmicas se considera a la Tierra como un semiespacio elástico lineal, compuesto de material homogéneo e isótropo. Para el caso de un espacio homogéneo, con propiedades uniformes y considerando que no existen fuentes sísmicas cercanas (Stein y Wysession, 2003) en un sistema de referencia cartesiano, la ecuación de movimiento es:

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}(\bar{x}, t)}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}(\bar{x}, t)) - \mu \nabla \times \nabla \times \mathbf{u}(\bar{x}, t), \quad (2.2)$$

donde ρ es la densidad, u es un campo vectorial de desplazamiento en coordenadas rectangulares, el cual depende del tiempo t , \bar{x} es un vector de componentes (x, y, z) y λ y μ son las constantes de Lamé.

Utilizando el teorema de Helmholtz aplicable a campos vectoriales, podemos separar el campo u en dos potenciales, uno escalar (ϕ) y otro vectorial (γ), llegando a la expresión siguiente:

$$\nabla \left[(\lambda + 2\mu) \nabla^2 \phi - \rho \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right] + \nabla \times \left[\mu \nabla^2 \gamma - \rho \frac{\partial^2 \gamma}{\partial t^2} \right] = 0. \quad (2.3)$$

Al separar cada uno de los potenciales, e igualarlos a cero, encontramos dos ecuaciones para cada una de las ondas de cuerpo,

$$\nabla^2 \phi = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \quad \text{y} \quad \nabla^2 \gamma = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \gamma}{\partial t^2} \quad (2.4)$$

La ecuación 2.4 es la ecuación homogénea de movimiento para ondas P, dado que no tiene incluidas fuerzas de cuerpo; y es descrito por el potencial escalar $\phi(\bar{x}, t)$ de ondas P. La segunda ecuación en 2.4 describe el potencial vectorial γ ó de ondas S. El potencial γ se puede descomponer dos términos:

$$\gamma(x, z, t) = \Psi(x, z, t) + \nabla \times X(x, z, t). \quad (2.5)$$

Sustituyendo 2.5 en 2.4, para el campo vectorial, se obtiene:

$$\nabla^2 [\Psi(x, z, t) + \nabla \times X(x, z, t)] = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 [\Psi(x, z, t) + \nabla \times X(x, z, t)]}{\partial t^2}, \quad (2.6)$$

igualando términos, resulta:

$$\nabla^2 \Psi(x, z, t) = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \Psi(x, z, t)}{\partial t^2}, \quad (2.7)$$

$$\nabla^2 [\nabla \times X(x, z, t)] = \nabla \times \left[\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 X(x, z, t)}{\partial t^2} \right]. \quad (2.8)$$

La ecuación 2.7 describe el potencial para ondas SV, mientras que la ecuación 2.8 lo hace para ondas SH.

Así mismo, de las ecuaciones en 2.4 tenemos que:

$$\alpha^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \quad \text{y} \quad \beta^2 = \frac{\mu}{\rho}, \quad (2.9)$$

donde α y β son las velocidades para las ondas P y para las ondas S (SH y SV), respectivamente y μ es la rigidez. De las ecuaciones 2.9, se desprende que la velocidad de ondas P es mayor que las ondas S. Ambas velocidades dependen de la densidad y de las propiedades elásticas del medio donde se propagan. Sin embargo, las ondas S no se pueden propagar en fluidos, dado que para dichos medios la constante μ es cero. La solución armónica de la ecuación escalar de onda está dada por:

$$\phi(\bar{x}, t) = A \exp[i(\omega t \pm \bar{k}\bar{x})], \quad (2.10)$$

donde \bar{x} es un vector de posición, A es la amplitud de la onda, i es la unidad imaginaria, \bar{k} es el vector número de onda en tres dimensiones (k_x, k_y, k_z) y ω la frecuencia angular. Esta solución describe a una onda plana armónica que se propaga en tres dimensiones con velocidad $v = \omega/|\bar{k}|$, donde $|\bar{k}|$ es la magnitud del número de onda. La dirección de propagación de la onda armónica estará dada por un vector unitario en la dirección de \bar{k} . La ecuación 2.10 describe frentes de onda en cualquier instante de tiempo como superficies de fase constante ($\omega t \pm \bar{k}\bar{x}$). Estos frentes de onda son planos perpendiculares a la dirección de propagación.

Por otro lado, se puede escribir el vector de desplazamiento usando el potencial escalar y los dos potenciales vectoriales

$$u(x, y, z, t) = \nabla\phi + \nabla \times \gamma \quad (2.11 \text{ a})$$

$$u(x, y, z, t) = \nabla\phi + \nabla \times (\nabla\Psi + \nabla \times X). \quad (2.11 \text{ b})$$

En 2.11a el desplazamiento se expresa como la suma de un gradiente de un campo escalar y el rotacional de un campo vectorial. Si elegimos que las componentes x y z de Ψ y X sean cero (Stein y Wysession, 2003), al aplicar los operadores correspondientes y agrupar los términos por componentes, se obtienen las componentes del vector de desplazamiento, las cuales son las siguientes:

$$\begin{aligned} U_x &= \frac{\partial\phi(x, z, t)}{\partial x} - \frac{\partial\Psi(x, z, t)}{\partial z} \\ U_y &= -\left[\frac{\partial^2 X(x, z, t)}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 X(x, z, t)}{\partial x^2} \right] \\ U_z &= \frac{\partial\phi(x, z, t)}{\partial z} + \frac{\partial\Psi(x, z, t)}{\partial x} \end{aligned} \quad (2.12)$$

Donde U_x , U_y y U_z , representan los desplazamientos en las direcciones x , y , z . A partir de estas ecuaciones observamos como las ondas SV, definidas a partir del potencial Ψ , se encuentran “acopladas” con las ondas P asociadas al potencial ϕ ; es decir, actúan en el mismo plano. Mientras que las ondas SH, asociadas al potencial X , son independientes de las anteriores.

2.2 Ondas superficiales

Las ondas superficiales, son aquellas que viajan sobre la superficie de la Tierra. La diferencia más notable respecto a las ondas de cuerpo, radica en que las ondas superficiales pueden circular la Tierra varias horas después de un gran sismo, dado que su energía decae (bidimensionalmente) con la distancia r a partir de la fuente, a razón de r^{-1} ; mientras que las de cuerpo, a razón de r^{-2} (Stein y Wysession, 2003). Los dos tipos de ondas superficiales que se presentan a continuación son las ondas Rayleigh y las Love. El movimiento de partícula debido a estas ondas se pueden observar en la figura 2.3 (Stein y Wysession, 2003). Las ondas Rayleigh se crean con la interacción de las ondas P y SV con la superficie, mientras que las de Love resultan de las ondas SH, al quedar atrapadas cerca de la superficie. Una característica importante de las ondas superficiales es la *dispersión*; la cual es el fenómeno en el que las ondas de diferentes periodos viajan a diferentes velocidades.

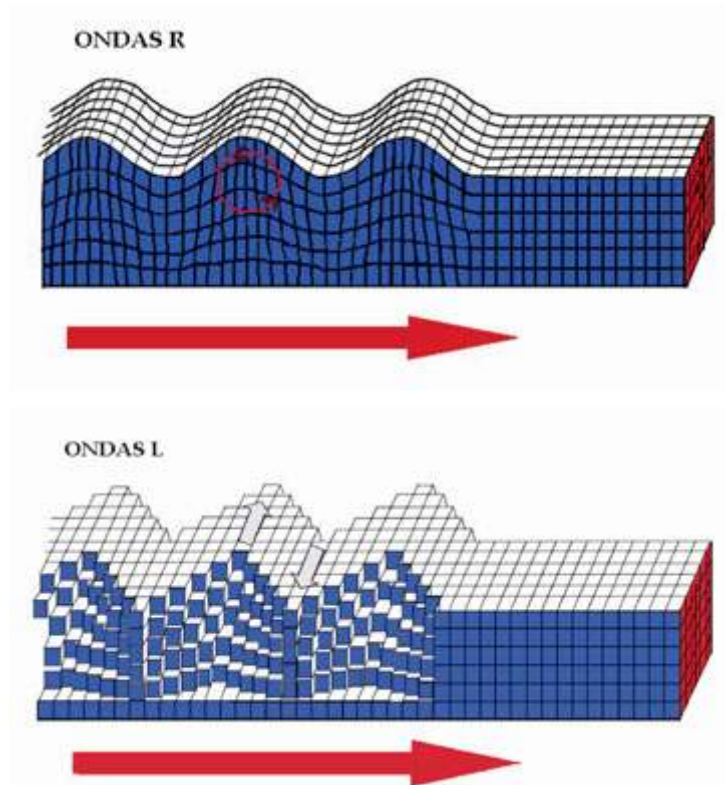


Figura 2.3. Ondas Rayleigh (arriba) y ondas Love (abajo). Se muestran los desplazamientos con un frente de onda común entre ellas. Los desplazamientos de ondas Rayleigh están dados en un semiespacio homogéneo e infinito; mientras que los desplazamientos para las ondas Love, se muestran para una capa subyaciendo a un semiespacio homogéneo e infinito (tomado de www.funvisis.gob.ve).

2.2.1 Ondas Rayleigh

Las ecuaciones que gobiernan el movimiento de ondas Rayleigh pueden ser definidas a partir de la ecuación 2.12. Utilizando los desplazamientos U_x y U_z , se describe una combinación de ondas P y SV, las cuales crean dichas ondas superficiales sin interactuar con las ondas SH. Supongamos un semiespacio infinito, homogéneo e isótropo. Supongamos un sistema coordenado en donde el plano horizontal sea paralelo a la superficie del semiespacio, con el eje x coincidente con la dirección de propagación, mientras que la componente vertical sea positiva hacia abajo. La energía debe concentrarse cerca de la superficie y el desplazamiento debe decaer con la profundidad y las ecuaciones deben satisfacer las condiciones de frontera en superficie libre. La primera condición exige que los potenciales tengan exponentes reales negativos, para que los desplazamientos decaigan conforme $z \rightarrow \infty$. Supongamos que las soluciones para los desplazamientos U_x y U_z , están dados por:

$$\phi = A \exp[i(\omega t - k_x x - k_x r_\alpha z)] \quad \psi = B \exp[i(\omega t - k_x x - k_x r_\beta z)], \quad (2.13)$$

donde r_α y r_β , definen las relaciones entre las componentes z y x del número de onda, es decir a k_α y k_β , respectivamente. Mientras que A y B , son las amplitudes de las ondas, respectivamente. Estos desplazamientos pueden ser combinados para formar un sistema de ondas P-SV. Finalmente, la última condición que se tiene que cumplir es que las tracciones en la superficie libre sean cero (Stein y Wysession, 2003), es decir:

$$\sigma_{xz}(x,0,t) = \mu_1 \left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) = 0$$

y (2.14)

$$\sigma_{zz}(x,0,t) = \lambda \theta + 2\mu_1 \frac{\partial^2 u_z}{\partial z^2} = 0,$$

donde σ_{xz} y σ_{zz} , son los esfuerzos tangencial y normal a la superficie.

Por su parte r_α y r_β están definidos por:

$$\begin{aligned} r_\alpha &= \left(\frac{C_x^2}{\alpha^2} - 1 \right)^{\frac{1}{2}} \\ r_\beta &= \left(\frac{C_x^2}{\beta^2} - 1 \right)^{\frac{1}{2}} \end{aligned} \quad (2.15)$$

En donde C_x es la velocidad aparente, es decir, la velocidad en que parece viajar la onda por la superficie. C_x tiene que cumplir la condición $C_x < \beta < \alpha$, para que los exponenciales de las ecuaciones 2.13 tengan exponentes reales negativos y se cumpla con las condiciones para que las ondas queden atrapadas en la superficie.

Con las relaciones anteriores (ecuaciones 2.15), y suponiendo que el medio se comporta como un sólido de Poisson (donde las constantes elásticas, $\mu = \lambda$), lo que implica que $\alpha^2 = 3\beta^2$ y por tanto que $C_x = 0.92\beta$, los desplazamientos resultantes estarán dados por:

$$\begin{aligned} U_x &= Ak_x \sin(\omega t - k_x x) \{ \exp[-r_\alpha k_x z] - 0.58 \exp[-r_\beta k_x z] \} \\ U_z &= Ak_x \cos(\omega t - k_x x) \{ -r_\alpha \exp[-r_\alpha k_x z] + 1.47 \exp[-r_\beta k_x z] \} \end{aligned} \quad (2.16)$$

Las ecuaciones 2.16 muestran los desplazamientos de las ondas Rayleigh en las componentes x y z. Una característica importante de estas ondas, es su movimiento elíptico retrógrado, el cual es máximo en la superficie y disminuye conforme la profundidad se incrementa, llegando a un punto donde sólo tenemos desplazamiento en la componente vertical. El movimiento a partir de ese punto se convierte en prógrado, aproximadamente a una profundidad de una quinta parte de la longitud de onda (Stein y Wysession, 2003).

2.2.2 Ondas Love

Las ondas Love se crean de la interacción de las ondas SH al quedar atrapadas cerca de la superficie. En su condición más simple, las ondas Love aparecen cuando existe una capa con espesor h, velocidad β_1 y con densidad ρ_1 , por encima de un semiespacio con velocidad β_2 y densidad ρ_2 (figura 2.4).

El desplazamiento de la onda SH en una capa con espesor finito, se expresa como la suma de dos ondas, una que se desplaza hacia la superficie y otra en dirección contraria, mientras que para el semiespacio, sólo se necesita un término.

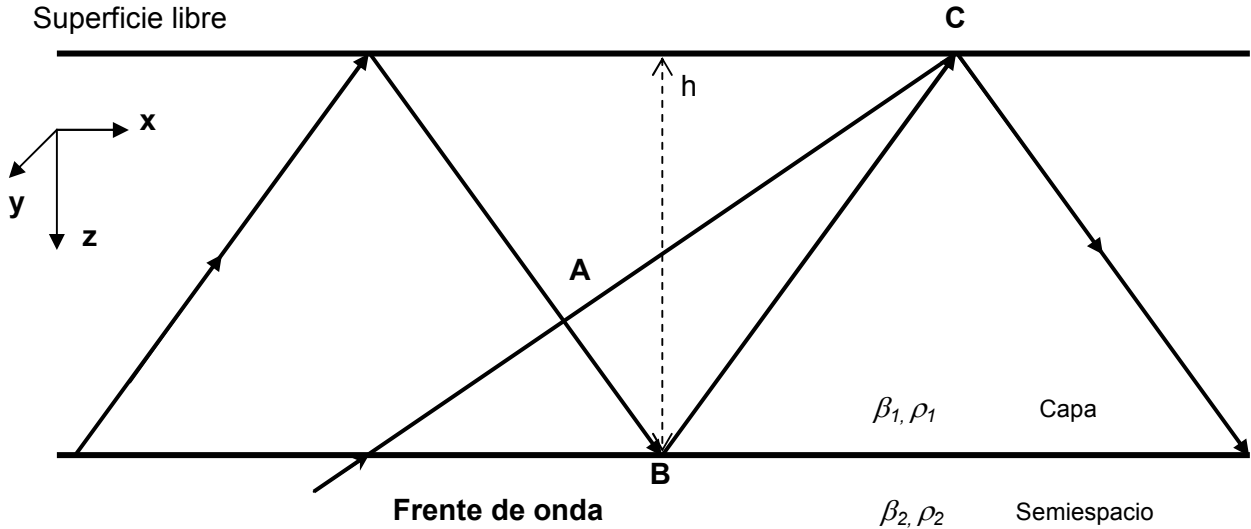


Figura 2.4. Geometría de una capa sobre un semiespacio para ondas Love (figura tomada de Stein y Wysession, 2003)

Las siguientes ecuaciones muestran los desplazamientos de las ondas en la capa (U_y^-) y en el semiespacio (U_y^+):

$$\begin{aligned}
 U_y^- &= B_1 \exp[i(\omega t - k_x x - k_x r_{\beta_1} z)] + B_2 \exp[i(\omega t - k_x x + k_x r_{\beta_1} z)] \\
 U_y^+ &= B' \exp[i(\omega t - k_x x - k_x r_{\beta_2} z)]
 \end{aligned}
 \tag{2.17}$$

Estas ondas deben cumplir con las condiciones de frontera; las componentes de los esfuerzos tienen que ser cero en superficie libre y continuas a lo largo de las fronteras (continuidad de esfuerzos para σ_{yz}), esto es:

$$\sigma_{yz} = \mu_1 \left(\frac{\partial u_y}{\partial x} \right) = 0, \text{ en } z=0$$

(2.18)

y

$$\sigma_{yz} = \mu_1 \left(\frac{\partial u_y}{\partial z} \right) \Big|_{\rho_1 \beta_1} = \sigma_{yz} = \mu_2 \left(\frac{\partial u_y}{\partial z} \right) \Big|_{\rho_2 \beta_2}, \text{ en } z=h$$

Así mismo se tiene que cumplir con la condición $C_x < \beta_2$, para que los exponenciales en 2.17 sean reales negativos y la energía decaiga cuando $z \rightarrow \infty$, y que la energía quede atrapada cerca de la superficie. La condición $C_x < \beta_2$ ocurre cuando las ondas SH inciden en la interfase entre la capa y el semiespacio con ángulos mayores al ángulo crítico. Las amplitudes B_1 , B_2 y B' , se pueden obtener a partir de las condiciones en la superficie libre y en la frontera capa-semiespacio. Al escribir las ecuaciones 2.18 a partir de las ecuaciones en 2.17 para $z=h$, tenemos:

$$\mu_1(-ik_x r_{\beta_1}) B_1 [\exp(-ik_x r_{\beta_1} h) - \exp(ik_x r_{\beta_1} h)] = \mu_2(-ik_x r_{\beta_2}) B' \exp(-ik_x r_{\beta_2} h)$$

y

$$(2.19)$$

$$B_1 [\exp(-ik_x r_{\beta_1} h) + \exp(ik_x r_{\beta_1} h)] = B' \exp(-ik_x r_{\beta_2} h).$$

Las ecuaciones 2.19, son las condiciones que se requieren en la ecuación 2.14 para la frontera entre el semiespacio y la capa. Al sustituir los exponenciales por senos y cosenos, llegamos a:

$$2B_1 \cos(k_x r_{\beta_1} h) = B' \exp(-ik_x r_{\beta_2} h)$$

$$2i\mu_1 r_{\beta_1} B_1 \text{sen}(k_x r_{\beta_1} h) = -\mu_2 r_{\beta_2} B' \exp(-ik_x r_{\beta_2} h)$$

(2.20)

Finalmente, dividiendo ambas ecuaciones entre sus respectivos términos, de tal manera que se divida seno entre coseno, llegamos a la ecuación de dispersión,

$$\tan(k_x r_{\beta_1} h) = \frac{-\mu_2 r_{\beta_2}}{i\mu_1 r_{\beta_1}}$$

(2.21)

Si rescribimos la ecuación anterior tal que $r_{\beta_2} = -ir_{\beta_2}^*$, tenemos:

$$\tan(k_x r_{\beta_1} h) = \frac{\mu_2 r_{\beta_2}^*}{\mu_1 r_{\beta_1}}$$

(2.22)

Por tanto, a partir de las definiciones en 2.15, podemos escribir:

$$r_{\beta_2}^* = \left(1 - \frac{C_x^2}{\beta_2^2}\right)^{\frac{1}{2}}, \quad (2.23)$$

$$r_{\beta_1} = \left(\frac{C_x^2}{\beta_1^2} - 1\right)^{\frac{1}{2}},$$

y haciendo que:

$$x = \left(\frac{h}{C_x}\right) \left(\frac{C_x^2}{\beta_1^2} - 1\right)^{\frac{1}{2}}, \quad (2.24)$$

se puede escribir la ecuación 2.22 como:

$$\tan(\omega x) = \frac{h \mu_2 \left(1 - \frac{C_x^2}{\beta_2^2}\right)^{\frac{1}{2}}}{\mu_1 C_x} \cdot \frac{1}{x}; \quad (2.25)$$

tomando en cuenta que:

$$C_x = \frac{\omega}{k_x}. \quad (2.26)$$

Las soluciones de la ecuación 2.25 estarán dadas cuando la igualdad se cumpla. Dichas soluciones se conocen como *modos* de las ondas Love y dependen de la velocidad C_x . Para una frecuencia dada existen varios modos, siendo el primer valor la velocidad del modo fundamental, mientras que los siguientes serán las velocidades de los modos superiores. Al graficarse los valores de la velocidad C_x en función del periodo, se tienen diferentes curvas que representan los modos de propagación de ondas superficiales.

2.2.3. Dispersión de ondas superficiales

La dispersión es una de las características principales de las ondas superficiales. Sólo las ondas Rayleigh para un semiespacio isótropo no son dispersivas (Lay y Wallace, 1995). La dispersión es el fenómeno que se presenta cuando ondas con diferentes frecuencias se propagan con diferentes velocidades. Supongamos la suma de dos ondas armónicas de igual amplitud, pero diferentes frecuencias (ω_1 y ω_2) y números de onda (k_1 y k_2):

$$u(x,t) = \cos(\omega_1 t - k_1 x) + \cos(\omega_2 t - k_2 x), \quad (2.27)$$

Las frecuencias y números de onda pueden escribirse en términos de sus diferenciales. Es decir, en función de la suma de dos valores, uno de los cuales es tan pequeño (denotado regularmente por $\delta\omega$ o δk) en comparación con su correspondiente sumando, que es prácticamente despreciable, es decir:

$$\begin{aligned} \omega_1 &= \omega + \delta\omega, & \omega_2 &= \omega - \delta\omega, & \omega &\gg \delta\omega \\ k_1 &= k + \delta k, & k_2 &= k - \delta k, & k &\gg \delta k \end{aligned} \quad (2.28)$$

Sustituyendo ω_1, ω_2, k_1 y k_2 en 2.27 y empleando la identidad: $2\cos(a)\cos(b) = \cos(a+b) + \cos(a-b)$, obtenemos:

$$\begin{aligned} u(x,t) &= \cos(\omega t + t\delta\omega - kx - x\delta k) + \cos(\omega t - t\delta\omega - kx + x\delta k) \\ u(x,t) &= 2\cos(\omega t - kx)\cos(t\delta\omega - x\delta k) \end{aligned} \quad (2.29)$$

El término $\cos(\omega t - kx)$ es conocido como portadora, mientras que el término $\cos(t\delta\omega - x\delta k)$ es conocido como envolvente. La envolvente se propaga con velocidad de grupo, denotada por:

$$U = \frac{\delta\omega}{\delta k} \quad (2.30)$$

La onda portadora se propaga con velocidad de fase, dada por:

$$c = \frac{\omega}{k}, \quad (2.31)$$

La figura 2.5 muestra la envolvente en líneas punteadas, mientras que la portadora se muestra en líneas sólidas. La velocidad de un pulso bien identificado es la velocidad de fase, mientras que la de un nodo de la señal modulada es la velocidad de grupo. Cabe mencionar que la línea punteada que denota a la onda envolvente en la figura 2.5 es sólo para identificar a dicha onda, sin embargo, en la realidad esta línea no existe y se observan sólo los pulsos más pequeños.

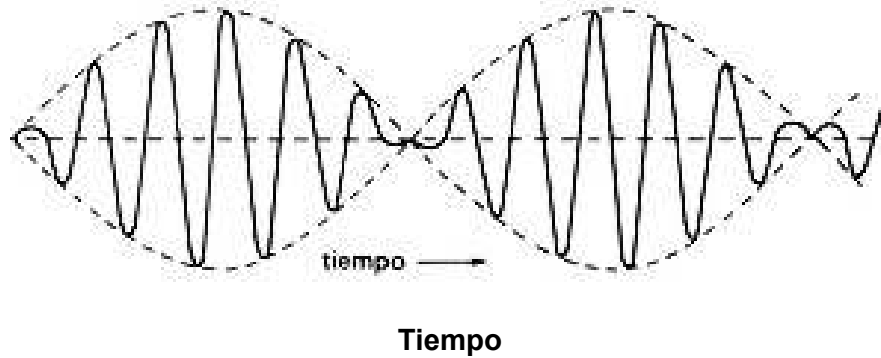


Figura 2.5. Velocidad de grupo y fase. La envolvente se muestra en línea punteada y la portadora en línea sólida.

Por otro lado, las curvas de dispersión son gráficas de velocidades de las ondas a las diferentes frecuencias o periodos. Las figuras 2.6 y 2.7, muestra las graficas de dispersión calculadas a partir del modelo de Campillo et al. (1989) en la tabla (II.1). El modelo considerado para estas curvas es de capas planas paralelas. Las curvas fueron calculadas con los programas de Herrmann y Ammon (2002). Las líneas sólidas en la figura 2.6, son las curvas teóricas de velocidades de grupo (U), mientras que las discontinuas se refieren a las de fase (c), para cada uno de los dos tipos de ondas, Rayleigh y Love, figuras 2.6 y 2.7, respectivamente. Los números colocados sobre cada curva, se refieren a los diferentes modos o sobretonos. El **0** se refiere al modo fundamental, mientras que el **1** y **2**, a los modos superiores.

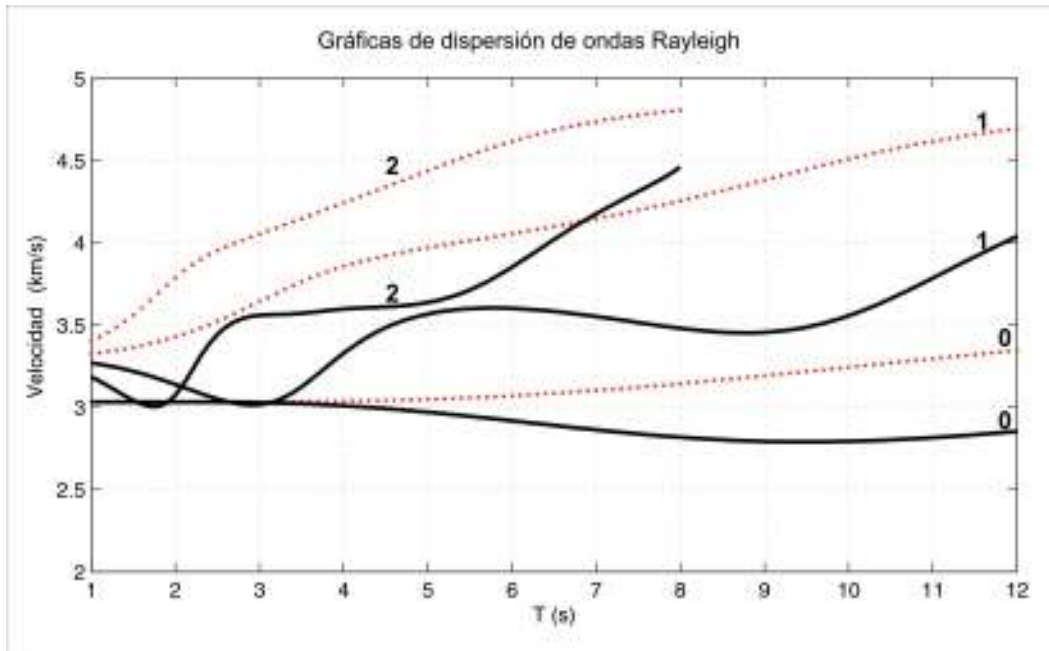


Figura 2.6. Curvas teóricas de dispersión de ondas Rayleigh, a partir del modelo propuesto por Campillo et al. (1989) mostrado en la tabla II.1. La línea sólida se refiere a la velocidad de grupo mientras que la línea punteada a la de fase. Las curvas muestran el comportamiento de la velocidad en los modos fundamentales (0); así como en los modos superiores (1 y 2).

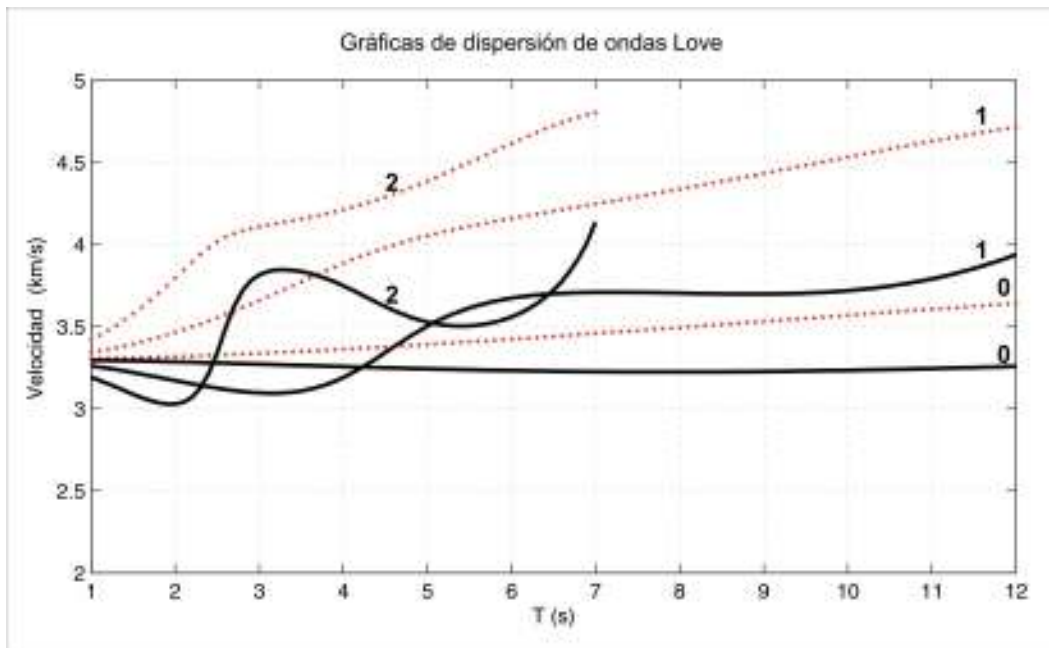


Figura 2.7. Curvas teóricas de dispersión de ondas Love, a partir del modelo propuesto por Campillo et al. (1989) mostrado en la tabla II.1. La línea sólida se refiere a la velocidad de grupo mientras que la línea punteada a la de fase. Las curvas muestran el comportamiento de la velocidad en los modos fundamentales (0); así como en los modos superiores (1 y 2).

Tabla II.1. Modelo de velocidades propuesto por Campillo et. al. (1989).

H (km)	α (km/s)	β (km/s)	ρ (g/cm³)
15.0	5.7	3.30	2.77
15.0	6.8	4.03	3.09
15.0	7.0	4.10	3.09
∞	8.2	4.82	3.33

En la tabla muestra los espesores, denotados por H, así como las velocidades de ondas P (α), velocidad de ondas S (β) y la densidad (ρ), para cada una de las capas.

Capítulo 3. Métodos de caracterización de un campo de ondas

En el contexto de esta tesis, definimos la caracterización de una onda o de un campo de ondas como la obtención y descripción de los parámetros obtenidos a partir de los registros sísmicos. Estos parámetros pueden ser la dirección de propagación, las velocidades de ondas de cuerpo o superficiales, contenido de frecuencia, etc. Para encontrar dichos parámetros se emplean diferentes técnicas, una de las cuales es el análisis a partir de arreglos de estaciones sísmicas (Bormann, 2002). Alrededor de 1958 los análisis de registros a partir de arreglos de estaciones se comenzaron emplear con mayor frecuencia. Se observó que los resultados obtenidos eran superiores a los obtenidos con una sola estación de tres componentes, sobre todo para la caracterización de sismos y explosiones. En la mayoría de estos estudios es necesario contar con que la señal tenga una alta coherencia entre estaciones del arreglo, es decir, que las formas de onda se parezcan entre sí a lo largo de dicho arreglo. Las características más importantes en un arreglo son: la localización de las estaciones (geometría), la distancia entre las estaciones y la calidad de los datos.

3.1 Método f-k convencional

En sismología, uno de los métodos comúnmente empleados para el estudio de ondas superficiales en arreglos, es el método frecuencia-número de onda (Capon, 1969), el cual se basa en el cálculo de un espectro de potencia a partir de la señal. Este espectro permite determinar la cantidad de energía distribuida en función del número de onda. El espectro obtenido del análisis f-k es uno sólo, sin embargo, existen distintas formas de estimarlo. En el presente trabajo se utilizará el método f-k convencional introducido por Aki y Richards (1980). Roullé y Chávez-García (2005) exponen que el método f-k convencional permite obtener mejores resultados en la dirección de propagación de las ondas. En este método se consideran K sensores cuyos registros se emplearán para calcular el espectro de potencia frecuencia-número de onda. Este espectro regularmente se basa en $C_{jl}(f)$, la cros-correlación de la densidad del espectro de potencia (*cross-power spectral density*; Capon, 1969). Consideremos un segmento de la señal con L número de puntos o muestras, dividido en M ventanas sin traslapar, cada ventana con N puntos, es decir $L=MN$. La transformada discreta de Fourier (S_{jm}) de la ventana es:

$$S_{jm}(f) = (N)^{-(1/2)} \sum_{n=1}^N a_n N_{j,n+(m-1)N} e^{inf}, \quad (3.1)$$

donde:

$$\begin{aligned} j &= 1, \dots, K \\ m &= 1, \dots, M' \end{aligned}$$

f es la frecuencia, i es la unidad imaginaria, m la ventana de análisis de la estación j y a_n son funciones de peso, las cuales se utilizan para controlar la forma y la frecuencia de la ventana usada para estimar $C_{jl}(f)$. Por simplicidad se asume que $a_n=1$, $n=1, \dots, N$. Con lo anterior se puede calcular la correlación como sigue:

$$C_{jl}(f) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M S_{jm}(f) S_{lm}^*(f), \quad \text{para } j, l = 1, \dots, K, \quad (3.2)$$

donde l y j son el número de estaciones y el asterisco indica el conjugado. $C_{jl}(f)$ permite calcular el espectro frecuencia-número de onda:

$$\hat{P}(f, k) = \frac{1}{K^2} \sum_{j, l=1}^K w_j w_l^* C_{jl}(f) e^{ik \cdot (x_j - x_l)}. \quad (3.3)$$

En donde w_i son funciones de peso usadas para controlar la forma de la ventana del número de onda, empleado para estimar $\hat{P}(f, k)$. Por simplicidad se asume que $w_{j,l}=1, \dots, K$. Por último, k representa al vector número de onda y x_i es el vector de posición de la estación i .

En el método f-k convencional las funciones de peso tienen valores fijos, regularmente unitarios y dichas funciones no dependen del número de onda. En este método, Aki y Richards (1980) muestran una función de peso, la cual puede ser calculada a partir de la distribución de estaciones. La resolución en el dominio del número de onda está determinado principalmente por la geometría del arreglo (Capón, 1969). Para arreglos con un número limitado de sensores y con una apertura limitada, la precisión será limitada, debido a que la respuesta del arreglo a un impulso unitario será un pico ancho principal y picos secundarios (Roullé y Chávez-García, 2005).

3.2 Método f-k de alta resolución

Capon (1969) propone un método f-k de alta resolución, el cual emplea una ventana en el dominio del número de onda cuya forma varía en función del número de onda. Capon (1969) demostró que el espectro puede ser considerado como la salida de un filtro obtenido a partir del arreglo de estaciones, conocido como filtro de máxima-verosimilitud, cuyo diseño está determinado por la señal de cada uno de los sensores.

La diferencia entre el f-k de alta resolución y el f-k convencional, radica en que el primero tiene la capacidad para delinear el espectro frecuencia-número de onda mucho más claro que el convencional, al disminuir los niveles de los lóbulos laterales con respecto al lóbulo principal (Capon, 1969). En la figura 3.1 se muestra un ejemplo de la diferencia de resultados de los dos métodos para un mismo juego de datos. La figura de la izquierda muestra resultados del método f-k convencional, mientras que la figura de la derecha resultados del f-k de alta resolución. La figura 3.1 muestra que el método de alta resolución disminuye los lóbulos laterales y delimita mejor el lóbulo principal, eliminando los picos espurios.

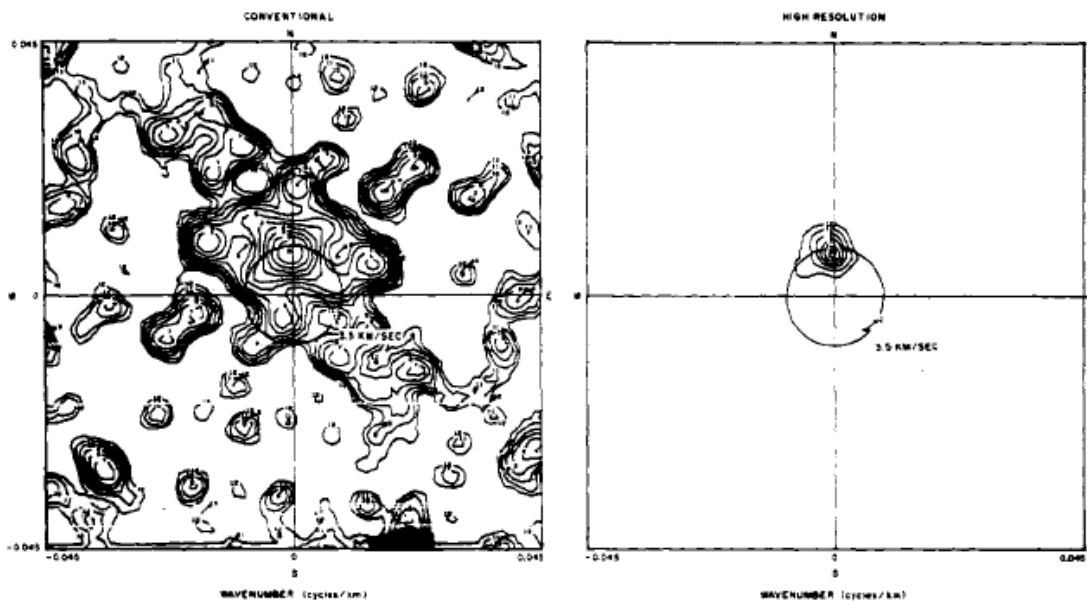


Figura 3.1. Comparación de resultados del método f-k convencional (mostrado a la izquierda) con el método de alta resolución (mostrado a la derecha) para un mismo grupo de datos. Figura tomada de Capon (1969).

La estimación del método de alta resolución se realiza con el espectro de potencia:

$$P(k, f) = \left[\sum_{j=1}^K \sum_{l=1}^K Q_{jl}(f) e^{ik(r_j - r_l)} \right]^{-1}, \quad (3.4)$$

donde Q_{jl} es el recíproco de la matriz de espectros cruzados. En resultados experimentales, este método demostró ser más efectivo que el convencional, sin embargo, Roullé (2004) menciona que este método presenta importantes limitaciones en el caso de México. Entre las que podemos mencionar se encuentran que el campo de ondas hipotético se debe componer de una superposición de ondas planas sencillas, las señales deben ser estacionarias en tiempo y espacio, finalmente se considera que las señales no están correlacionadas. Como estas hipótesis no se cumplen, se ha determinado usar el método f-k convencional, el cual es suficiente para los alcances de este trabajo.

3.3 Método f-k en SAC

En este trabajo se empleará el método f-k convencional, implementado en el programa SAC (Goldstein et al., 1995) haciendo uso del comando BBFK. Este comando se basa en Nawab et al. (1985). Estos autores desarrollaron un método de procesamiento de señales en arreglos de sensores, para determinar la dirección la señal en una banda determinada. El método evalúa el espectro del número de onda en dos dimensiones a partir de la covarianza con retraso en cero (*zero-delay covariances*). El espectro con retraso cero del número de onda resultante, es la integral del espectro del número de onda sobre una banda de frecuencia específica. El método originalmente se desarrolló para una aplicación en acústica.

A continuación se muestran los macros empleados para la aplicación del método convencional en SAC.

- Macro **fk baj.msac** para el análisis de datos de 2 a 5 s de periodo, en una ventana de 100 a 115 s de registro.

```
* Script para fk de un arreglo de estaciones en bajas frecuencias
* Se procesan tres componentes del movimiento
* Modificado por Luis Edgar Rodriguez Abreu
* 25/Junio/2007
qdp off

setbb pi2 (mul 2 3.1415926554)
setbb BAND 0.25
setbb NFREQ 10
setbb STEP 1.2
setbb FMIN 0.083

bd x
cut 100 115
*Se tiene que cambiar la componente que se quiera leer
r *.sac1101
fileid type name
p1

*-----CICLO SOBRE LAS FRECUENCIAS CENTRALES-----
do ifr = 6 , %NFREQ
cut 100 115
setbb iw 0
setbb c2 0
setbb icfreq $ifr

setbb Fc (exp (add (mul (alog %STEP%) (subtract %icfreq 1)) (alog
%FMIN%)))
setbb Tc (div 1 %Fc%)
```

```

setbb F1 (multiply (subtract 1 %BAND%) %Fc%)
setbb F2 (multiply (add 1 %BAND%) %Fc%)
setbb dwin (div (mul 2 5) (add %F1 %F2%))

*Ventana de analisis de 100 a 115 s de registro
cut 100 115
*Se tiene que cambiar la componente que se quiera leer
r *.sac1101
  cut off
  hanning
  bp n 2 p 2 c %F1 %F2
  bw 1
  title size medium 'Frecuencia Central %Fc%'
  p1
  bw 2
  bbfk NORMALIZE PDS ON WAVENUMBER 0.5 LEVELS 10 EXP 2
  if %BBFK_WVNBR eq 0.0000 then
    setbb BBFK_VFASE 0.0
  else
    setbb BBFK_VFASE (div %Fc %BBFK_WVNBR%)
  endif
  if %BBFK_AMP gt 0.0 then
    getbb to array1.%icfreq%.dat names off newline off Tc BBFK_AMP
  BBFK_BAZIM BBFK_WVNBR BBFK_VFASE
  endif

enddo
*****
unsetbb Fc Tc c1 c2 iw dwin W1 W2 icfreq BBFK_VFASE pi2

```

- **Macro `fkalt.msac` para el análisis de datos de 6 a 12 s de periodo, en una ventana de 100 a 130 s de registro.**

```

* Script para fk de un arreglo de estaciones en bajas frecuencias
* Se procesan tres componentes del movimiento
* Modificado por Luis Edgar Rodriguez Abreu
* 25/Junio/2007
qdp off
setbb pi2 (mul 2 3.1415926554)
setbb BAND 0.25
setbb NFREQ 5
setbb STEP 1.2
setbb FMIN 0.083

bd x
cut 100 130
*Se tiene que cambiar la componente que se quiera leer
r *.sac1101
fileid type name
p1

*-----CICLO SOBRE LAS FRECUENCIAS CENTRALES-----
do ifr = 1 , %NFREQ
cut 100 130

```



```

setbb iw 0
setbb c2 0
setbb icfreq $ifr

setbb Fc (exp (add (mul (alog %STEP%) (subtract %icfreq 1)) (alog
%FMIN%)))
setbb Tc (div 1 %Fc%)

    setbb F1 (multiply (subtract 1 %BAND%) %Fc%)
    setbb F2 (multiply (add 1 %BAND%) %Fc%)
    setbb dwin (div (mul 2 5) (add %F1 %F2%))

*Ventana de analisis de 100 a 115 s de registro
cut 100 130
*Se tiene que cambiar la componente que se quiera leer
r *.sac1101
  cut off
  taper w 0.2
  bp n 2 p 2 c %F1 %F2
  bw 1
  title size medium 'Frecuencia Central %Fc%'
  p1
  bw 2
  bbfk NORMALIZE PDS ON WAVENUMBER 0.5 LEVELS 10 EXP 2
    if %BBFK_WVNBR eq 0.0000 then
      setbb BBFK_VFASE 0.0
    else
      setbb BBFK_VFASE (div %Fc %BBFK_WVNBR%)
    endif
    if %BBFK_AMP gt 0.0 then
      getbb to array1.%icfreq%.dat names off newline off Tc BBFK_AMP
      BBFK_BAZIM BBFK_WVNBR BBFK_VFASE
    endif

enddo
*****
unsetbb Fc Tc c1 c2 iw dwin W1 W2 icfreq BBFK_VFASE pi2

```

Capítulo 4. Movimiento observado y respuesta sísmica del Valle de México

El movimiento observado en el Valle de México presenta una amplificación significativa del terreno durante la ocurrencia de sismos. Dicha amplificación se acompaña de una larga duración (más de 200 s) de la coda, donde además se presentan trenes de onda monocromáticos, regularmente alrededor de ciertas frecuencias asociadas con el periodo de sitio del lugar. Actualmente, la mayoría de los estudios relacionados con el tema apuntan a que esos efectos resultan de la interacción de diversos factores, tales como la geología a escala local y regional, así como la propagación de las ondas y el hecho que parte de la Ciudad de México se encuentre asentada sobre sedimentos blandos. En este capítulo se presenta el marco geológico, geotécnico y un resumen de los antecedentes sobre los efectos de sitio en eventos sísmicos en el valle.

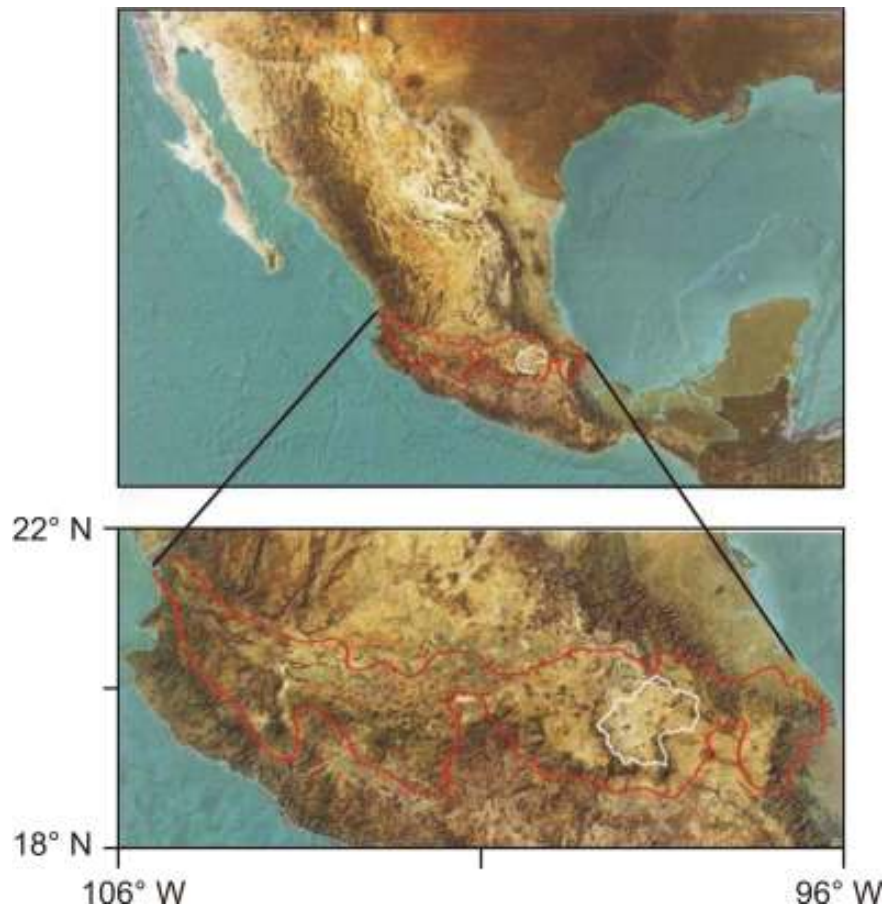


Figura 4.1. Localización y delimitación (en rojo) del Eje Volcánico Transmexicano (EVT), el cual cruza México (figura superior) en dirección E-W. El EVT no es paralelo a la costa del océano Pacífico. En la figura inferior de se hace un acercamiento al EVT y se observa más claramente la localización del Valle de México (contorno dibujado con color blanco) dentro del EVT (tomado de Santoyo et al., 2005).

4.1 Geología de la Cuenca de México

La cuenca de México se encuentra en la parte central del Eje Volcánico Transmexicano (EVT, figura 4.1). Dicho eje es una estructura compleja de arcos volcánicos terciarios sobrepuestos en la corteza, cuando ésta posiblemente sufrió una ruptura durante el Jurásico. El EVT tuvo su origen al iniciar la subducción de la Placa de Cocos durante el Mioceno Superior Reciente. Por su parte, y debido a una fuerte actividad vulcano-tectónica, la cuenca de México se cierra en el Cuaternario Superior (Santoyo et al., 2005).

La Cuenca de México mide alrededor de 90 km en la dirección norte-sur y unos 100 km en la dirección este-oeste y es más estrecha hacia el sur. Dicha cuenca está rodeada por varias sierras y cadenas montañosas y en su interior existen sierras aisladas. La planicie tiene una elevación media de 2,420 m en la parte sur y de 2,390 m en la norte; está rodeada de montañas de aproximadamente 3,000 m de altura, siendo el pico más alto el volcán Popocatepetl con una altura de 5,452 msnm (Santoyo et al., 2005). El subsuelo está conformado por acumulación de sedimentos volcánicos con espesores de hasta 2,000 m, los cuales descansan sobre rocas sedimentarias de origen marino (Santoyo, et al. 2005, figura 4.2). La Ciudad de México se encuentra situada en la parte sur de una cuenca, la cual es una depresión cerrada naturalmente por diversas erupciones de la Sierra de Chichinautzin hace unos 600,000 años, según dataciones de la roca volcánica (Santoyo, et al 2005). En la figura 4.2 se pueden observar dos secciones que muestran lo siguiente:

- **Sección N-S:** Esta primera sección se representa desde el Valle del Mezquital al norte hasta el cerro del Tepozteco al sur (150 km, aproximadamente). Al norte se observa el Arco Tarasco, mientras que al sur el Arco de Chichinautzin. Ambos arcos están separados por la Sierra de Guadalupe. En esta sierra afloran rocas volcánicas antiguas conformadas por fosas, calderas y colapsos que pertenecen a un arco volcánico dirigido este-oeste, formado al inicio de la subducción de la placa de Cocos, en el Mioceno (Santoyo et al., 2005). Al sur de la cuenca, se observa la Sierra del Chichinautzin, la cual es una barrera natural que cerró la cuenca en el Cuaternario. Se observa además un gran hundimiento cortical compuesto de lavas basálticas. Al norte de este arco se encuentra la falla Chapultepec-Peñón y hacia el sur se acentúa el hundimiento tectónico. La siguiente falla es la de Santa Catarina, la cual es la de mayor longitud de la Sierra del Chichinautzin

(número 2 en la sección) y cubre una distancia de 140 km de largo. Más al sur se encuentra la falla de Xochitepec, al origen del primer hundimiento abrupto de la sección. Por último se presenta un ascenso tectónico para finalmente encontrar diferentes fallas y terminar con un hundimiento cortical doble.

- **Sección E-W:** En esta sección se observa que la cuenca se encuentra limitada al oriente por la Sierra Nevada y al poniente por la Sierra de las Cruces. Se observan fracturas profundas dirigidas al noreste, así como la fosa Roma, perteneciente al Oligoceno (Santoyo et al., 2005) que se extiende desde la Sierra de Guadalupe, pasando por debajo del Chichinautzin, hasta Amacuzac. Así mismo se observa la formación Tarango, la cual se compone de sedimentos volcánicos formando grandes abanicos, producto de flujos piroclásticos, lahares, materiales de caída, etc., con edades que abarcan por lo menos del Plioceno al Pleistoceno tardío (Zamorano et al., 2002). Finalmente se pueden observar los depósitos aluviales y lacustres más recientes.

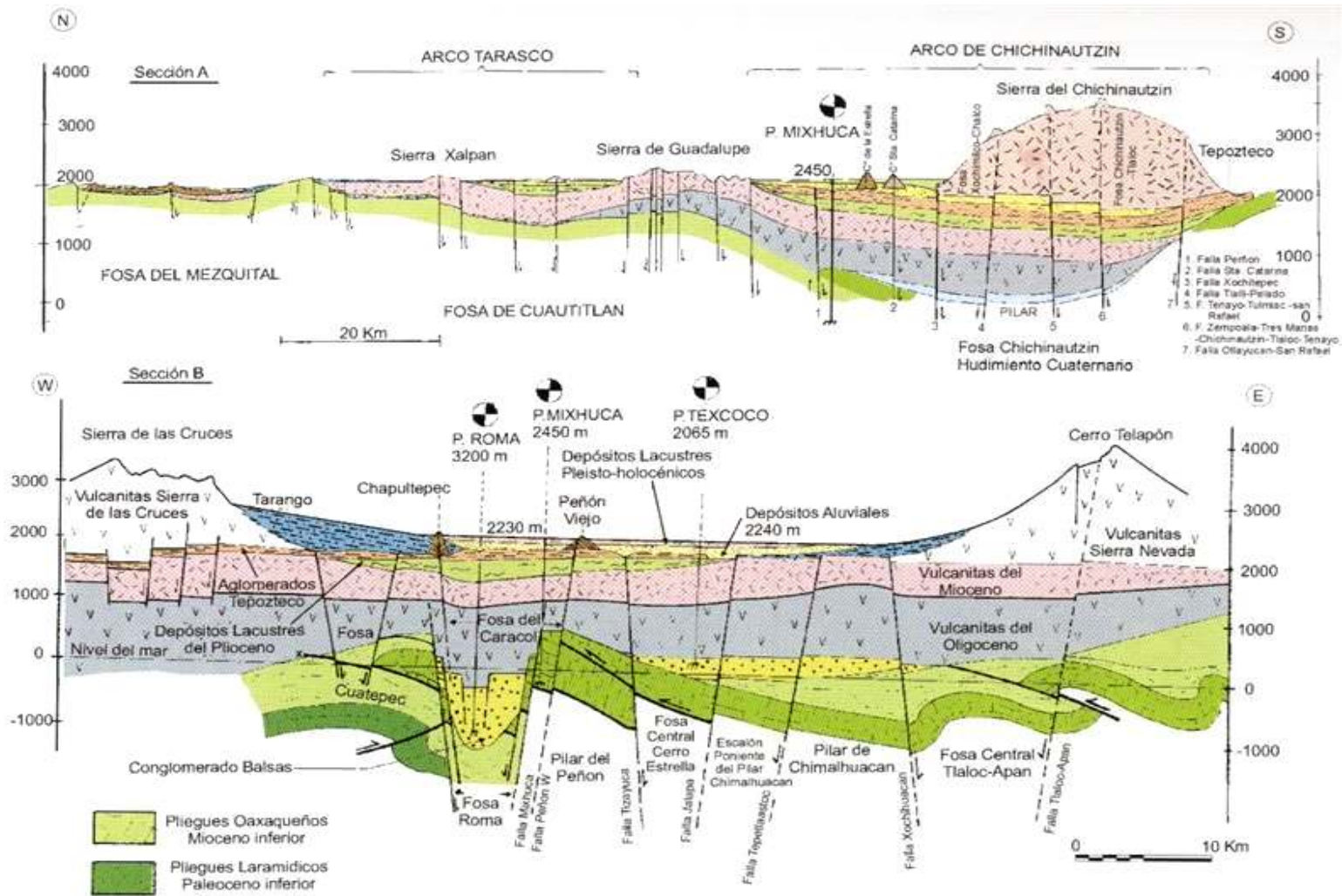


Figura 4.2. Secciones geológicas de la Cuenca de México. Se pueden apreciar algunos de los rasgos geológicos más importantes de la cuenca, entre los que se encuentran fallas predominantemente de tipo normal, formaciones y depósitos. En la parte superior se presenta una sección N-S, mientras que en la parte inferior la sección E-W. (tomado de Santoyo et al., 2005).

En la figura 4.3, se muestra con más detalle la secuencia debajo de la Ciudad de México. Esa secuencia, formada durante el Pleistoceno, se compone de los materiales que se listan en la tabla IV.1. La secuencia se construyó a partir de diversos sondeos y estudios dentro de la Cuenca; sin embargo, no se ha podido llegar más allá de los 150 metros (Santoyo et al., 2005). Por ello, la morfología de la cuenca se desconoce a detalle. Una de las herramientas que se ha empleado para conocerla es la sísmica de refracción con la cual se han determinado muchas de las características físicas de los estratos y el basamento rocoso, tales como: densidad, velocidad de ondas P y S, etc. Por otro lado, las arcillas blandas que se muestran en la figura 4.3 son las causantes de la amplificación observada de las ondas sísmicas que arriban al Valle de México. Dicha amplificación se debe al contraste de impedancia debido a los sedimentos arcillosos, tales fenómenos y efectos han sido estudiados previamente por diferentes autores, como se describe más adelante en la sección 4.2.

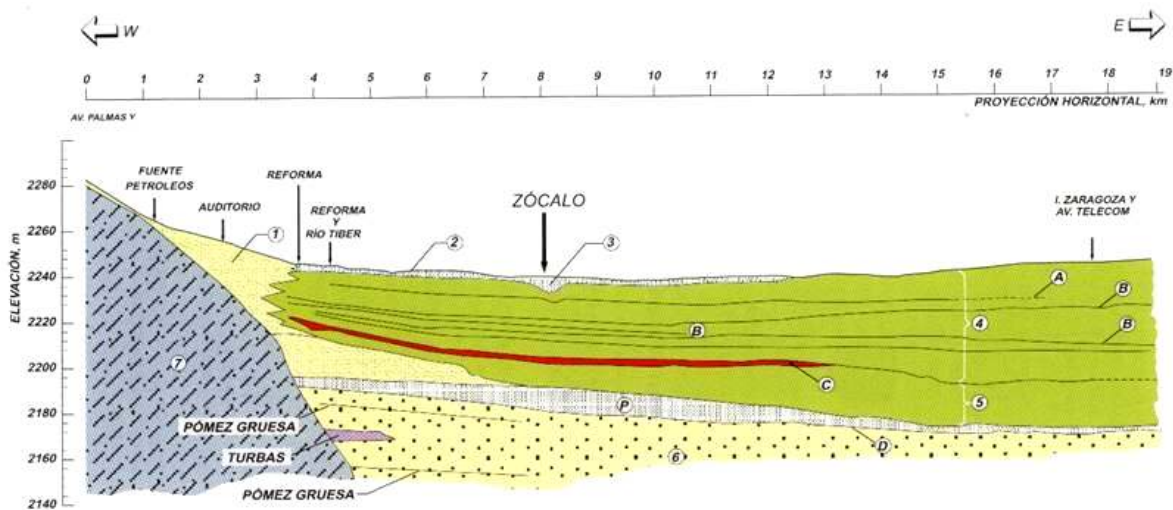


Figura 4.3. Estratigrafía debajo de la Ciudad de México en un corte W-E. En la tabla IV.1 se explica la simbología; cabe mencionar que la escala vertical está exagerada en la figura (tomado de Santoyo et al., 2005).

Tabla IV.1. Secuencia Cuaternaria por debajo de la Ciudad de México (tomado de Santoyo et al., 2005).

Secuencia	Depósitos Aluvio-Lacustres
1) Suelos tipo Qal (depósitos aluviales)	A) Ceniza negra 10 m
2) Costra superficial de la Ciudad y relleno	B) Cenizas volcánicas
3) Hundimiento debajo del Templo Mayor y Catedral	C) Capa dura*
4) Serie Lacustre Superior: arcillas blandas	D) Depósitos profundos
5) Serie Lacustre Inferior: arcillas consolidadas	*Coincide con 2 erupciones de pómez
6) Depósitos profundos	
7) Formación Tarango	

4.2 Zonificación geotécnica

La parte sur de la cuenca de México se le conoce como Valle de México, el cual se divide en tres zonas a partir de un enfoque geotécnico (Singh y Ordaz, 1993, figura 4.4). La Zona I corresponde a la zona firme o de lomas, la cual está formada por flujos de lava y tobas volcánicas, rocas de alta resistencia y poco compresibles. La Zona II o de transición, se localiza en las orillas de los antiguos lagos de la cuenca. Está compuesta por depósitos aluviales arenosos y limos de tipo arenoso, así como intercalaciones de capas de arcilla. Las capas en esta zona raramente excede los 20 metros de espesor. Finalmente la Zona III o de lago se localiza en donde antiguamente se encontraban los lagos de Texcoco y Xochimilco (figura 4.5). Esta zona se compone de depósitos lacustres muy blandos y altamente compresibles, principalmente arcilla con gran contenido de agua. Las arcillas se intercalan con materiales arenosos, regularmente de origen piroclástico, esta secuencia es interrumpida a una profundidad que varía entre 30 y 40 m (Zárate-Vázquez, 1999). Por debajo de las capas anteriores, aparece un estrato de materiales arenosos y limoarenosos. Finalmente se encuentran arenas y arcillas más consolidadas que alcanzan más de 100 m de espesor.

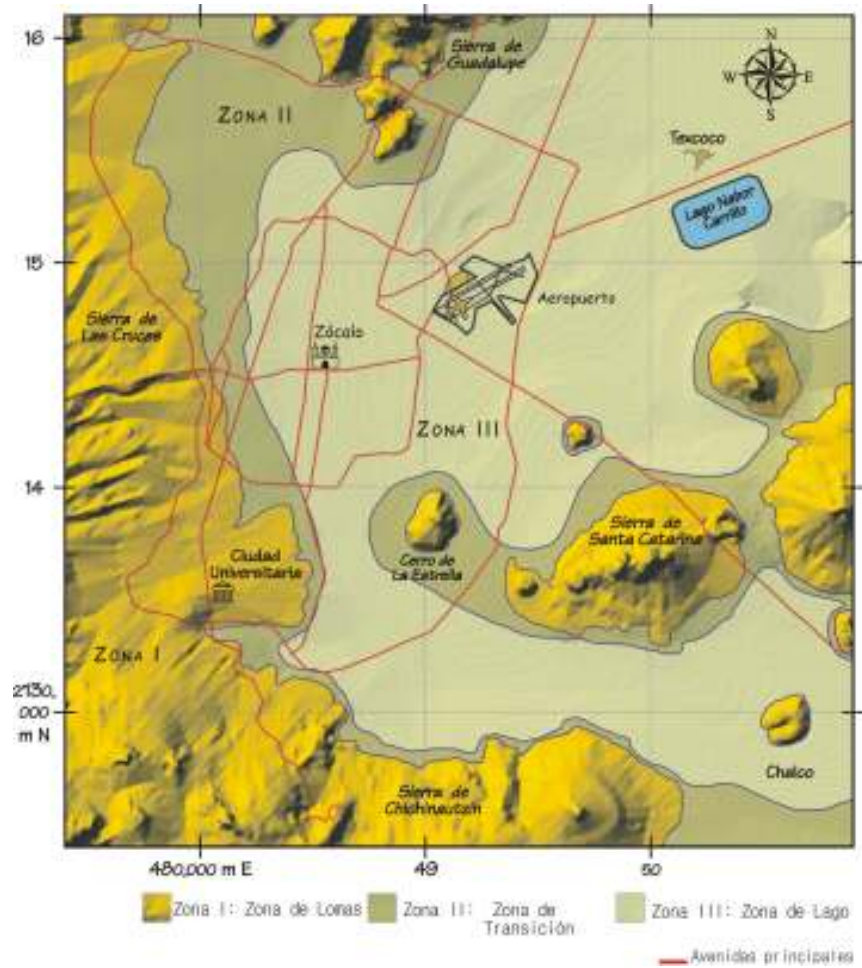


Figura 4.4. Zonificación geotécnica del Valle de México. En la figura se puede observar que gran parte de la Ciudad de México se encuentra sobre lo que se denomina zona de transición y de lago (Lomnitz et al., 2007).

En la figura 4.4 se muestran los diferentes tipos de roca y sedimentos sobre los que se encuentra asentada la Ciudad de México y Zona Metropolitana. La respuesta sísmica del Valle de México es diferente de un sitio a otro debido a la composición de los materiales del subsuelo. Dichas respuestas, denominadas efectos de sitio, tiene relación con las condiciones locales del subsuelo. Se ha observado que la zona más vulnerable a sismos de subducción, es la zona de lago o zona III, debido a que dichos eventos son ricos en frecuencias bajas (periodos largos). Esto explica el efecto tan dañino en las zonas que se encuentran sobre sedimentos de tipo lacustre.



Figura 4.5. Lagos antiguos de la cuenca de México. Los efectos dañinos que ocasionan los sismos provenientes de la costa del Pacífico a la Ciudad de México, se deben en parte, a que la ciudad se erigió encima de sedimentos, legado de los lagos que se muestran en la figura (tomado de Arqueología Mexicana; Vela, 2007).

4.3 Antecedentes de estudios sísmicos

El sismo de Michoacán del 19 de septiembre de 1985 ($M_w = 8.1$) sentó muchos precedentes, tanto en México como en el resto del mundo. Se trató del peor desastre sísmico ocurrido en nuestro país. La destrucción generada por dicho evento en la Ciudad de México a 400 km de distancia del epicentro no se esperaba. Así mismo, el efecto de sitio que se presentó en esta Ciudad creó nuevos enfoques para la investigación en nuestro país y en muchos otros.

Estudios previos y posteriores al sismo de 1985 han mostrado que la Ciudad de México es vulnerable a sismos provocados por la subducción existente entre las placas de Cocos y Norteamérica. A raíz del terremoto en 1985 comenzaron nuevas investigaciones para tratar de entender los efectos de sismos sobre la Ciudad de México. Las investigaciones han abordado dos problemas: a) efectos de sitio en la cuenca de México y b) efectos de trayecto desde la trinchera hasta el centro del país.

Referente a los efectos de sitio, tenemos que las observaciones de los registros de estaciones dentro del Valle México, muestran tres características importantes, las cuales se hicieron muy notorias a partir del terremoto de Michoacán (1985):

- Amplificación de las ondas sísmicas
- Duración anómala del registro
- Aparición de trenes de ondas monocromáticas

Campillo et al. (1989), observaron en los registros una amplificación importante en una banda alrededor de 3 s, el cual es también el periodo de resonancia de la zona de lago. Por otro lado, mostraron que la velocidad de ondas S es muy baja en regiones donde se localizan los depósitos de tipo lacustre. Ordaz y Singh (1992), atribuyen la amplificación a los 3 s a una estructura geológica de gran escala que subyace incluso a la zona de lomas actual y no a una estructura somera. La amplificación en la zona de lomas para algunas frecuencias, puede alcanzar un factor de 10 mientras que en la zona de lago hasta un factor de 500 (Ordaz y Singh, 1992). Singh y Ordáz (1993) sugieren que la larga duración de la coda está presente tanto en los registros de la zona de lomas como la de lago y el hecho que no se observaran en la zona dura, fue debido a la falta de sensibilidad de los instrumentos. Por su parte Chávez-García et al. (1994), analizan el terremoto de Michoacán de 1985, muestran que la amplificación de las ondas se puede explicar a partir

de efectos en una dimensión (1D), no así la duración de los registros. Un año después se trató de caracterizar las ondas superficiales generadas en la capa más somera de la cuenca. Chávez-García et al. (1995), obtuvieron curvas de dispersión que utilizaron para obtener un modelo en dos dimensiones (2D). El modelo se utilizó para simular incidencia de ondas SV. El resultado mostró que las ondas superficiales generadas por la heterogeneidad lateral de la capa más somera sufren una fuerte atenuación y dispersión. Por lo que las ondas superficiales generadas por las heterogeneidades laterales de la cuenca no causan arribos tardíos y en consecuencia, no pueden explicar el movimiento tan largo observado en la coda.

Por su parte, Furumura y Kenett (1998) analizaron sismogramas sintéticos calculados para modelos 2D y 3D del centro de México, los cuales incluyen el EVT. Ellos observaron una amplificación de trenes de ondas Love, las cuales afectan las capas someras de la cuenca de México. Iida (1999) analizó ondas superficiales, que interpreta como el modo fundamental de ondas de Love, y observa que se presentan en todo el Valle de México, incluso en aquellos sitios localizados en la zona de lomas, lo que podría confirmar las observaciones de Singh y Ordaz (1993). Iida (1999) estudió también la presencia de ondas superficiales dentro y fuera del Valle, ambas sobre el EVT, y concluye que la larga duración de dichas ondas, observadas en la coda de las señales, puede deberse a los efectos que produce el EVT. Sus resultados también sugieren que dichas ondas no son ocasionadas por las capas someras dentro del Valle de México. Shapiro et al. (2001) obtienen que las ondas superficiales en la zona de lago están compuesta por modos superiores y no por modos fundamentales, con lo cual contradicen a Iida (1999). Una diferencia importante entre modos es que la energía del modo fundamental se concentra en las capas superficiales de los sedimentos de la zona de lago, mientras que los modos superiores se propagan en capas más profundas, por lo que son menos afectados por el bajo valor de calidad (Q) en las arcillas (Shapiro et al., 2001). Así mismo, Shapiro et al. (2001) mencionan que la presencia de la capa superficial de baja velocidad amplifica las ondas sísmicas en el periodo de sitio, lo que da como resultado una apariencia monocromática a los registros de la zona de lago. Shapiro et al. (2001) consideran que las ondas no son ondas Love, sino de Rayleigh. Apoyan esto en cocientes entre las componentes radial y vertical, y la comparación de estos cocientes con los esperados a partir de un modelo propuesto por ellos. Shapiro et al. (2001) también concluyen que el modo fundamental de ondas Rayleigh se encuentra atrapado en los primeros 50 m de profundidad en el valle. Este modo sería generado por los bordes de la

zona de lago y estaría controlado por la geometría de la capa superficial de arcilla. Por otra parte los modos superiores se propagarían en estructuras que subyacen a los sedimentos del lago.

Chávez-García y Salazar (2002) muestran que en, una banda de frecuencia de 7 a 10 s, el movimiento en las componentes N-S consiste del modo fundamental de las ondas de Rayleigh. Así mismo, los resultados de Chávez-García y Salazar (2002) sugieren mediante modelación que la duración anómala del movimiento fuerte es el resultado de la interacción de la capa de arcilla de la zona de lago con ondas guiadas a profundidad. La diferencia en los tiempos de arribo de estas ondas superficiales genera la resonancia 1D en la capa de arcilla, lo que da por resultado las amplitudes observadas y la duración anómala en los registros.

Cárdenas-Soto y Chávez-García (2003), basados en el análisis de datos registrados por un arreglo de estaciones, confirman que en el límite del EVT existen pulsos de ondas superficiales. Los pulsos son difractados y su energía redistribuida en trenes de ondas, cuya respuesta es amplificada por el contraste de velocidades entre las capas volcano-sedimentarias del Oligoceno-Mioceno y el basamento de calizas del Cretácico en el Valle de México. Estos trenes de ondas, con energía en la banda de periodo entre los 2 y 4 s, se siguen propagando dentro de la estructura (EVT), y son amplificados en la zona de lago del Valle de México. Estos mismos autores, mencionan que en el caso que el campo de ondas incidente en el Valle de México esté constituido por ondas superficiales, cuya energía sea cercana al periodo de sitio, el movimiento observado en la zona de lago será entonces el resultado de la interacción de la resonancia 1D en estas capas y la propagación lateral de las ondas. Para periodos mayores que el periodo de sitio, las ondas superficiales dominan el movimiento. Así mismo señalan que en la coda de la señal la presencia de modos fundamentales y superiores de ondas Rayleigh, pero provenientes de una dirección diferente al epicentro, así como trenes de ondas monocromáticos, los cuales no son observados a profundidad.

Posteriormente, Cárdenas-Soto et al. (2005) realizan un análisis f-k utilizando datos de 74 estaciones en el Valle de México para un sismo con azimut 177° ; es decir con dirección de propagación casi N-S con respecto al centro de México. Los resultados apoyan la hipótesis planteada por ellos mismos en el 2003. El método f-k arroja como resultado que para periodos mayores a 7 s, las ondas provienen del epicentro. En el rango de periodos entre 5 y 7 s, se observa que la dirección de las ondas es similar para

esa banda de periodo, pero aparecen arribos tardíos. Finalmente para los arreglos situados donde el periodo de sitio es menor a 3 s, se siguen observando direcciones azimutales coherentes. Cárdenas-Soto y Chávez-García (2007) realizan otro estudio f-k, pero esta vez para un arreglo más pequeño en la Colonia Roma. Al analizar las trazas filtradas encontraron que para periodos alrededor del periodo de sitio donde se localiza el arreglo, los arribos tardíos que no tuvieron correlación entre estaciones son los responsables de la larga duración del registro y de las grandes amplitudes. Corroboraron también que los periodos más largos se componen de ondas superficiales guiadas a través de la corteza provenientes del epicentro. Dichas ondas corresponden al modo fundamental y superior de ondas Rayleigh, sobre todo en la parte del registro donde se observa el movimiento fuerte. La coda de la señal se compone de los mismos modos de propagación, pero propagándose en otras direcciones. Concluyen que la duración del registro es independiente de la localización del epicentro.

Los efectos de trayecto también han sido estudiados. Campillo et al. (1989), menciona que encontrar un modelo de propagación de ondas para la cuenca del Valle de México representa muchos obstáculos, tal como menciona Chávez-García et al. (1995). Campillo et al. (1989) mencionan que las ondas Love tienen un modo eficiente de propagación en su camino hacia la Ciudad de México. Por otra parte, Campillo et al. (1996), modifican el modelo propuesto por Valdés et al. (1986) confirmando que las oscilaciones de 3 s observadas anteriormente en los registros de la zona de lomas son ondas Love. Chávez-García et al. (1995), realizaron dos estudios a dos diferentes escalas. En el primero se analizan los registros de movimientos fuertes en la Ciudad de México para el sismo de Michoacán de 1985. En el segundo, se analizó un experimento de refracción para la capa de arcilla en la zona de lago. En el primero se comprobó a partir del análisis de las ondas Rayleigh y Love, que el modelo de Campillo et al. (1989) describe de manera muy adecuada la dispersión de las ondas entre la costa del Pacífico y el Valle de México, y que dicho modelo permite estimar las velocidades de grupo para el modo fundamental de las ondas de Rayleigh. Con la identificación del modo fundamental y de los primeros modos de ondas Rayleigh, Chávez-García et al. (1995) asignan tiempo a los registros del sismo de Michoacán. Concluyen que en el rango de 3 a 10 s de periodo, la energía proviene desde la costa del Pacífico hasta la Ciudad de México, principalmente en forma de ondas de Love y Rayleigh guiadas por la estructura con profundidad entre 1 y 4 km. Así mismo, las heterogeneidades laterales interactúan con las ondas incidentes y ondas superficiales adicionales son generadas, las cuales tienen una

frecuencia cercana a la frecuencia de resonancia de las capas superficiales en la zona de lago. Como resultado se presenta la interacción entre las ondas guiadas y la resonancia en 1D de las capas superficiales más blandas. Debido a ello, el movimiento interno dura, según Chávez-García et al. (1995), hasta que las ondas guiadas pasan por debajo de la Ciudad. Campillo et al. (1989) explican que los resultados de los efectos de fuente, la radiación anómala de ondas alrededor de 3 s, junto con una eficiente propagación de ondas Lg influyen en el movimiento destructivo en la Ciudad de México durante el terremoto de 1985. Singh y Ordaz (1993), proponen que las modulaciones observadas en la coda de los registros para este terremoto se deben al efecto de multitrayecto entre la fuente y el sitio de registro y/o debido también al mismo efecto dentro del Valle de México. Concluyen también que la forma, amplitud y arribos de las modulaciones en cada una de las estaciones dependen del azimut del evento. Finalmente, mencionan que las características de la coda también dependen de la distancia y profundidad de la fuente.

Shapiro et al. (1997) realizaron un estudio en la cuenca que confirma la amplificación de ondas alrededor de los 3 s para eventos provenientes de Guerrero en sitios localizados sobre el EVT. Estos autores encontraron que aún para periodos entre 8 y 10 s, los registros muestran esta amplificación. Así mismo, delimitan la zona en que se presenta este fenómeno. El límite hacia el sur corresponde tanto geográfica como geológicamente a los límites del EVT. Los registros también demuestran que los fenómenos de amplificación y duración son mayores en el sur que aquellos observados en el norte de esta estructura. De la misma forma, al analizar las velocidades de grupo de ondas Rayleigh, observan que los valores de la velocidad son más bajos en el sur del EVT que aquellos calculados en el norte, tanto en periodos cortos como largos. El fenómeno anterior se debe a una capa somera de baja velocidad presente en la parte sur de esta región.

En 1998, Furumura y Kennett modelaron en 2D y 3D los sismos de Michoacán y Copala, 1985 y 1995. Sus resultados muestran que el origen de la duración anómala y del movimiento fuerte, provienen de trenes de ondas Lg y Sn . Los trenes de ondas S, son producidos eficientemente por sismos someros en la zona de subducción, los cuales son fuertemente amplificados durante su propagación dentro de la guía de ondas creada a partir de la subducción entre la placa de Cocos y la Norteamericana. Así mismo, la duración y amplitud de la coda (ondas Lg) son amplificados por el EVT. Por su parte Furumura y Singh (2002), comentan que las ondas sísmicas que vienen de eventos de la

zona de subducción, son afectadas por heterogeneidades 3D de la corteza y de la estructura del manto superior cercanos a la fuente. Dichas variaciones afectan la forma en que las ondas se propagan de la fuente a distancias regionales. Furumura y Singh (2002) concluyen, que los daños causados por sismos intraplaca se deben a que en la propagación de ondas dominan las Rayleigh. Lo anterior debido a que la corteza actúa como una guía de ondas, sobre todo para ondas S en la banda de frecuencia entre 0.2-4 Hz. Se observó que existen ciertas diferencias en el movimiento para el Valle de México dependiendo del tipo de evento, su localización y tipo de fuente.

Cárdenas-Soto y Chávez-García (2003) muestran que la amplificación regional del movimiento del suelo en el Valle de México está relacionada con la estructura heterogénea de la corteza entre el pacífico y la Ciudad de México. Dicha heterogeneidad coincide con el Eje Volcánico Transmexicano, el cual es oblicuo a la zona de subducción y a la costa. Los resultados de Cárdenas-Soto y Chávez-García (2003) muestran que para periodos mayores a 5 s la estructura 3D de la corteza entre la costa del Pacífico y la parte central de México, actúa como una guía muy eficiente en la propagación de ondas. Sobre todo a distancias mayores a 200 km, pero sólo para trayectorias orientadas norte-sur o este-oeste. Por otro lado, para la banda de periodos de 2 a 6 s, los efectos de trayecto tienen como resultado una amplificación e incremento en la duración del movimiento en la parte central del EVT, independientemente del trayecto fuente-estación. Finalmente, Cárdenas-Soto et al. (2005), observan que la modulación de formas de onda se debe a un mecanismo de interacción entre la resonancia 1D del Valle de México y la propagación del campo de ondas. Estos autores realizaron un análisis f-k, con el cual observaron que a periodos mayores a 7 s, el campo de ondas se propaga de la dirección epicentral. Para el rango de entre 5 y 7 s, la energía proveniente de la dirección epicentral, pero también contiene energía proveniente de otras direcciones, lo cual vuelve a encontrar para otro arreglo, esta vez más pequeño en la Colonia Roma (Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2007).

Capítulo 5. Análisis de datos acelerométricos

5.1 Datos de aceleración

Los datos analizados en este trabajo son datos de aceleración provenientes de la Base Mexicana de Sismos Fuertes (1997). Dicha base es una recopilación de datos para eventos registrados en México por diversas instituciones: Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, Instituto de Geofísica e Instituto de Ingeniería de la UNAM, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Centro de Instrumentación y Registro Sísmico (CIRES), Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) y la Red Interuniversitaria de Instrumentación Sísmica (RIIS). Participan también las empresas: Comisión Federal de Electricidad (CFE) e Ingenieros Civiles Asociados (ICA). El evento seleccionado para este análisis ocurrió el 24 de octubre de 1993, con una magnitud $M_s=6.7$. El epicentro se localizó en las coordenadas $16.75\ N$ y $-98.72\ W$ (límite entre los Estados de Oaxaca y Guerrero), a una profundidad de 20 km. El azimut inverso fue de 177° con respecto a la Ciudad de México (figura 5.1) por lo que la propagación de la energía sísmica fue casi en dirección norte-sur. Lo anterior permitirá explorar el campo de ondas que incide en el Valle de México una vez que éste cruza de forma casi frontal el EVT. Con ello se espera poder discernir entre arribos directos y multitrayecto.

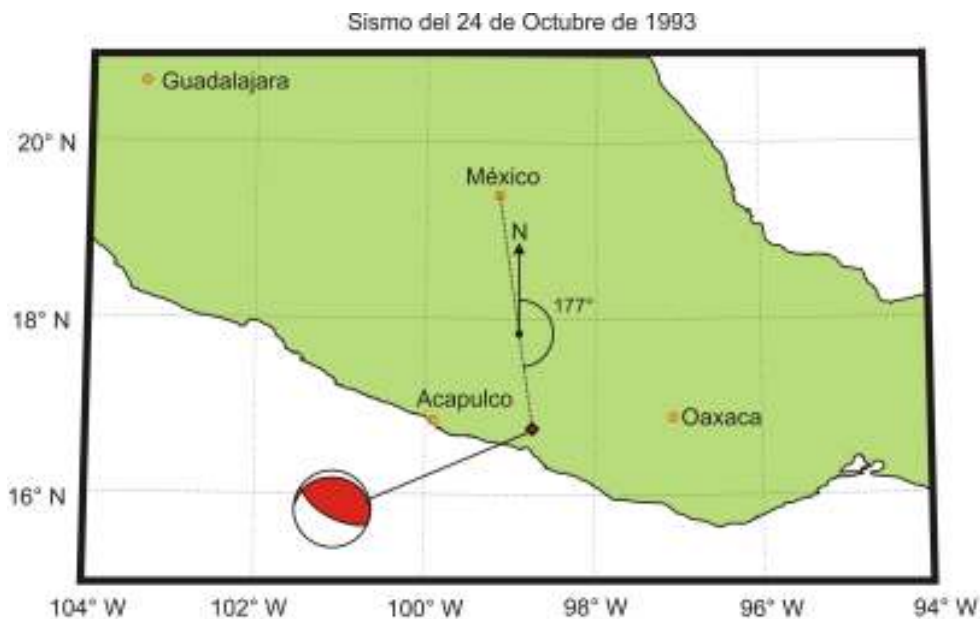


Figura 5.1. Epicentro y mecanismo focal del sismo del 24 de Octubre de 1993. La dirección de propagación del sismo es casi N-S con respecto a la Ciudad de México. El mecanismo focal se tomó del catálogo del proyecto Harvard Centroid-Moment-Tensor (<http://www.globalcmt.org/>).

El sismo fue registrado en 67 estaciones acelerométricas triaxiales de la Red Acelerométrica del Valle de México las cuales muestrearon la señal del evento a 100 muestras por segundo. Las estaciones carecen de una base de tiempo absoluto, por lo que fue necesario asignarla. La estación que se tomó como referencia fue RMCS, localizada en la colonia Roma de la Ciudad. Para asignar el tiempo a los registros, se filtraron las señales en una banda de frecuencia entre 8 a 12 s de periodo. El pulso observado en todos los registros se identificó como el modo fundamental de ondas de Rayleigh. Para corroborar lo anterior se tomaron dos ventanas de registro de RMCS en sus componentes vertical y radial. La primer ventana fue de 100 a 120 s de registro y la segunda de 120 a 140 s. Previamente dichos datos fueron filtrados con un filtro pasa banda Butterworth de dos polos a una frecuencia de 0.1 Hz y se graficaron componentes, tal como se muestra en las figuras 5.2 y 5.3. El círculo negro en ambas gráficas indica el inicio de la ventana. Se puede observar que dicho movimiento es elíptico, sobre todo en la figura 5.3. Lo anterior concuerda con el movimiento teórico observado para ondas de Rayleigh en superficie. Por tanto, el pulso energético arriba de 7 s de periodo es el modo fundamental de ondas de Rayleigh.

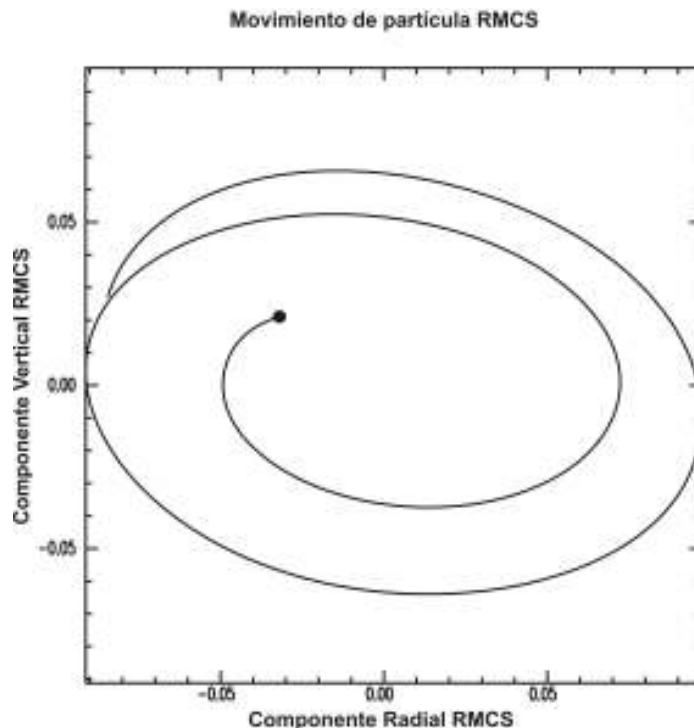


Figura 5.2. Movimiento de partícula obtenido de la estación RMCS, de una ventana de 20 s de registro (de 100 a 120 s), filtrada alrededor de un periodo de 10 s.

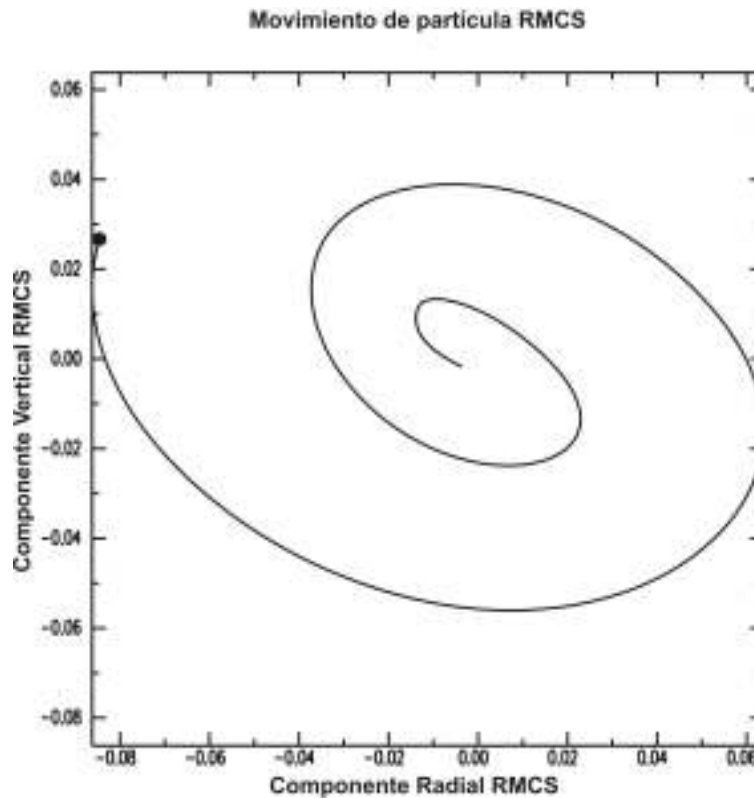


Figura 5.3. Movimiento de partícula obtenido de la estación RMCS en la colonia Roma, de una ventana de 20 s de registro (de 120 a 140 s), filtrado a 10 s de periodo.

A partir de la curva de dispersión de ondas de Rayleigh para el modelo de Campillo et al. (1989) se seleccionó una velocidad de fase teórica, la cual en un periodo central de 10 s (dada la banda de periodo utilizada para identificar el pulso), arroja el valor de 3.25 km/s. Con dicho valor de velocidad y dado que la distancia desde el epicentro hasta cada una de las estaciones es conocida, se calculó el tiempo al que debió haber llegado el pulso seleccionado. Se confirmó que la velocidad correspondiera con la teórica al colocar las trazas en una gráfica de distancia contra tiempo, verificando que la pendiente diera el valor de la velocidad impuesta, como se muestra en la figura 5.4.

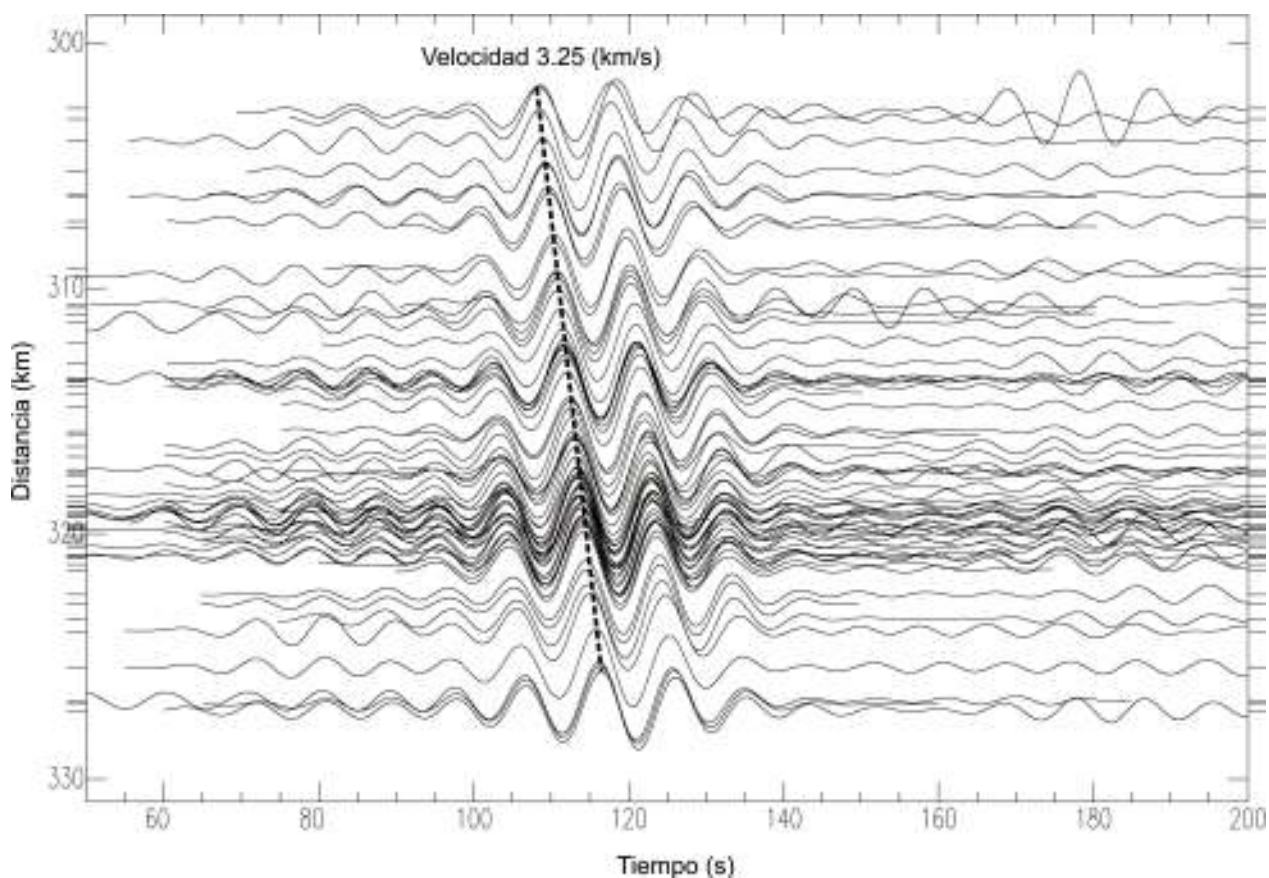


Figura 5.4. Componentes verticales alineadas con el pulso observado en todas las estaciones. La línea discontinua denota el valor de la velocidad (pendiente) en la gráfica tiempo-distancia.

5.2 Arreglos acelerométricos

Para la realización del análisis, las estaciones de la RAVM se agruparon en 8 arreglos acelerométricos como se muestra en la figura 5.5. Cada arreglo tuvo como objetivo que las estaciones agrupadas tuvieran el mismo o similar periodo de sitio. Se espera que al realizar el análisis f-k para el conjunto de estaciones localizadas en un área de periodo de sitio similar se obtengan resultados uniformes hasta periodos cercanos al periodo de sitio. Sin embargo, esta característica sólo se cumple para los arreglos A1, A2, A3 y A5 en los cuales se pueden identificar los periodos de sitio entre los cuales se encuentran las estaciones.

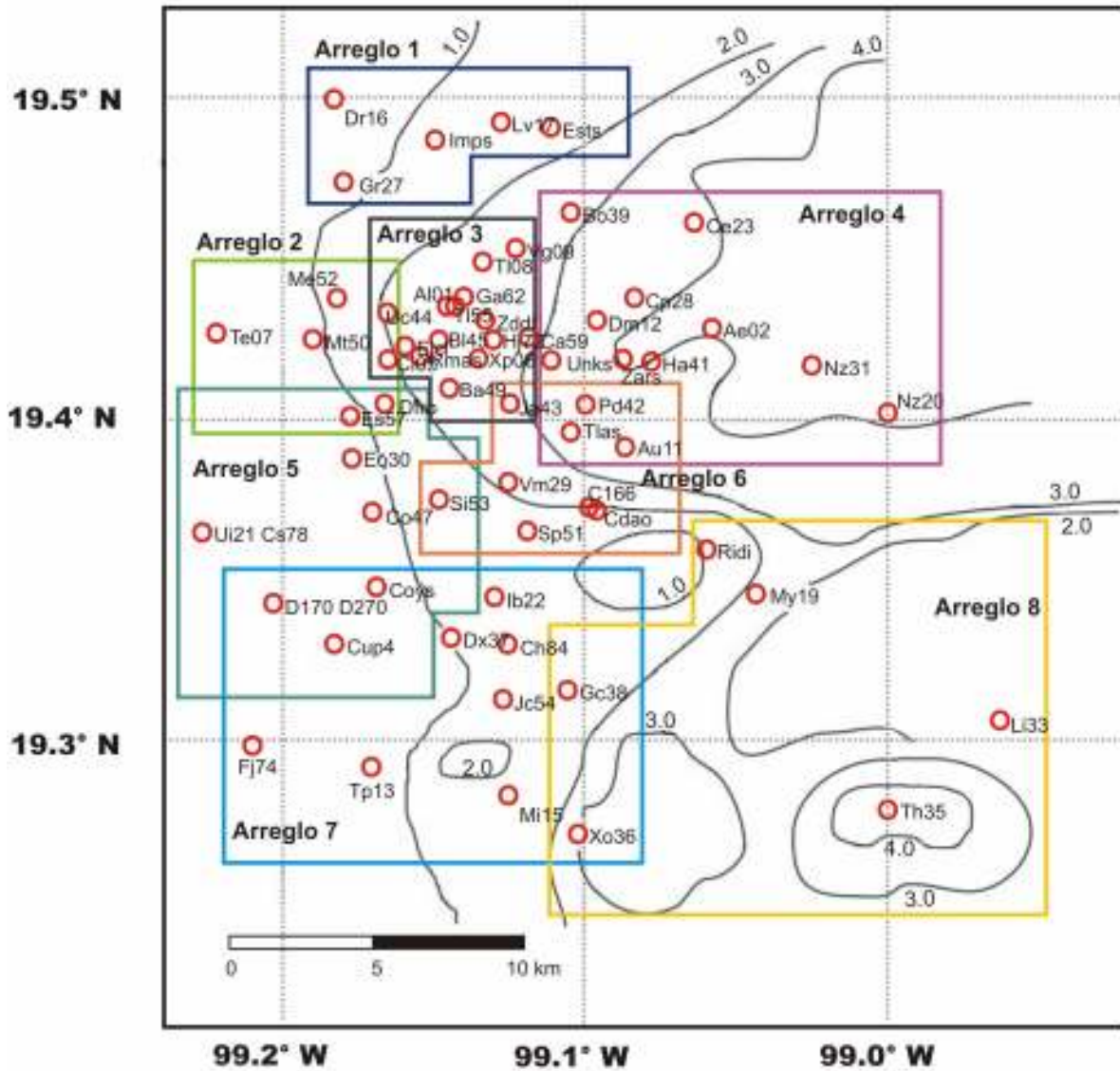


Figura 5.5. Arreglos acelerométricos y localización de las estaciones. Los círculos indican las estaciones y las líneas de colores agrupan a las estaciones en los diferentes arreglos. Los contornos en negro son las líneas de isoperíodos (tomado de Cárdenas-Soto, et al., 2005. Modificado).

En la figura 5.5 se observa que la distribución de los arreglos no es uniforme con respecto a la Ciudad ni a las zonas I, II y III. La mayor parte de las estaciones se concentra en la zona centro, dentro de las cuales el arreglo A3 es el que cuenta con una mayor densidad de ellas. Al agrupar las estaciones también se pensó en el análisis f-k en donde las estaciones funcionan como un filtro espacial. Es por ello que para algunos arreglos se repitieron algunas de las estaciones. En la tabla V.1 se muestran las estaciones utilizadas en cada uno de los arreglos.

Tabla V.1. Estaciones por arreglo. Los renglones sombreadas indican las estaciones base para el análisis f-k.
Los números entre paréntesis indican el número de estaciones utilizadas en cada arreglo.

Arreglo	Estación	Latitud	Longitud	Arreglo	Estación	Latitud	Longitud
A1 (5)	DR16	19.5005	-99.1829	A5 (11)	CO47	19.3714	-99.1703
	ESTS	19.4916	-99.1111		COYS	19.3477	-99.1687
	GR27	19.4747	-99.1797		CS78	19.3656	-99.2262
	IMPS	19.4885	-99.1489		CUP4	19.33	-99.183
	LV17	19.4931	-99.1275		D170-270	19.3428	-99.2032
A2 (7)	CI05	19.4186	-99.1653		DFRO	19.405	-99.166
	DFRO	19.405	-99.166		EO30	19.3885	-99.1772
	ES57	19.4017	-99.1775		ES57	19.4017	-99.1775
	ME52	19.4383	-99.182		SI53	19.3753	-99.1483
	MT50	19.4253	-99.19		UI21	19.3653	-99.2261
	TE07	19.4269	-99.2217		A6 (9)	AU11	19.3919
	UC44	19.4337	-99.1654	C166		19.3728	-99.0983
A3 (18)	AL01	19.4356	-99.1453	CDAO		19.372	-99.096
	BA49	19.4097	-99.145	JA43		19.4053	-99.125
	BL45	19.4253	-99.1481	PD42		19.4055	-99.0997
	CA59	19.4258	-99.1183	SI53		19.3753	-99.1483
	CI05	19.4186	-99.1653	SP51		19.3656	-99.1189
	EJCL	19.423	-99.159	TLAS		19.3967	-99.1047
	GA62	19.4385	-99.1401	VM29		19.3811	-99.1253
	HJ72	19.4251	-99.1301	A7 (13)		CH84	19.33
	JA43	19.4053	-99.125		COYS	19.3477	-99.1687
	RMAS	19.42	-99.1547		CUP4	19.33	-99.183
	RMBS	19.4202	-99.154		D170-270	19.3428	-99.2032
	RMCS	19.4191	-99.1546		DX37	19.3322	-99.1439
	TL08	19.45	-99.1336		FJ74	19.299	-99.21
	TL55	19.4356	-99.1425		GC38	19.3161	-99.1059
	UC44	19.4337	-99.1654		IB22	19.345	-99.1297
	VG09	19.4539	-99.1225		JC54	19.313	-99.1272
	XP06	19.4198	-99.1353		MI15	19.2834	-99.1253
	ZDDF	19.4314	-99.1331		TP13	19.2922	-99.1708
A4 (14)	AE02	19.429	-99.0584		XO36	19.2711	-99.1024
	AU11	19.3919	-99.0869		A8 (6)	GC38	19.3161
	BO39	19.4653	-99.1047	LI33		19.3064	-98.9631
	CE23	19.4619	-99.0642	MY19		19.3461	-99.0433
	CP28	19.4385	-99.0839	RIDI		19.36	-99.06
	DM12	19.4312	-99.0963	TH35		19.2786	-99
	HA41	19.4183	-99.0786	XO36		19.2711	-99.1024
	NZ20	19.403	-99				
	NZ31	19.417	-99.025				
	PD42	19.4055	-99.0997				
	UNKS	19.4186	-99.1111				
	TLAS	19.3967	-99.1047				
	ZARS	19.4192	-99.0876				

Los números entre paréntesis que se indican en la columna de cada arreglo de la tabla V.1 señalan el número de estaciones por cada arreglo. Las estaciones sombreadas en negro son las estaciones de referencia u origen para cada grupo. Estas últimas se seleccionaron porque se encuentran situadas en un punto, a partir del cual, las demás estaciones del arreglo tienden a una distribución más uniforme. La anterior es una de las características más importante en los arreglos, en la tabla V.2 se presentan las distancias mínimas y máximas a partir de las estaciones de referencia. Las distancias entre estaciones juegan un papel importante en la resolución de los números de onda para el análisis f-k. De acuerdo a las observaciones antes mencionadas, los arreglos son muy diferentes entre sí, tanto en número de estaciones como en su distribución espacial. Es por ello que se espera que los resultados del método f-k para cada uno de ellos sean diferentes también.

Tabla V.2. Distancias mínimas y máximas a partir de la estación de referencia para cada arreglo.

Arreglo	Estación origen	Distancia mín (km)	Distancia máx (km)
A2	GR27	3.7529	7.8560
A2	ES57	1.3303	5.6575
A3	BA49	0.1007	5.2644
A4	AE02	2.5418	7.1083
A5	CUP4	2.6591	8.5512
A6	VM29	1.8647	4.4355
A7	TP13	4.4167	7.9594
A8	LI33	5.1372	15.9791

5.3 Análisis en tiempo de formas de onda

El análisis en tiempo es una herramienta que permite describir ciertas características de los datos como duración del registro, amplitudes máximas, y en particular para este trabajo, trenes de onda o paquetes de energía a diferentes frecuencias en cada uno de los registros. Para cada uno de los arreglos y una vez asignado el tiempo absoluto en todos los registros (como se describió en la sección 5.1), se procedió a filtrar los datos a diferentes frecuencias centrales f_n definidas como:

$$f_n = f_{\min} (1.2)^{i-1}, \quad (5.1)$$

donde f_{\min} es igual a 0.083 Hz; es decir, $T=12$ s e $i=1,2,\dots,15$. La expresión 5.1 permite distribuir las frecuencias centrales de forma logarítmica entre una banda que va de 0.5 a 12 s; mismas a utilizar en el análisis f-k. El ancho del filtro esta determinado por:

$$(1-w)f_n < f < (1+w)f_n, \quad (5.2)$$

donde $w=0.25$, el cual es el ancho de banda relativo al filtro. Se seleccionaron ventanas de análisis que dependen de cada arreglo así como de la duración de los datos según la estación. Cabe mencionar que la calidad de los datos para algunos acelerogramas no era la adecuada, debido a que muchas de las trazas se encontraban cortadas o con saturación en la coda de la señal. Se procedió a eliminar dichos datos o a tomar sólo una ventana de tiempo en la cual los datos no estuvieran saturados, quedando 67 estaciones únicamente.

5.3.1 Descripción de las trazas por arreglo

En el arreglo A1 la duración de los registros es similar en todas las estaciones. Se seleccionó una ventana de 50 a 200 s. Se observa que en periodos menores a 1.12 s (figura 5.6) las trazas son energéticas entre 100 y 140 s. Aparecen en distintas trazas pulsos energéticos a diferentes tiempos en el registro por debajo de 1.35 s de periodo. Como ejemplo se indican con flechas dos de los pulsos de la estación GR27 entre 106 y 114 s de registro. Para periodos mayores a 7 s y mayores, aparece un pulso bien definido que se puede seguir en todas las trazas, identificado en la figura con la línea punteada.

Cabe mencionar que este pulso parecería tener el mismo valor de tiempo en el filtrado a diferentes periodos, sin embargo, el pulso se encuentra desfasado y debido a la resolución en las gráficas no es apreciable dicho desfasamiento.

En el arreglo A2 (cuyos registros se muestran en el anexo A) las ventanas de análisis son muy diferentes debido que se tienen registros con distintas duraciones. Sin embargo, todas oscilan arriba de 50 s y menos de 250 s. Los datos de la estación CI05 están cortados alrededor de 130 s. Entre los periodos arriba de 7 s se observa en casi todas las trazas un pulso alrededor de los 120 s, el cual parece coincidir con alguno de los modos de ondas Rayleigh.

En el arreglo A3 (ver figura 5.7) se puede observar que las amplitudes máximas se encuentran en periodos menores a 1.12 s de registro. A partir de 1.35 s de periodo las señales comienzan a presentar modulaciones que se observan de manera más clara entre los 1.94 y hasta los 4.03 s de periodo. Estas modulaciones aparecen en la mayoría de las trazas a o largo de todo el registro y en algunos casos son monocromáticas. Las estaciones en donde se presentan estas características son: BA49, CA59, EJCL, HJ72, JA43, RMAS, RMBS y RMCS (anexo A) en las tres componentes de todas. Sin embargo, es en la componente transversal donde se observa de manera más prominente. Cabe mencionar que el periodo del sitio para el arreglo A3 oscila entre los 2 y 3 s de periodo. Los trenes de ondas que aparecen en los registros, identificados como cuadros en la figura 5.7, se presentan en una banda de frecuencia alrededor del periodo de sitio de cada una de las estaciones. Se puede observar que para la estación EJCL, localizada cerca de 2 s de periodo, los trenes de onda modulados comienzan en periodos más bajos que para las estaciones BA49 y CA59.

Al acercarnos a un periodo alrededor de 2.5 s (2.33 y 2.8 s) en todas las trazas de A3 (figura 5.7 y anexo A) se observan estos trenes de onda mejor definidos, siendo muy claros en las estaciones localizadas en el centro del arreglo. Para las estaciones cercanas a 3 s de periodo los trenes se extienden para periodos por arriba de 4 s. Entre los 4.03 y los 6.97 s de periodo aparecen de nuevo trenes de ondas no tan definidos como los anteriores, los cuales se extienden desde el inicio hasta la coda del registro. Finalmente, antes de los 6 s y para periodos más grandes aparece un pulso en todas las trazas identificado con una línea punteada (figura 5.7). El pulso se observa bastante energético

alrededor de los 120 s de registro y al igual que en los dos arreglos anteriores, dicho pulso es visible en las tres componentes y presenta una continuidad bastante clara en los periodos más grandes.

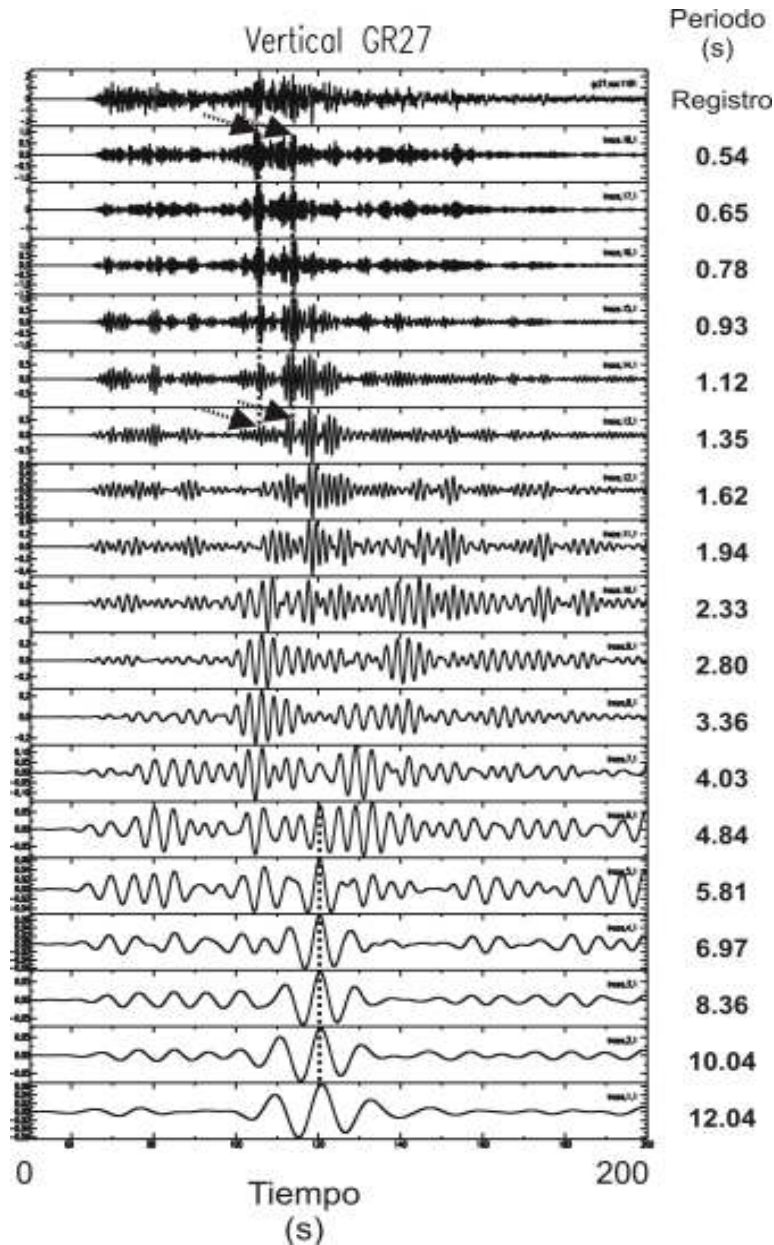


Figura 5.6. Componente vertical de la estación GR27 del arreglo A1 filtrado a 18 diferentes periodos indicados en la columna de la derecha. La línea punteada señala un pulso identificado en todas las trazas para los periodos más largos. Las flechas muestran dos pulsos energéticos por debajo de los 1.35 s de periodo que aparecen también en LV17 e IMPS.

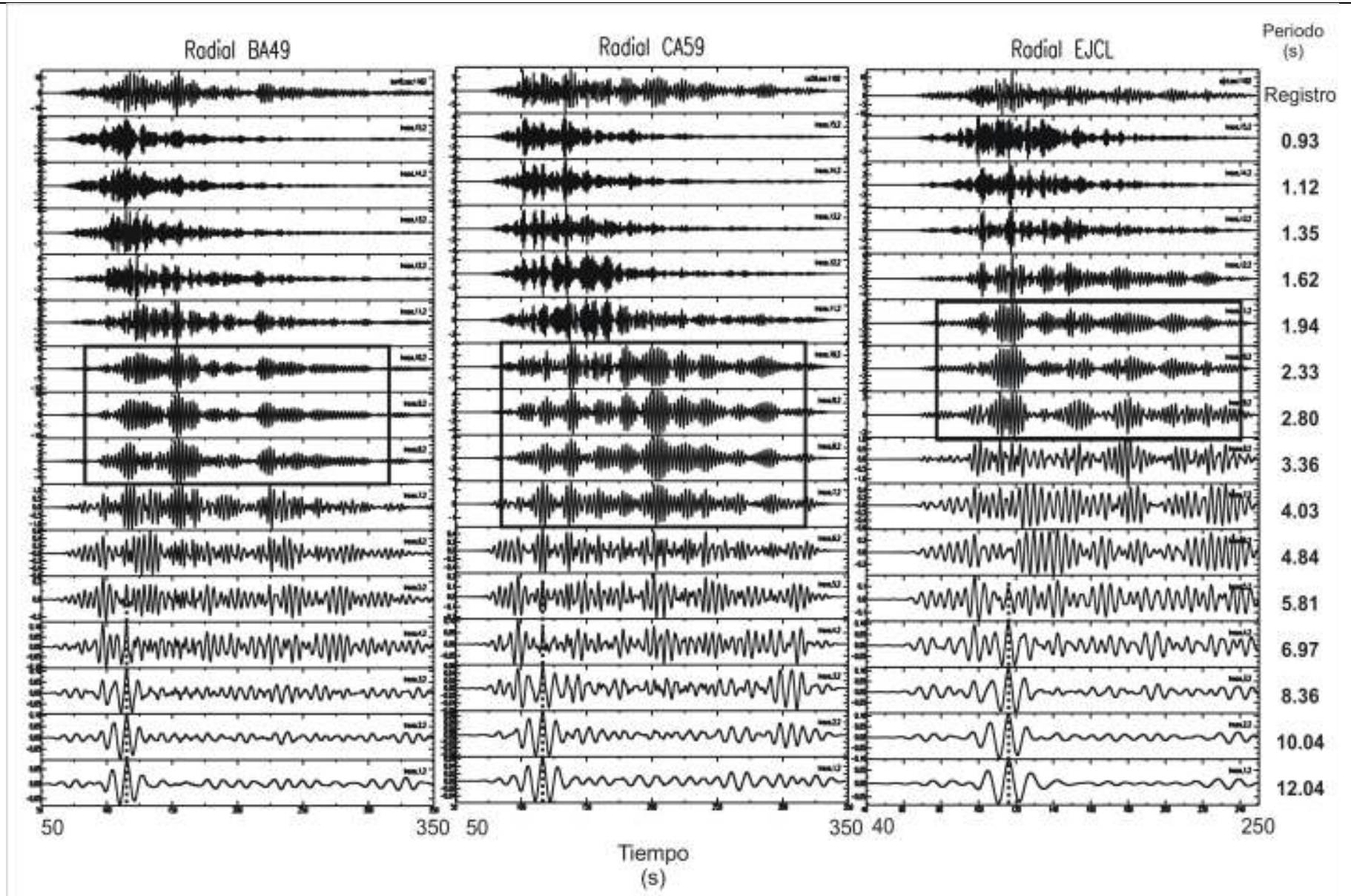


Figura 5.7. Componentes radiales de las estaciones BA49, CA59 y EJCL pertenecientes al arreglo A3. Las trazas han sido filtradas a 15 diferentes periodos. Los cuadros muestran trenes de ondas modulados alrededor del periodo de sitio de cada una de las estaciones. La línea punteada señala un pulso a partir de los casi 6 s de periodo, el cual se extiende hasta los periodos más grandes.

En el arreglo A4 (ver figura 5.8) la ventana seleccionada fue de 50 a 350 s de registro para todos los datos. Para periodos menores a 1.35 la energía de la señal se concentra entre 100 y 180 s de registro. Este arreglo abarca diferentes valores de periodo de sitio. En las estaciones situadas cercanas a 4 s de periodo de sitio el registro de las estaciones AE02, CE23, DM12, HA41 AE02, NZ20 y NZ31 (anexo A), presentan modulaciones de la señal entre 1.35 hasta alrededor de 2.33 s. El fenómeno de trenes modulados se identifica por cuadros con líneas punteadas. A partir de 2.33 s comienzan a aparecer en la señal trenes de ondas a lo largo de todo el registro. Para las estaciones AE02, HA41, NZ20 y NZ31 (anexo A) los trenes de ondas son monocromáticos a lo largo de todo el registro entre 4.03 y hasta 6.97 s de periodo en las componentes horizontales (se identifica a los trenes por cuadros con líneas sólidas). Estas estaciones se encuentran alrededor 4 s de periodo de sitio y es a partir de este mismo periodo que dichos trenes de onda se presentan mejor definidos. Así para éstas y las demás estaciones, los trenes abarcan casi todo el registro, siendo en la estación NZ31 en la que se observan trenes más largos justo en la coda de la señal. En general entre 2.80 s y 3.36 s se observan trenes de ondas modulados. Sin embargo, en algunas estaciones las observaciones varían de acuerdo con la banda de periodo a analizar, tendiendo a las observaciones descritas anteriormente. Para periodos mayores a 7 s, se sigue observando el pulso visto en arreglos anteriores alrededor de los 120 s de registro, denotado por la línea punteada. Algunos de los registros tienen una duración muy anómala, por ejemplo, estaciones como NZ31 o AU11 registraron datos por 300 s o más, extendiéndose regularmente en la coda de la señal.

Para el arreglo A5 (figura 5.9) también se analizó una ventana de 50 a 350 s de registro, sin embargo, la mayoría de los registros sólo duran alrededor de 100 s en total. En la mayoría de los datos de las estaciones, si no es que en todo el registro, la energía se concentra entre los 100 y 150 s. El periodo de sitio característico del arreglo es por debajo de 1 s, excepto para DFRO y SI53. En general las características para este arreglo son una serie de trenes de onda muy pequeños a lo largo de todo el registro que empiezan en 1.12 s de periodo para todas las estaciones. Arriba de 5 s se observa un pulso que se puede seguir en las tres componentes (p.e. en CO47). En general en las estaciones aparecen trenes de ondas anómalos entre 3 y hasta 6 s (figura 5.9). La estación que presenta estos trenes de onda modulados es DFRO, ES57, CO47 y CUP4;

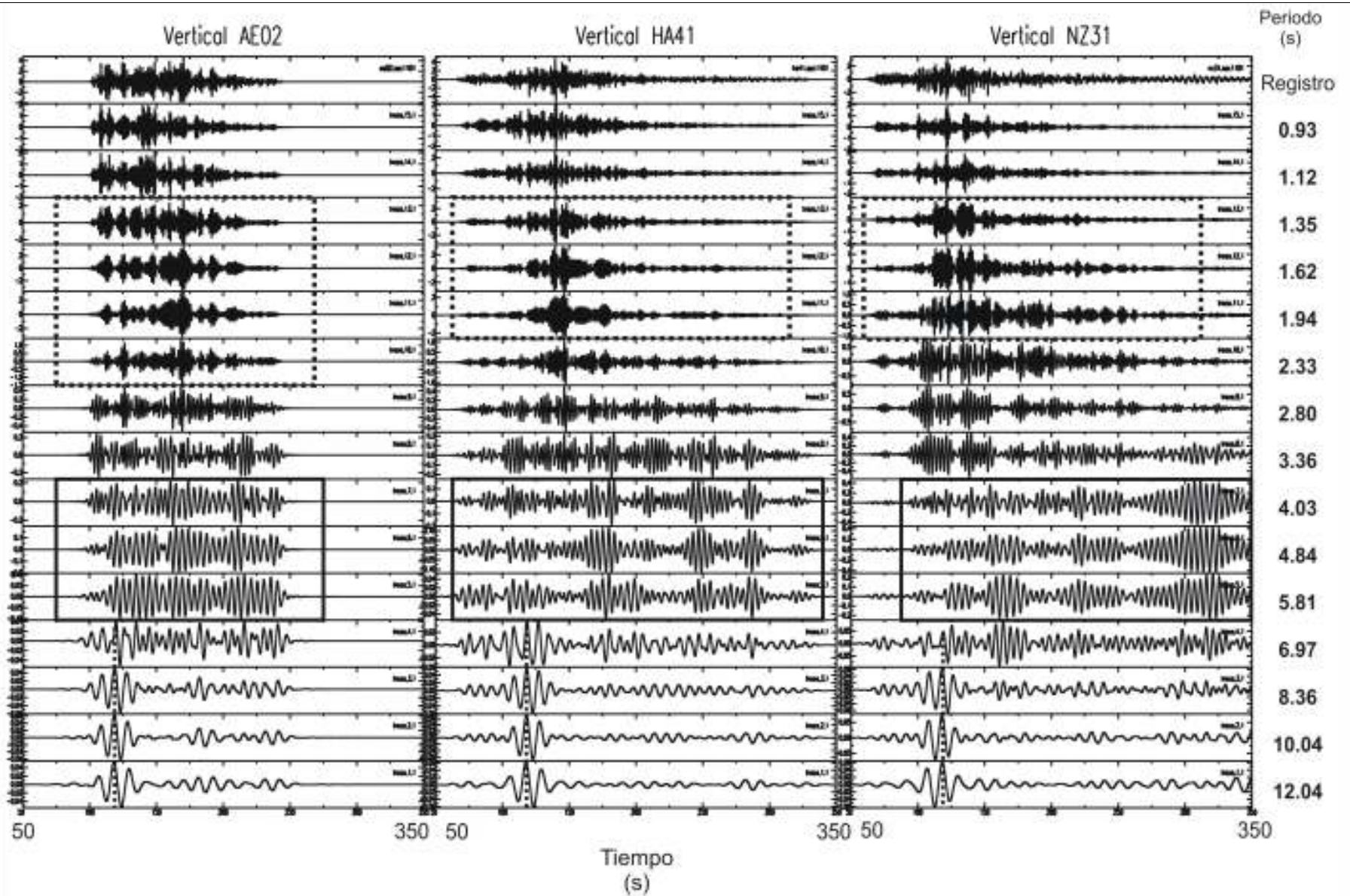


Figura 5.8. Componentes verticales de las estaciones AE02, HA41 y NZ31 del arreglo A4. Las trazas han sido filtradas a 15 diferentes periodos. Los cuadros con línea punteada señalan trenes de ondas modulados entre 1.35 y hasta 2.33 s. Los cuadros con línea sólida señalan trenes monocromáticos muy prominentes entre 4.03 y 5.81 s. El periodo de sitio de AE02 y HA41 es muy cercano a 4 s, mientras que NZ31 está por arriba de 4 s. La línea punteada señala el pulso observado en todos los registros.

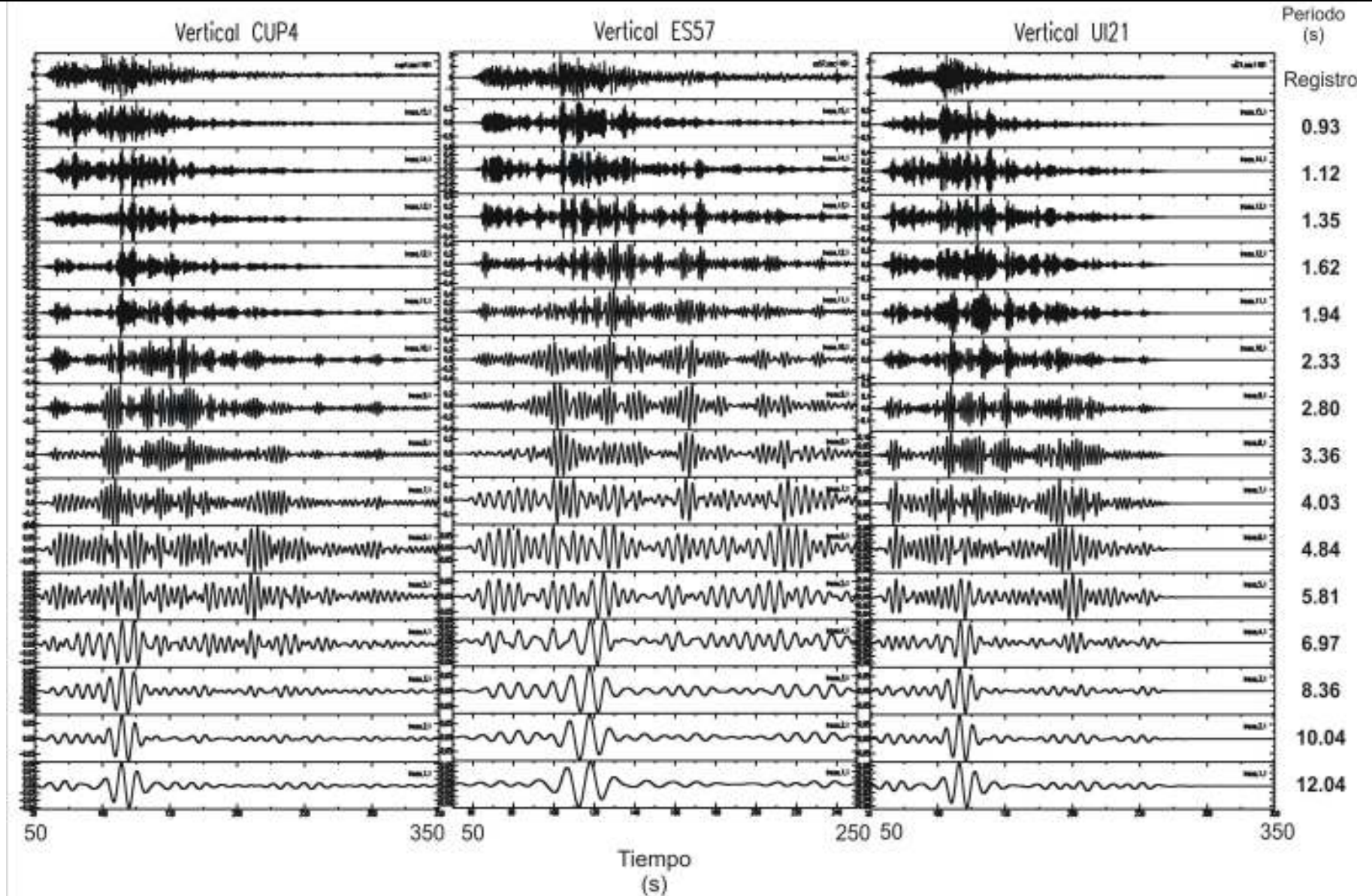


Figura 5.9. Componentes verticales de las estaciones CUP4, ES57 y UI21 pertenecientes al arreglo A5, excepto por ES57 quien también pertenece a A2. Las trazas han sido filtradas a 15 diferentes periodos. Los periodos de sitio de las tres estaciones está por debajo de 1 s; sin embargo, obsérvese los trenes de ondas para periodos por encima de 4 s. Se observa muy claro un pulso arriba de los 100 s de registro.

en cuyas trazas se pueden observar trenes a lo largo de todo el registro, presentes en las tres componentes. El pulso alrededor de los 120 s de registro es muy claro a partir de los 7 s de periodo.

Para el arreglo A6 (figura 5.10) se tienen sólo 3 estaciones compartidas con A4, sin embargo su descripción es muy similar entre ambos arreglos. Cabe resaltar que en este arreglo se observan señales moduladas debajo de 1.5 s de periodo (p. e. CDAO). La tendencia para estas estaciones es que para periodos de entre 1 y hasta 2 s, sus amplitudes más grandes se concentran en la primera parte del registro con modulaciones en algunas estaciones, como se puede observar en la figura 5.10, las modulaciones están marcadas con cuadros punteados. Entre 2 y 6 s de periodo se observan trenes de ondas aparece en todas las componentes de las estaciones; de manera muy prominente en la estación AU11 en la coda de la señal (figura 5.10, marcada con cuadro sólido). De nuevo estos trenes coinciden con el periodo de sitio donde se encuentran las estaciones, por lo que son muy prominentes arriba de los 3 s de periodo. Para todas las estaciones de este arreglo, se presenta el pulso característico observado en arreglos anteriores, pero esta vez más cercano a los 110 s. Sin embargo, en la estación PD42 aparece otro pulso alrededor de los 185 s de registro, el cual sólo se observa en la componente transversal en esta estación (figura 5.10). Dicho pulso es muy energético presentando una continuidad muy clara entre 5 y 10 s de periodo, marcado en la figura con flechas.

Los arreglos A7 y A8 se encuentran constituidos por estaciones localizadas en periodos de sitio entre 1 y hasta 4 s. Para la mayoría de las estaciones del arreglo A7, sobre todo aquellas localizadas donde el periodo de sitio es cercano a 1 s, se observa que por debajo de los 2 s de periodo, la señal se encuentra modulada en pequeños trenes que abarcan diferentes partes del registro (la ventana de análisis es de 50 s a 350 s en ambos arreglos). Entre 2 y 5 s de periodo, la señal no tiene ningún patrón, hasta alrededor de 7 s, cuando aparece el pulso cercano a los 110 s de registro. La estación CH84, presenta trenes de ondas monocromáticos y modulados de más de 70 s de duración (figura 5.11, marcado en cuadro sólido), sobre todo en las componentes horizontales entre los 1.12 y hasta casi los 2 s de periodo. En la figura 5.11 se observa que entre 2 y 6 s de periodo, la señal no sigue ningún patrón; a partir de 7 s de periodo, aparece de nuevo el pulso alrededor de los 110 s de registro. Por su parte la estación XO36, que pertenece a ambos arreglos y se encuentra en un periodo de sitio de 3 s, presentan pequeños trenes de onda

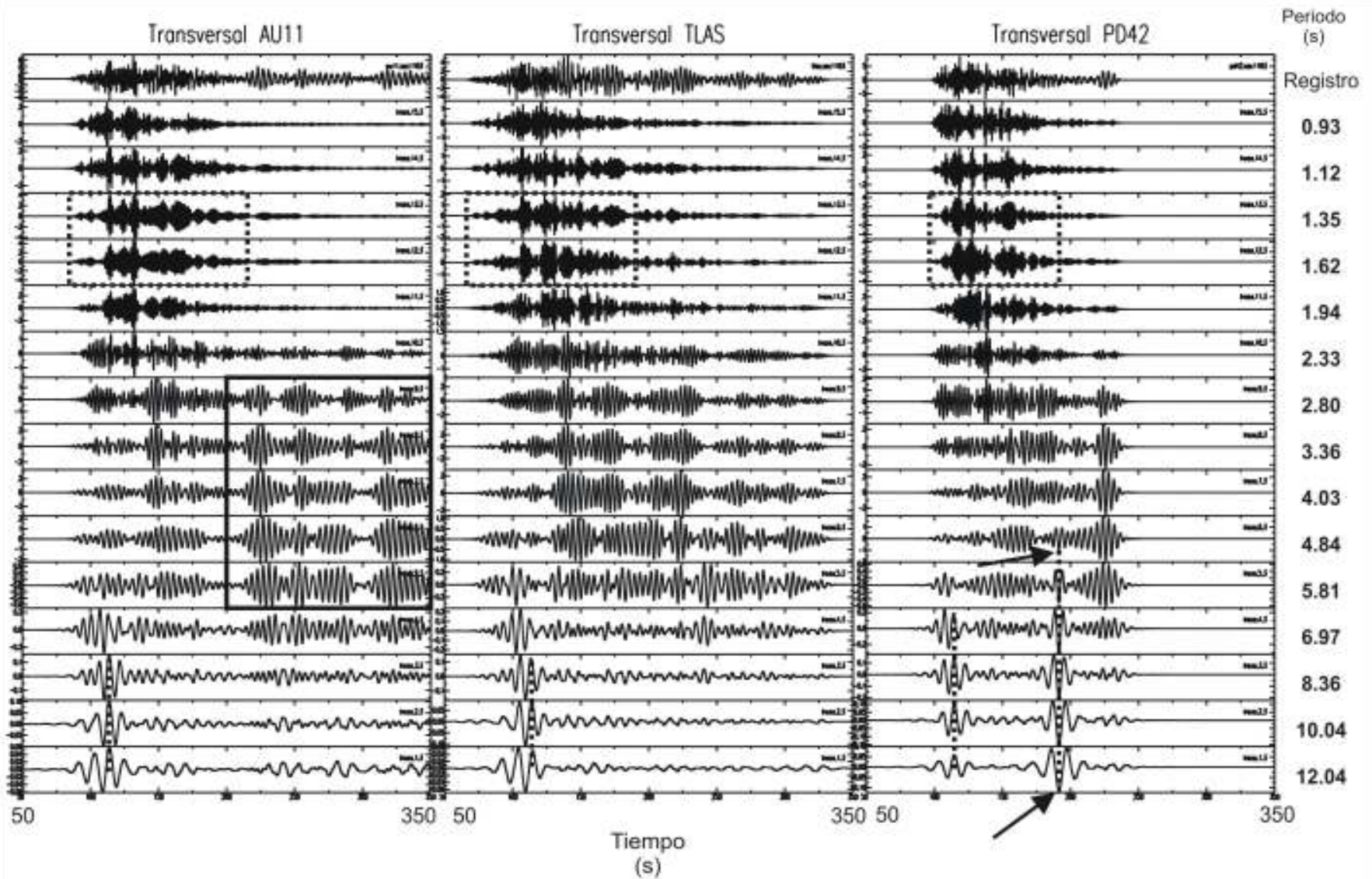


Figura 5.10. Componentes transversales de las estaciones AU11, TLAS y PD42 pertenecientes a los arreglos A6 y A4. Los cuadros con línea punteada señalan modulaciones entre 1.35 y casi 2 s. El cuadro con línea sólida muestra trenes de onda modulados en la coda de la señal para AU11 entre 3 y 4 s de periodo; el periodo de sitio de estas estaciones está entre esos periodos. Las flechas señalan un pulso anómalo observado en PD42 y sólo para la componente transversal alrededor de los 185 s de registro.

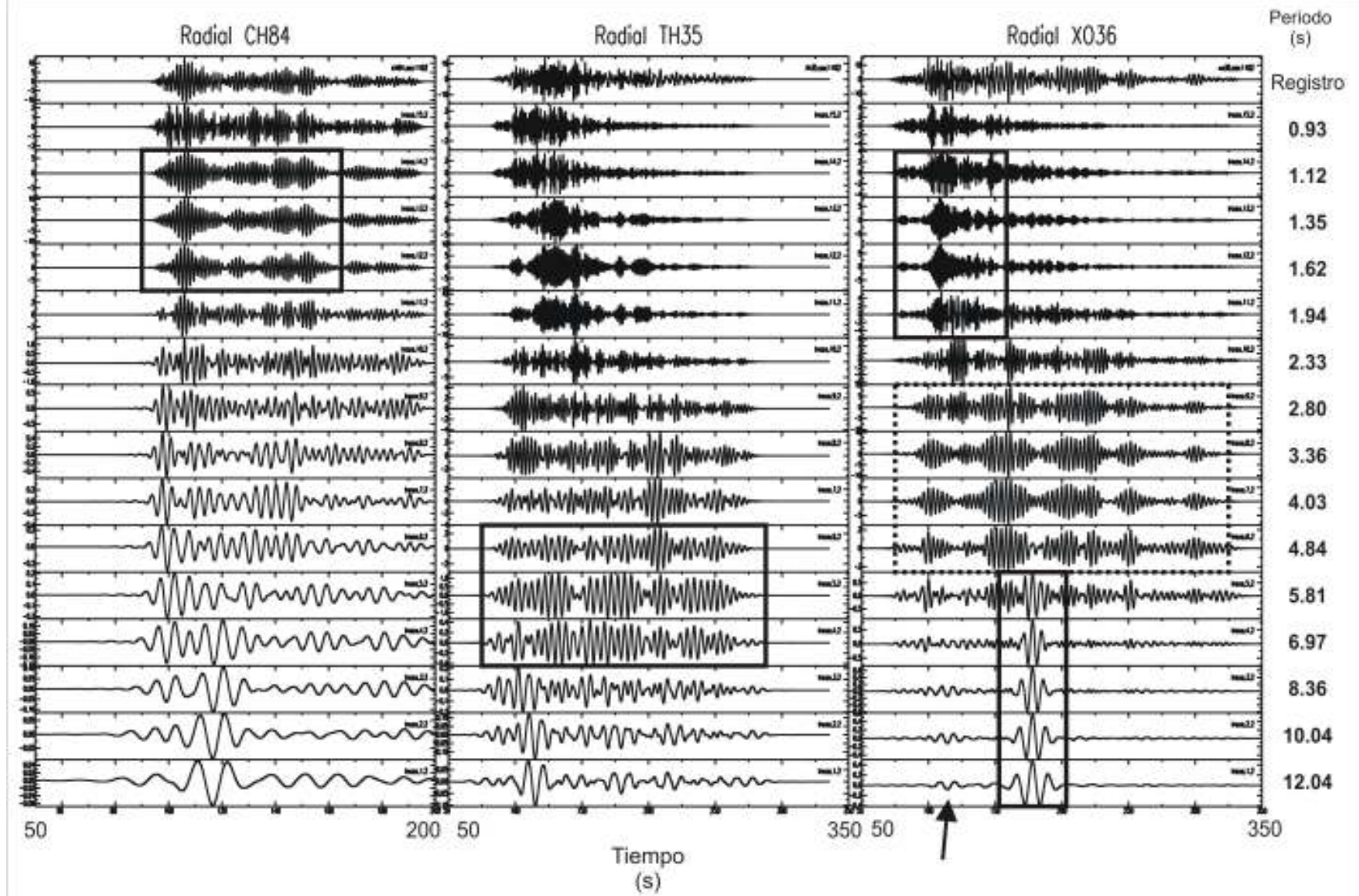


Figura 5.11. Componentes radiales de las estaciones CH84, TH35 y XO36 de los arreglos A7 y A8. CH84 presenta trenes de ondas monocromáticos y modulados en bajos periodos con más de 70 s de duración (cuadro sólido). TH35 muestra trenes de onda de larga duración presentes en las tres componentes de la estación (cuadro sólido). En XO36 se observan pequeños trenes de onda modulados en bajos periodos (cuadro sólido superior) y trenes de onda monocromáticos a lo largo de todo el registro (cuadro punteado). La flecha señala el pulso observado en todas las trazas, mientras que el cuadro sólido inferior muestra el pulso observado en PD42; obsérvese la diferencia en amplitudes entre ambas ondas.

modulados por debajo de los 2 s de periodo (cuadro sólido). Entre 2.8 s y 5 s, se observan trenes modulados a lo largo de todo el registro (cuadro punteado) y a partir de 6 s, se observa el pulso alrededor de los 180 s (pulso marcado en cuadro sólido) al igual que en PD42 (A4 y A6). El pulso observado en arreglos anteriores alrededor de los 110-120 s (marcado con flecha en la figura 5.11), sólo es notorio en la componentes vertical y muy poco en las horizontales, siendo el más prominente el de los 180 s de registro en las tres componentes.

Finalmente, en las estaciones TH35 y XO36 del arreglo A8 (figura 5.11) se presentan pequeños trenes modulados por debajo de 2 s de periodo en las componentes radiales. Entre 5 s y 7 s, aparecen en las tres componentes, trenes monocromáticos (marcado con el cuadro sólido) desde el inicio de la señal y hasta la coda. El único pulso que se observa es el los 110 s de registro en los periodos más grandes. Las observaciones en cada uno de los arreglos anteriormente descritos muestran diversas características, dentro de las cuales, algunas son comunes para todos los subarreglos y otras no. Para resumir lo descrito anteriormente en esta sección, la tabla V.3 presenta un ejemplo de las características más sobresalientes al filtrar las trazas. Estas características se presentan en las tres componentes y son: PE (pulso energético), TOM (tren de ondas modulado), MONO (tren de ondas monocromático) y Pulso (pulsos sin ninguna tendencia). Para clasificar estas observaciones, se intentó ser lo más consistente posible al analizar los registros.

Posteriormente, las tablas V.4 y V.5 muestran un resumen de estas características por arreglo y de las tres componentes o de la más sobresaliente, en donde se puede observar que en algunas estaciones se presentan de manera muy prominente algunos de estos rasgos (marcados en negritas). La característica más sobresaliente son los trenes de ondas modulados, en la tabla V.5 éstos parecen coincidir con el periodo de sitio para el arreglo A3, dado que las estaciones de ese arreglo están entre 2 y 3 segundos de periodo.

Tabla V.3. Características más sobresalientes de las ondas observadas en las diferentes trazas al realizar el análisis en tiempo.






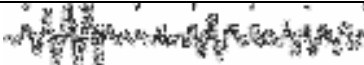
Característica	Abreviatura	Característica observada
Pulso energético	PE	
Tren de ondas modulado	TOM	
Tren de ondas modulado muy notorio en el registro	TOM	
Tren de ondas monocromático	MONO	
Tren de ondas monocromático muy notorio en el registro	MONO	
Pulso(s) sin tendencia definida	Pulso	

Tabla V.4. En la tabla se muestra el comportamiento a partir de las características identificadas que se explican en la tabla V.3 para las trazas filtradas a diferentes periodos para A1, A2, A5 A7 y A8. Abajo se resume el comportamiento de las estaciones por arreglo y zona, filtrado en cada uno de los periodos centrales. Las características en negritas son muy notables en los registros de al menos una de las componentes de las estaciones.

Zona	Arreglo	Estación	Periodos de filtrado (s)														
			0.93	1.12	1.35	1.62	1.94	2.33	2.8	3.36	4.03	4.84	5.81	6.97	8.36	10.04	12.04
2	A1	dr16	PE	PE	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
1	A1	ests	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
2	A1	gr27	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A1	imps	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	MONO	MONO	MONO	Pulso	Pulso	Pulso
2	A1	lv17	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	MONO	MONO	MONO	MONO	Pulso	Pulso	Pulso
2	A2	me52	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
1	A2	mt50	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	MONO	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
1	A2	te07	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A2	ci05	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	MONO	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A2	uc44	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	MONO	MONO	MONO	MONO	MONO	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A2/A5	dfro	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
2	A2/A5	es57	PE	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
2	A5	co47	PE	PE	PE	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
1	A5	cs78	PE	PE	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
2	A5	eo30	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
3	A5/A6	si53	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
1	A5	ui21	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
2	A5/A7	coys	PE	PE	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
1	A5/A7	cup4	PE	PE	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
1	A5/A7	d170	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
1	A5/A7	d270	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A7	ch84	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	MONO	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
2	A7	dx37	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
1	A7	fj74	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A7	ib22	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A7	jc54	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A7	mi15	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
2	A7	tp13	PE	PE	PE	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
3	A7/A8	gc38	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A7/A8	xo36	PE	TOM	TOM	TOM	Pulso	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A8	li33	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
3	A8	my19	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
3	A8	ridi	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
3	A8	th35	PE	PE	TOM	TOM	TOM	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	MONO	MONO	Pulso	Pulso	Pulso

Tabla V.5. En la tabla se muestra el comportamiento a partir de ciertas características identificadas en las trazas filtradas a diferentes periodos para A3, A4 y A6. Estas características se presentan en la tabla V.3. Abajo se resume el comportamiento de las estaciones por arreglo y zona, filtrando en cada uno de los periodos centrales que se muestran en la parte superior de la tabla. Los cuadros en rojo muestran que para ciertas bandas de periodo, los trenes de onda monocromáticos parecen coincidir con los periodos de sitio. El cuadro en azul es no se puede explicar bajo este razonamiento. Las características en negritas son muy notables en los registros de al menos una de las componentes de las estaciones.

Zona	Arreglo	Estación	Periodos de filtrado (s)														
			0.93	1.12	1.35	1.62	1.94	2.33	2.8	3.36	4.03	4.84	5.81	6.97	8.36	10.04	12.04
3	A2/A3	ci05	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	MONO	Pulso	Pulso	Pulso
3	A2/A3	uc44	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	MONO	MONO	MONO	MONO	MONO	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A3	al01	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	MONO	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A3	ba49	PE	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A3	bl45	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	MONO	MONO	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A3	ca59	PE	PE	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A3	ejcl	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A3	ga62	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A3	hj72	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A3/A6	ja43	PE	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	MONO	MONO	Pulso	Pulso	Pulso
3	A3	rmas	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	MONO	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
3	A3	rmbs	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	MONO	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
3	A3	rmcs	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	MONO	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
3	A3	tl08	PE	PE	PE	PE	TOM	MONO	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A3	tl55	PE	PE	MONO	MONO	MONO	MONO	MONO	MONO	MONO	MONO	MONO	MONO	MONO	Pulso	Pulso
3	A3	vg09	MONO	MONO	MONO	MONO	MONO	MONO	MONO	MONO	MONO	MONO	MONO	MONO	Pulso	Pulso	Pulso
3	A3	xp06	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
3	A3	zddf	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
3	A4	ae02	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	MONO	MONO	MONO	MONO	Pulso	Pulso
3	A4	bo39	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
3	A4	ce23	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
1	A4	cp28	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	MONO	Pulso	Pulso
3	A4	dm12	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A4	ha41	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
3	A4	nz20	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso
3	A4	nz31	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso
3	A4	unks	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
3	A4	zars	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso
3	A4/A6	au11	PE	PE	TOM	TOM	TOM	Pulso	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso
3	A4/A6	pd42	PE	PE	TOM	TOM	TOM	Pulso	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso
3	A4/A6	tlas	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
3	A6	c166	PE	PE	PE	Pulso	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso	Pulso
3	A6	cdao	TOM	TOM	TOM	Pulso	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso	Pulso
3	A6	sp51	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso
3	A6	vm29	PE	PE	PE	PE	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	TOM	Pulso	Pulso

La tabla V.5 muestra en cuadro rojo los trenes de onda modulados que parecen coincidir con el periodo de sitio de las estaciones. Dichos trenes de ondas se presentan en dos diferentes formas: 1) Aparecen al filtrar la señales alrededor de los periodos de sitio y 2) en la coda de la señal en los periodos más bajos. Lo anterior se hace evidente al analizar para el arreglo A3 que dichos trenes de ondas (**TOM**) aparecen alrededor de entre 2 y 3 s de periodo a lo largo de todo el registro (cuadro rojo superior). Estos periodos coinciden con el periodo de sitio entre los que se encuentran las estaciones. El mismo ejemplo en la misma tabla aparece para el arreglo A4 entre 4 y hasta casi 5 s de periodo (cuadro rojo inferior derecha). Sin embargo, los trenes de onda marcados entre el cuadro color azul no se pueden explicar siguiendo esta misma lógica. Dado que las estaciones ZARS, AU11 y PD42 de los arreglos A4 y A6, se encuentran entre 3 y 4 s de periodo de sitio, y aún cuando aparecen trenes modulados en esa banda, también se presentan a periodos más bajos (1.35 y 1.94 s). Por tanto los trenes de onda modulados en el cuadro azul no parecen tener relación con el periodo de sitio donde se encuentran situadas las estaciones.

Por su parte, los trenes de onda monocromáticos son más bien largos trenes de onda con amplitud similar a lo largo de todo el registro filtrado. Este rasgo aparece de manera muy puntual en ciertas estaciones (como en TL55 y VG09, tabla V.5) y no se observa tendencia alguna. Por otro lado, los pulsos energéticos se presentan al filtrar los registros en los periodos más bajos (regularmente por debajo de 1.62 s), aunque también se observaron hasta 2.33 s (tablas V.4 y V.5). Finalmente, la distribución de la característica identificada como Pulso, aparece en el filtrado de los periodos más largos, regularmente de 4.84 s en adelante, sin importar donde se encuentre la estación (tablas V.4 y V.5). Por lo que se puede concluir que se trata de ondas superficiales de periodo largo y como se describió al analizar cada uno de los arreglos, se puede identificar un pulso característico alrededor de 110 s en todas las trazas. Para continuar con el análisis de los datos en la siguiente sección se describe el análisis f-k para los mismos subarreglos analizados en tiempo.

5.4 Análisis f-k

5.4.1 Características de arreglos sísmicos

El análisis frecuencia-número de onda, es un método que permite conocer las velocidades y direcciones de propagación de las ondas sísmicas. Los arreglos funcionan como un filtro espacial en el dominio del número de onda, por lo que los resultados obtenidos por este método dependen significativamente de la geometría del arreglo propuesto para el análisis de los datos. Existen ciertos parámetros de importancia que se tienen que tomar en cuenta para la elección del tipo de arreglo. Dichos parámetros determinan, entre otras cosas, la respuesta del filtro, así como los resultados en cuanto a velocidad y longitudes de onda. Las características son las siguientes (Buttkus, 2000):

- **Apertura del arreglo.** Determina el poder de resolución, o sea, la capacidad del filtro para separar señales de distintas velocidades y direcciones de propagación.
- **Número de instrumentos.** Condiciona la diferencia de amplitudes entre el pico principal y los picos secundarios de la respuesta del filtro en el dominio del número de onda.
- **Distancia mínima entre los instrumentos.** Determina el número de onda horizontal máximo que se puede resolver;

$$k_N = \frac{1}{2\Delta x}, \quad (5.3)$$

donde Δx es la distancia entre las estaciones.

A partir de las características anteriores, un arreglo ideal sería aquél que tuviera en su respuesta espectral una función con un pico principal estrecho, de ancho inferior a la resolución que se desea y amplitudes pequeñas en la zona de rechazo, es decir, fuera del pico principal. Para poder evaluar la respuesta espectral de los arreglos, se calculó la respuesta al impulso unitario para cada arreglo, es decir, la función de transferencia H que estará en función del número de onda. Buttkus (2000) describe H de la forma:

$$H(k) = \sum_{j=1}^N e^{-i2\pi(k \cdot r_j)}, \quad (5.4)$$

donde $H(k)$ es la transformada discreta de Fourier de la posición de las N estaciones, r_j es el vector de posición relativo respecto a un sistema de referencia determinado y k el

número de onda. Esto permitirá acotar los resultados del análisis f-k a fin de contar sólo con observaciones congruentes.

A partir de la ecuación 5.4 se calculó para cada arreglo la respuesta espectral, es decir, la respuesta al impulso unitario del filtro espacial representado por cada arreglo de estaciones. Cabe mencionar que la respuesta del filtro es independiente de la frecuencia.

5.4.2 Respuesta espectral de los arreglos

La respuesta en frecuencia de cada arreglo fue calculado usando la ecuación 5.4. Esta respuesta fue evaluada en el rango de número de onda de $[-1, 1]$ en dos direcciones k_x y k_y , siendo la dirección y la norte-sur y la dirección x la este-oeste. Se obtuvieron las gráficas de la respuesta al impulso unitario para cada uno de los arreglos. El pico principal en la mayoría de las respuestas resultó ser elíptico y se delimitó tal pico hasta que la amplitud tuviera un 40% menor que la amplitud máxima. Por ser en la mayoría de los casos elíptico, se concluye que la resolución del número de onda depende de la dirección. Por otro lado, las amplitudes de la respuesta se dividieron entre la amplitud máxima en cada arreglo, esto para facilitar la observación y análisis.

En la figura 5.12 se puede observar la respuesta espectral al impulso unitario del arreglo A2. En la figura aparece una elipse en el centro de la gráfica, que muestra el pico máximo de la respuesta, la cual no es simétrica. En esta figura la elipse comprende alrededor del 40% de la amplitud máxima. Lo anterior implica que las velocidades esperadas oscilan entre 0.6 y 3.13 km/s (anexo B), a partir del número de onda y de las frecuencias dadas en la ecuación 5.1.

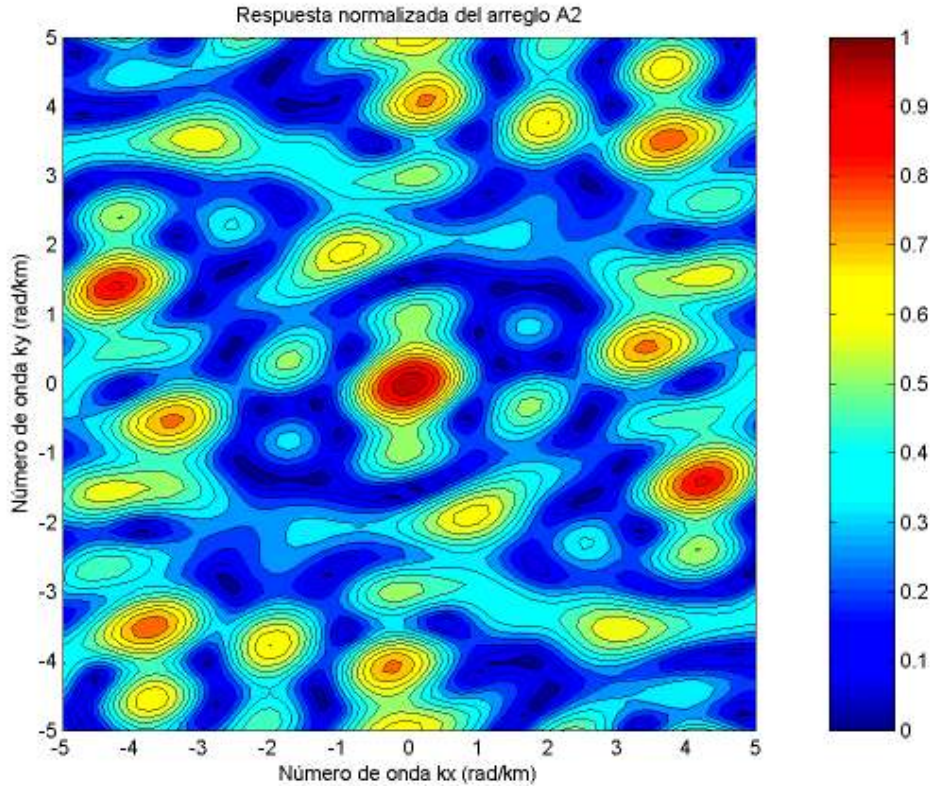


Figura 5.12. Respuesta espectral al impulso unitario para el arreglo A2. La escala de colores a la derecha representa la amplitud normalizada.

En la figura 5.13 se muestra la respuesta del arreglo A3. Se observa que el pico principal también es elíptico, ocupando el 70% de la amplitud máxima. La elipse tiene un diámetro menor en la dirección SW-NE, con lo cual se esperaría que el arreglo tuviera una mejor resolución de ondas provenientes de esa dirección. Los valores de k_x y k_y oscilan entre ± 0.8 y ± 0.6 , respectivamente, por ello, para este arreglo se espera que los resultados confiables oscilen entre 0.5 y 2.7 km/s (anexo B).

En el arreglo A4 se observa (figura 5.14) un pico principal como en los arreglos anteriores, mucho más estrecho que el arreglo A3, pero con forma muy similar al que aparece en el arreglo A2. El pico principal tiende a ser más circular y se encuentra entre ± 0.45 en la dirección k_y y ± 0.35 en la dirección de k_x . Por tanto, los resultados confiables de la velocidad para este arreglo, se espera oscilen entre 1.0 y 4.7 km/s (anexo B).

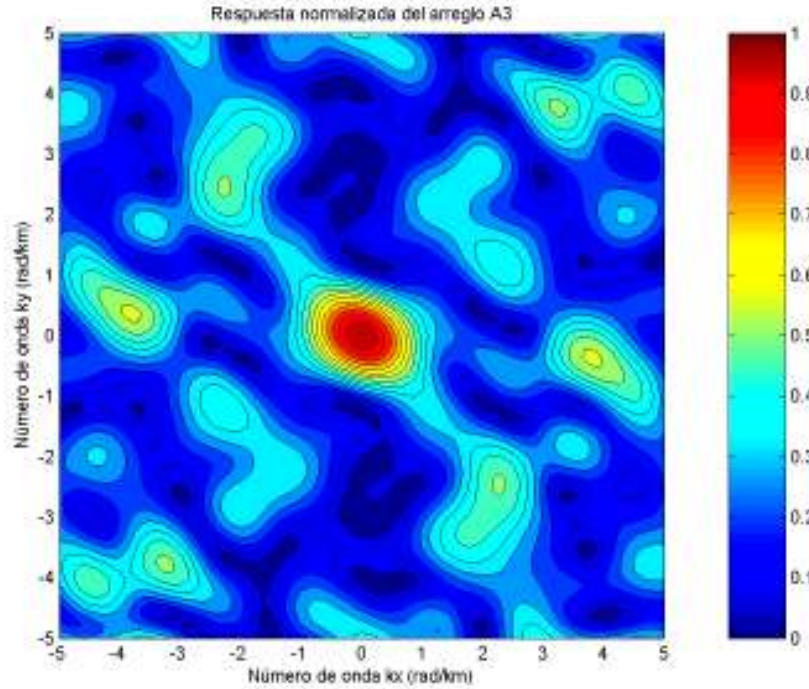


Figura 5.13. Respuesta espectral al impulso unitario para el arreglo A3. La escala de colores a la derecha representa la amplitud normalizada.

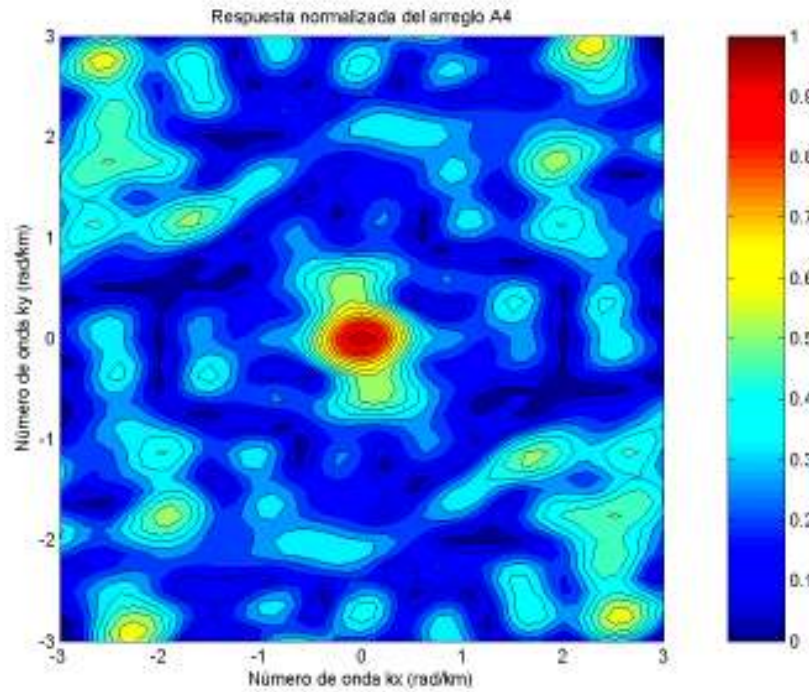


Figura 5.14. Respuesta espectral al impulso unitario para el arreglo A4. La escala de colores a la derecha representa la amplitud normalizada.

En el arreglo A5 (figura 5.15), la respuesta presenta forma elíptica parecida a la del arreglo A3. El pico principal se limita a ± 0.42 en ambas direcciones (k_x y k_y), lo cual implica que las velocidades confiables oscilan entre 0.9 y 4.5 km/s (anexo B).

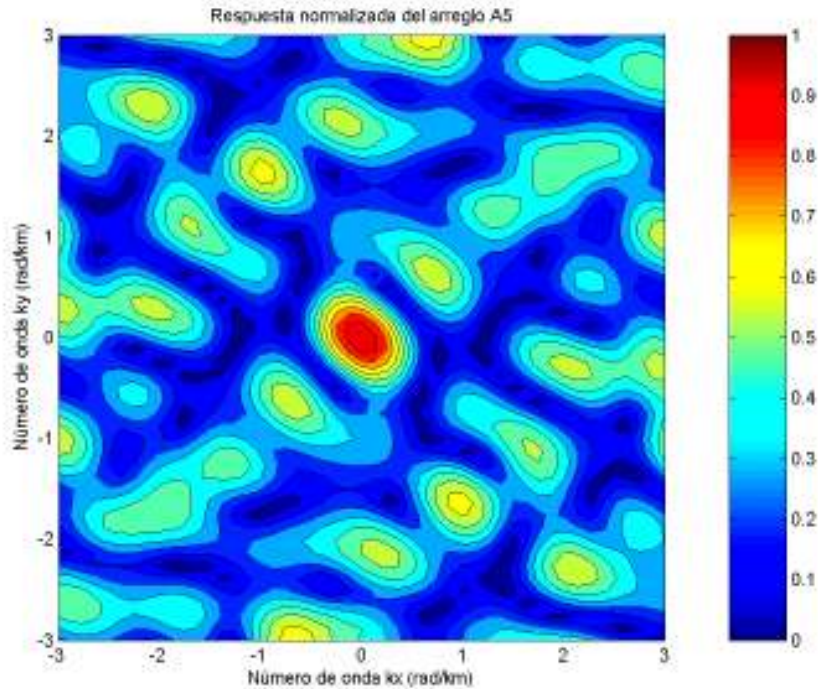


Figura 5.15. Respuesta espectral al impulso unitario para el arreglo A5. La escala de colores a la derecha representa la amplitud normalizada.

La figura 5.16 muestra los resultados del arreglo A6; se observa que sobresale el pico central, con una ligera forma elíptica de diámetro menor en dirección SW-NE. Los primeros picos secundarios se encuentran alrededor de ± 1.5 rad/km en la dirección de k_x y cuentan con una amplitud del alrededor del 40% menor que la amplitud máxima. Por otro lado, en la dirección k_y se pueden observar picos secundarios en valores alrededor de ± 0.5 rad/km, por lo que se puede concluir que es en la dirección x , en donde las ondas contarán con una mejor resolución. Es decir, para este arreglo esperamos valores de velocidad de fase congruentes en el intervalo de ± 0.65 y ± 0.5 , para k_x y k_y , respectivamente. Las velocidades esperadas oscilan entre 0.6 y 3.3 km/s (anexo B).

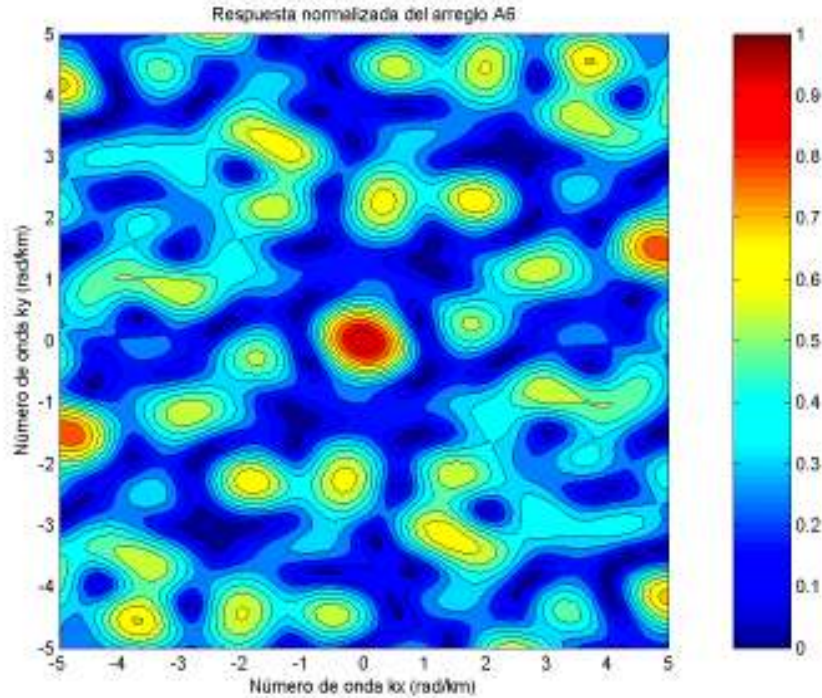


Figura 5.16. Respuesta espectral al impulso unitario para el arreglo A6. La escala de colores a la derecha representa la amplitud normalizada.

La respuesta espectral del arreglo A7 se observa en la figura 5.17. El pico central es más elíptico que el arreglo A6, siendo la dirección NW-SE en la que se tiene mejor resolución. En la figura 5.17 se pueden observar picos cercanos al central en la dirección de k_x alrededor de ± 1.1 rad/km; mientras que para k_y los más cercanos se encuentran en ± 0.7 rad/km. Lo anterior indica que la respuesta tiene mejor resolución en la dirección de k_y . Sin embargo, el pico central es bastante estrecho y los picos secundarios más cercanos tienen amplitudes 40% menores que el principal, por lo que se esperaría que la respuesta de este arreglo fuera considerablemente buena. Las velocidades de fase confiables para este arreglo oscilan entre 1.1 y 5.6 km/s (anexo B).

Finalmente, para los arreglos A1 y A8 (anexo C), las respuestas espectrales muestran que en ambos arreglos la resolución es baja. Para el arreglo A1 en la dirección k_x , la resolución es mucho mejor que en k_y , lo que se puede observar en la forma del pico principal, sin embargo, la elipse central se encuentra muy cercana a los picos secundarios, lo cual disminuye resolución. Para el arreglo A8, el pico central se encuentra entre ± 0.28 y ± 0.8 rad/km para k_x y k_y , respectivamente. Los picos secundarios tienen

amplitudes de sólo el 40% menor a la amplitud máxima y se encuentran muy cercanos al pico principal.

En los arreglos A1 y A8 se observan picos secundarios con amplitudes similares a la amplitud máxima, lo cual producirá el fenómeno de *aliasing*, así que los resultados de estos dos arreglos se verán mermados en su confiabilidad.

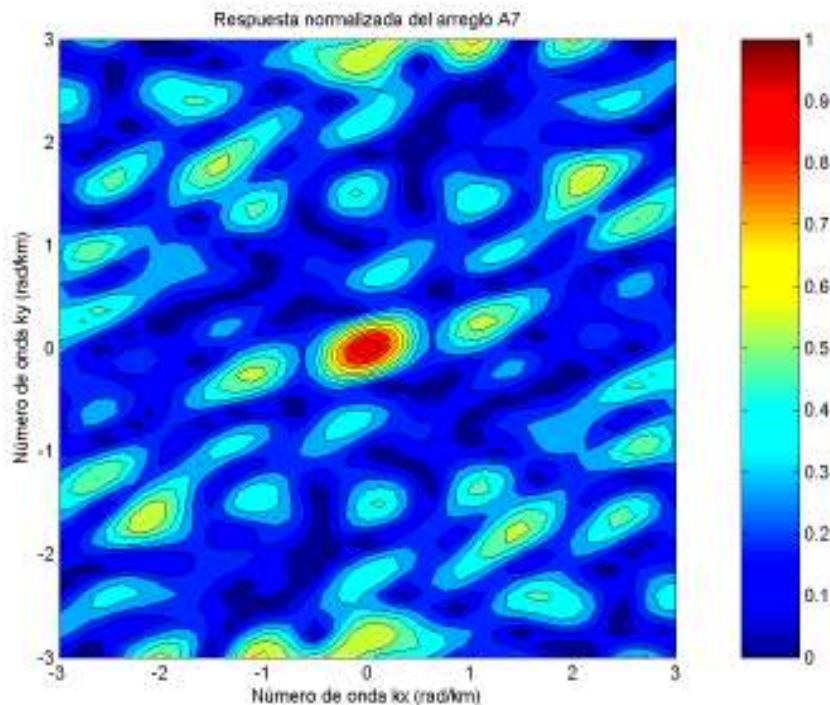


Figura 5.17. Respuesta espectral al impulso unitario para el arreglo A7. La escala de colores a la derecha representa la amplitud normalizada.

Por último, se calculó la respuesta espectral de todas las estaciones en conjunto. La figura 5.18 muestra la respuesta de este arreglo y se observa como el pico principal está bien definido y tiende a una elipse con el diámetro menor en la dirección de k_y . El ancho del diámetro menor es de 0.5 rad/km, mientras que el diámetro mayor es de 0.6 rad/km. Dado que los diámetros son de longitud muy similar, la resolución en ambas direcciones será casi la misma para el análisis f-k. La respuesta del arreglo para todas las estaciones cumple con las características mencionadas en la sección 5.4.1 para un arreglo ideal. El pico central se encuentra entre 0.19 y 0.2 rad/km para k_x y k_y , respectivamente. El rango de velocidades para los este arreglo puede resolver se muestra en el anexo B.

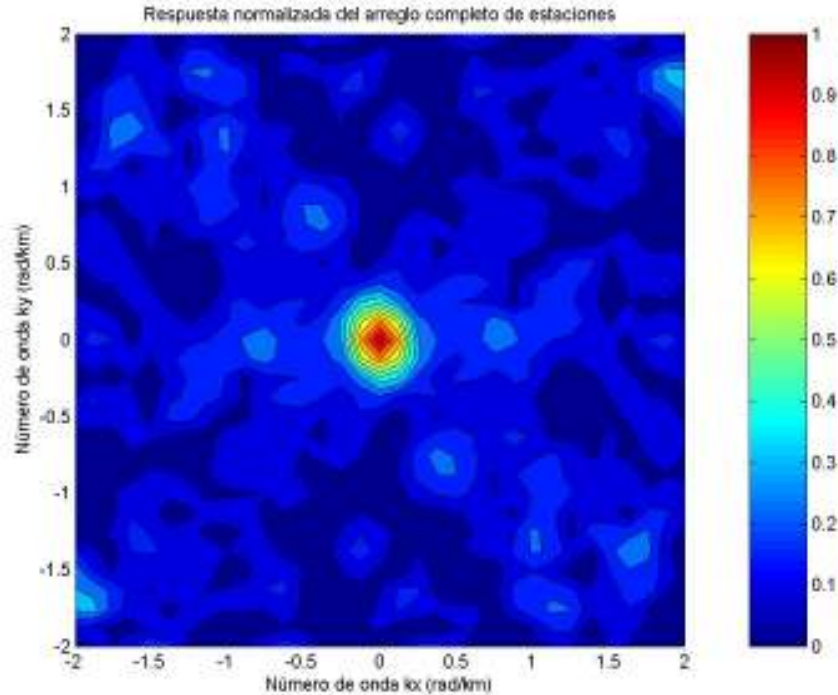


Figura 5.18. Respuesta espectral al impulso unitario para todas las estaciones. La escala de colores a la derecha representa la amplitud normalizada.

Ahora bien, el agrupamiento de estaciones en algunos casos como en A3, A7 y de todas las estaciones parece ser, si no la idónea, lo suficientemente aceptable para confiar en el análisis f-k. Por otro lado, en arreglos como el A2, A4, A5 y A6, la respuesta nos muestra que estos no son tan confiables como los anteriores, debido al menos, a su disposición geométrica. Finalmente los arreglos A1 y A8, muestran una respuesta muy poco confiable.

La respuesta de sitio de las diferentes zonas del Valle de México, así como la conformación de los arreglos mostrada en la figura 5.5, y desde luego su respuesta espectral, imprime restricciones en los resultados f-k. Esto es las discrepancias en el periodo de sitio en las que se encuentran las estaciones, la mala distribución de las mismas y la poca cobertura de estaciones en el sur del valle. Tomando en cuenta la respuesta de los arreglos, así como los puntos expuestos anteriormente, se procedió a realizar el análisis f-k.

5.4.3 Resultados f-k

Una vez analizados las respuestas espectrales de cada uno de los arreglos, se procedió a realizar el análisis f-k para cada uno de ellos. El procedimiento se dividió en dos etapas, en el primero se tomó una ventana de tiempo de 100 a 130 s de registro para analizar las formas de onda de 12 a 6 s de periodo. En la segunda parte se tomó una ventana de registro de 100 a 115 s para analizar los trenes de onda para periodos menores a 5 s. Se decidió realizar dicho ventaneo a partir de observar los registros e identificar pulsos que pudieran ser correlacionables en todas las estaciones. Cabe mencionar que en las ventanas seleccionadas es donde se presenta el movimiento fuerte y por tanto, donde las trazas son más energéticas. Para periodos entre 0.5 y 5 s, existen muchos pulsos dentro de la ventana de 15 s (de 100 a 115 s de registro), así que se decidió analizar los registros a partir de los 2 s de periodo. El análisis f-k se llevó a cabo con un macro en SAC (Goldstein, et al., 1995), el cual sigue el diagrama de flujo de la figura 5.19. Los resultados son: la amplitud del f-k, el azimut inverso y el número de onda para cada una de las frecuencias. Cabe mencionar que en los f-k se decidió poner los resultados para las dos ventanas de análisis en una sola gráfica; lo anterior con el objetivo de poder analizar los resultados en conjunto.

La figura 5.20 muestra los resultados para el arreglo A2. Se observa que las velocidades oscilan por encima de los 2 km/s y hasta los 5 km/s, para periodos por debajo de 5 s. Por encima de los 6 s de periodo los valores de la velocidad se disparan hasta 9 km/s en la componente vertical. Entre los 8 y 10 s de periodo los valores para las componentes horizontales oscilan entre los 2 y 3 km/s. El azimut inverso muestra que si es posible obtener la dirección principal de donde vienen las ondas. Los resultados muestran que existe una rotación en la dirección de las ondas. A periodos debajo de 5 s las ondas provienen del SW, alrededor de los 200°.

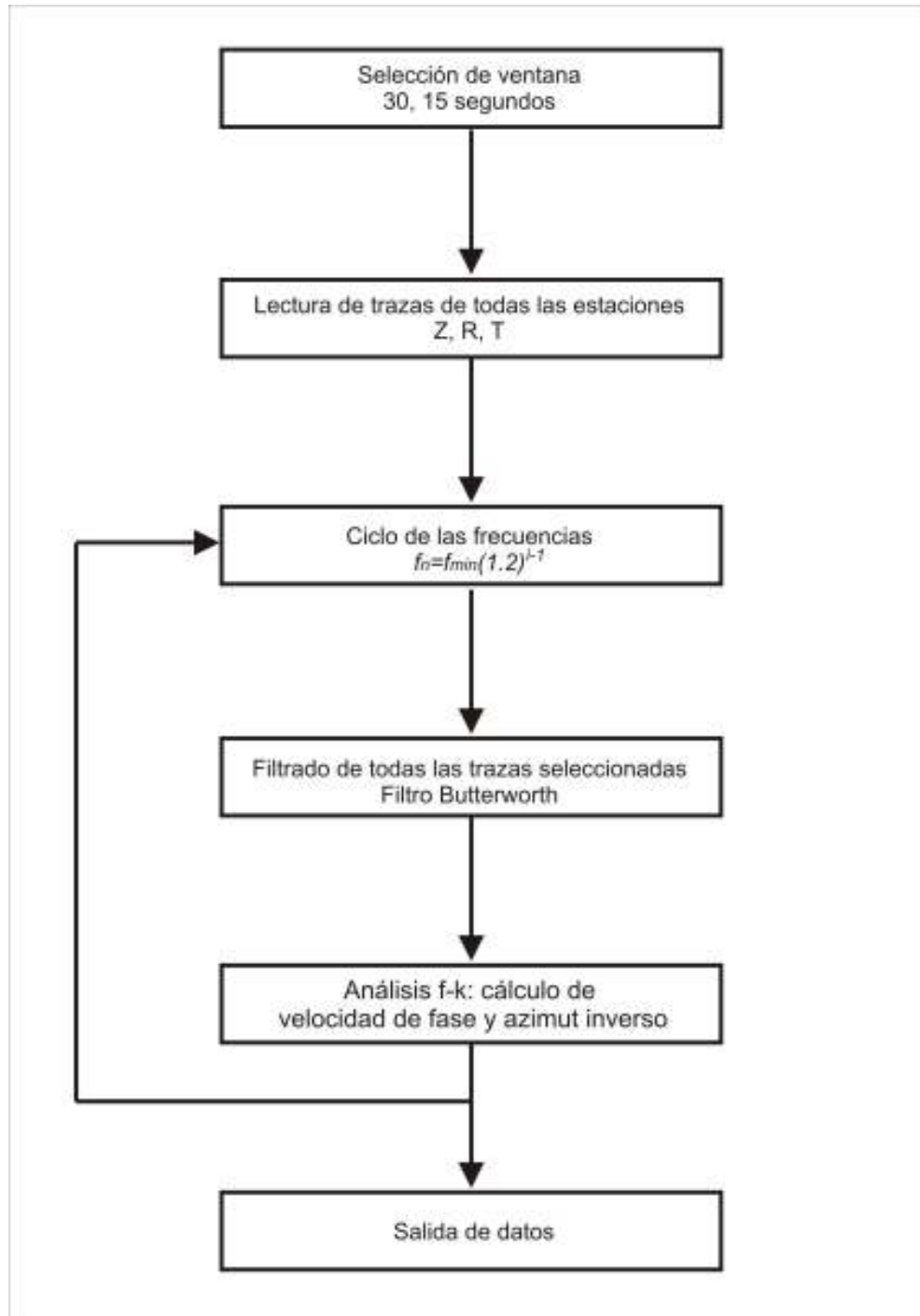


Figura 5.19. Diagrama de flujo del procedimiento de datos mediante macros en SAC para el análisis f-k de los arreglos.

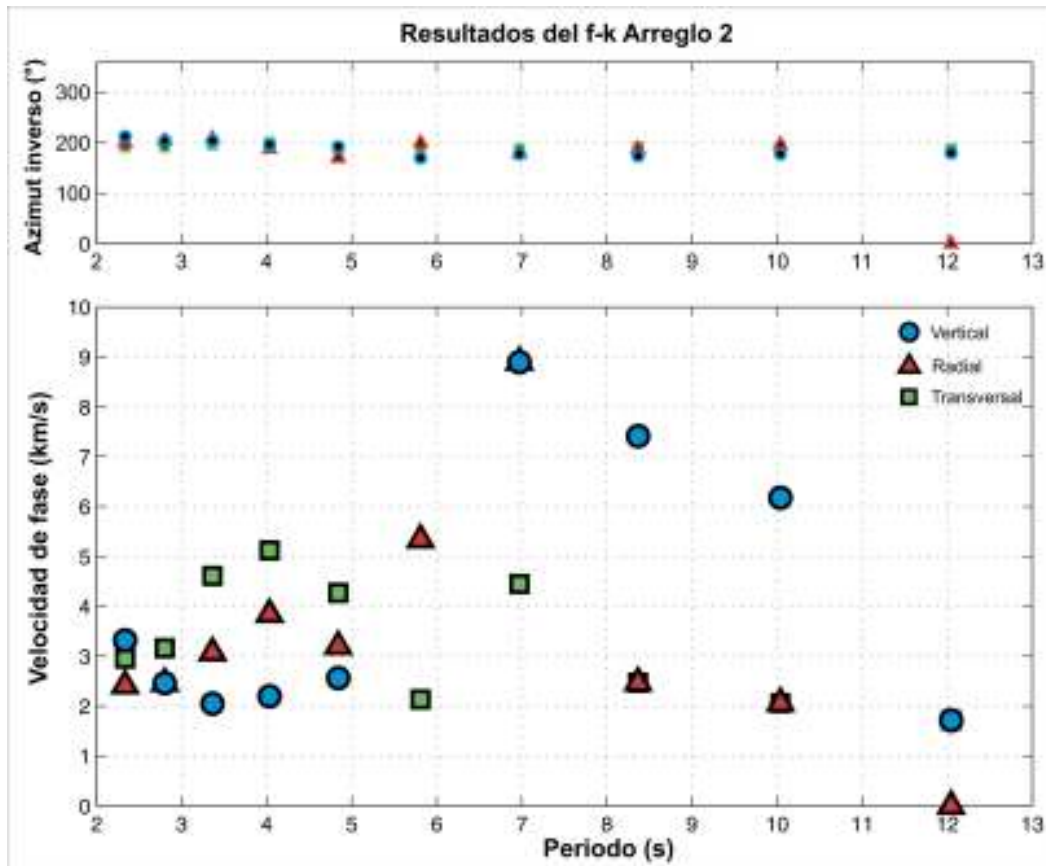


Figura 5.20. Análisis f-k del arreglo A2. La gráfica superior indica la dirección en grados del azimut inverso, mientras que la gráfica inferior es la curva de dispersión obtenida del análisis. En esta gráfica se observa que la dirección de las ondas en los distintos periodos no tiene mucha variación de la dirección epicentral.

Los resultados para el arreglo A3, se muestra en la figura 5.21. Se observan velocidades por debajo de 1 km/s en la componente radial, sobre todo en los periodos debajo de 3 s. Entre 3 y 6 s de periodo, las velocidades oscilan entre 2 y 6 km/s. A partir de 7 s, los valores de la velocidad para esta componente, no son creíbles a partir de los valores de velocidad esperados en el anexo B. En cuanto a la dirección de las ondas, el azimut inverso muestra una rotación muy marcada en las componentes horizontales; los dos primeros valores de las componentes radiales se alejan mucho de la dirección epicentral.

En el arreglo A3, entre 2 y 5 s de periodo, la energía en las componentes horizontales parece provenir de la dirección SW, es decir, con azimut inverso arriba de los 180°. Por encima de 5 s la energía proviene del epicentro. Aunque la dirección de la componente vertical también varía dependiendo del periodo, el cambio es más sutil, pero en la misma dirección que en las anteriores.

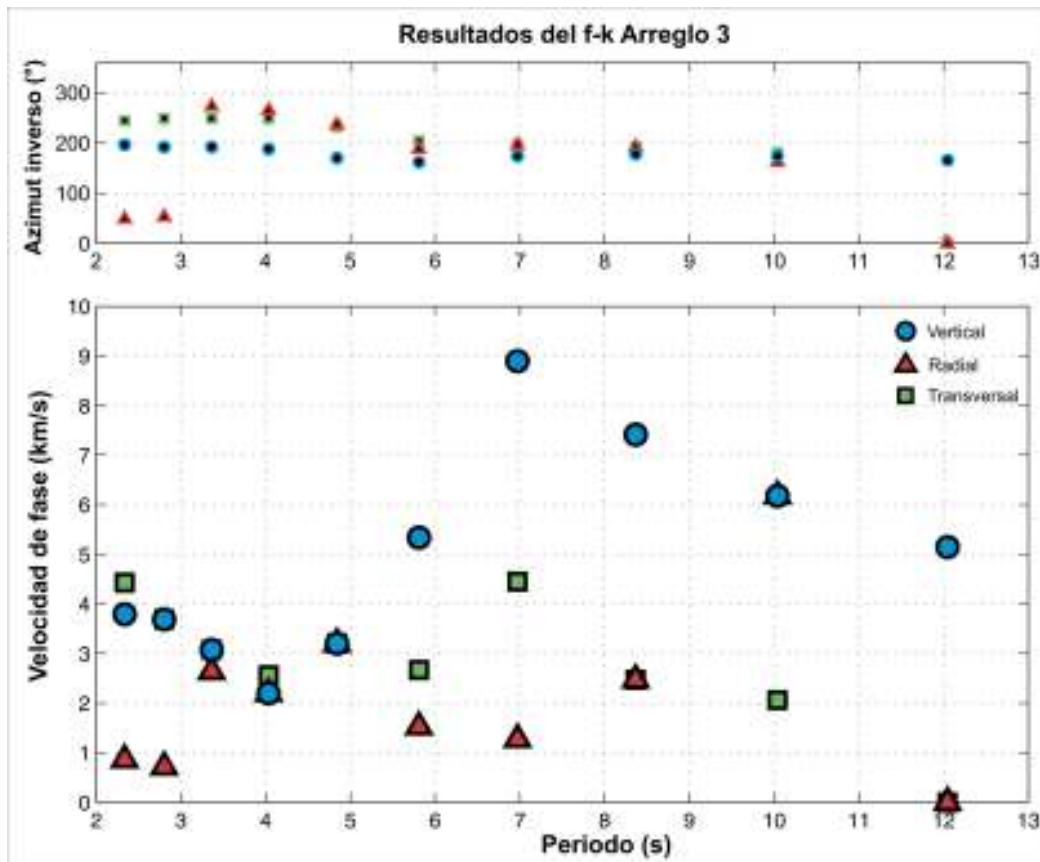


Figura 5.21. Análisis f-k del arreglo A3. La gráfica superior indica la dirección en grados del azimut inverso, mientras que la gráfica inferior es la curva de dispersión obtenida del análisis. Las velocidades varían mucho. La dirección de propagación tiende a la dirección del epicentro a partir de los 7 s.

La figura 5.22 muestra los resultados para el arreglo A7. En esta figura se observa que para periodos menores a 5 s los valores de la velocidad son bajos, oscilando entre 0.5 km/s y 2 km/s. En las componentes vertical y transversal se observa que al incrementarse los periodos, los valores de la velocidad también aumentan. Entre 5 y 9 s de periodo, las velocidades oscilan entre los 2 km/s y menos de 5 km/s, la tendencia de aumentar los valores de la velocidad continúa en las mismas componentes. Respecto a la dirección de la energía, se observan valores poco creíbles de azimut inverso en las componentes transversales y radiales, para periodos por debajo de 3 s. Los resultados de azimut inverso para la anterior banda son poco creíbles, dado que arrojan valores alrededor de 337° que significa que la energía tendría que provenir del NW. Arriba de 4 s, se observa una rotación de la vertical hacia el SW. Conforme los periodos aumentan, la dirección de la energía se acerca a la del epicentro, lo mismo para la componente radial, excepto en el periodo cercano a 4 s.

El análisis para los arreglos A1 y A8 (mostrados en el anexo D), arrojan valores de velocidad y dirección poco creíbles, dados los valores de velocidad mostrados en las tablas del anexo B. Por otra parte, el arreglo A4 (anexo D) muestra que para entre 3 y 6 s de periodo los valores de velocidad se encuentran por debajo de 1.5 km/s para las componentes radiales y transversales, mientras que para la componente vertical los valores de la velocidad oscilan entre 2 y 3 km/s. A partir de 7 s los valores de velocidad de la componente vertical se disparan hasta un rango que oscila entre los 7 y 9 km/s. Para los arreglos A5 y A6 (anexo D), se observan comportamientos muy similares entre ellos. Entre 2 y 5 s de periodo, las velocidades se encuentran por debajo de 3.5 km/s. Entre 6 y hasta 12 s de periodo, las velocidades no son creíbles a partir de los valores esperados (tablas del anexo B).

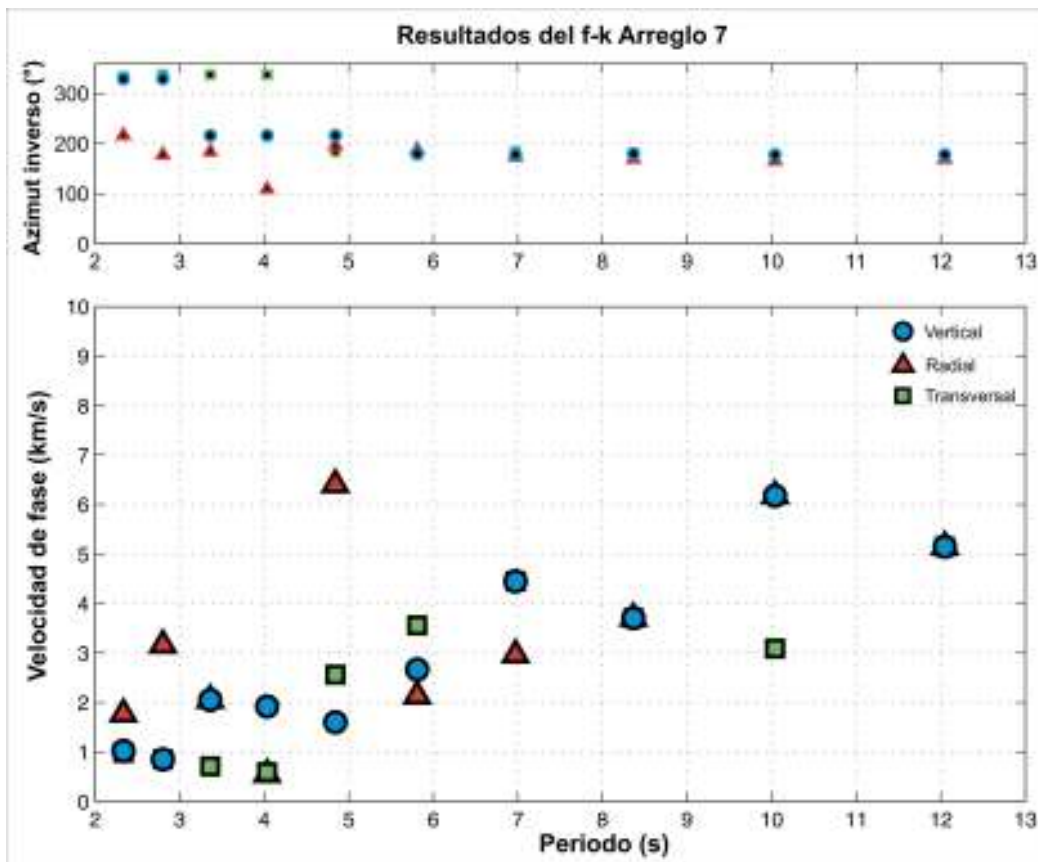


Figura 5.22. Análisis f-k del arreglo A7. La gráfica superior indica la dirección en grados del azimut inverso, mientras que la gráfica inferior es la curva de dispersión obtenida del análisis. Los valores de la velocidad presentan un comportamiento esperado en curvas de dispersión.

Por otro lado, se obtuvieron los f-k para todos los arreglos y para dos subarreglos por zonas geotécnicas (figura 5.23). El primero en la zona de lomas compuesto por las

estaciones: ES57, MT50, TE07, EO30, CO47, UI21, CS78, COYS, D170, CUP4, TP13 y FJ74; el segundo en la zona de lago, compuesto por las estaciones del arreglo A3 más UNKS, PD42, TLAS, SI53, VM29, C166, CDAO, SP51, IB22, CH84, JC54, GC38, MI15 Y XO36.

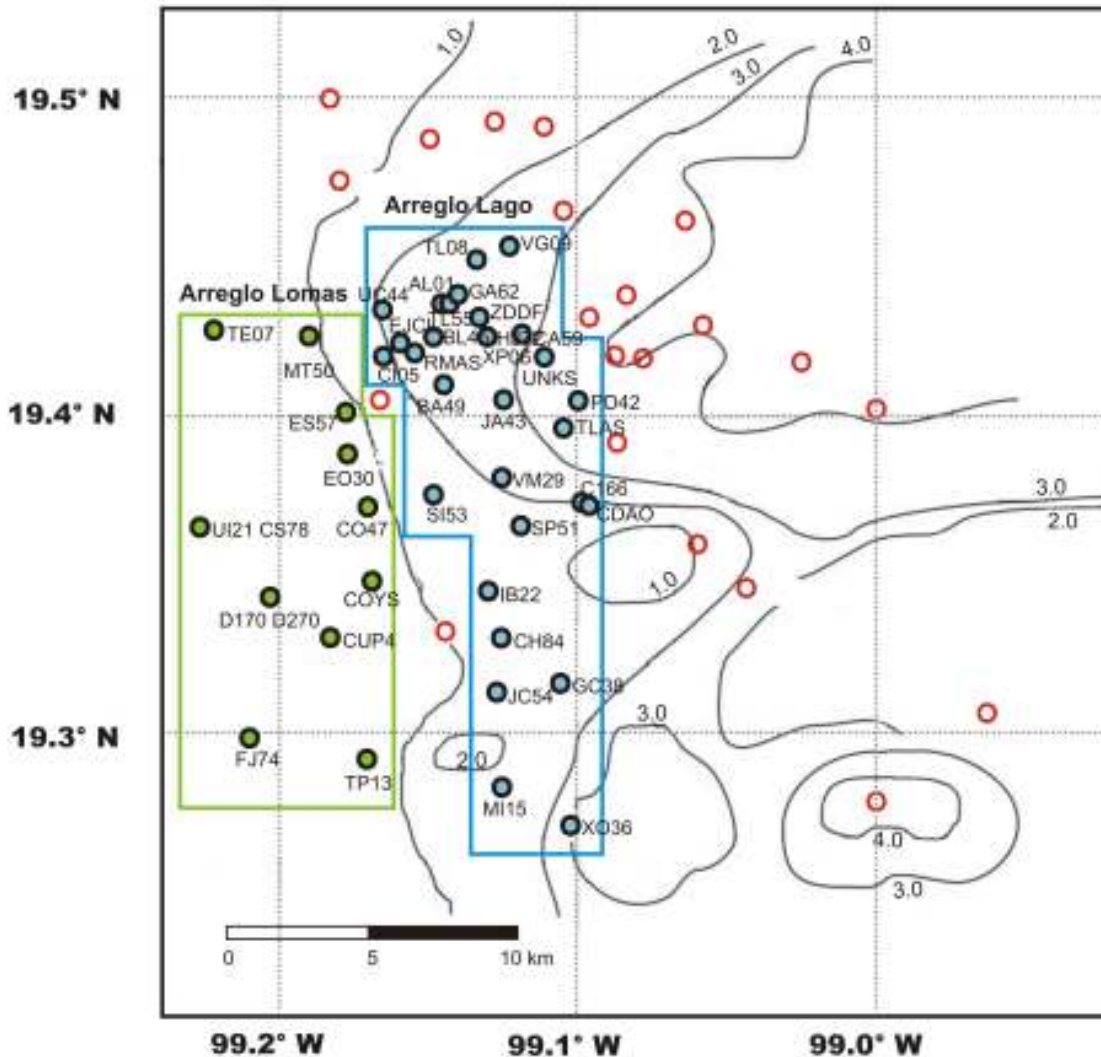


Figura 5.23. Arreglos acelerométricos y localización de las estaciones empleadas en los análisis f-k para la zona de lomas (en verde) y zona de lago (en azul).

Los resultados del análisis f-k para el arreglo en zona de lomas (figura 5.24), muestran que la mayoría de los valores de la velocidad oscila entre los 1.5 y los 3.5 km/s, para casi todas las componentes. Entre 2 y 5 s de periodo, se observa una tendencia a disminuir la velocidad, muy marcada en las componentes vertical y transversal. Para la componente radial las velocidades tienen un valor de 3 km/s, lo mismo sucede para la

componente vertical, para periodos a partir de los 7 s, un poco antes el valor es 2.5 km/s. En la dirección de la energía, para este arreglo se observan valores poco creíbles entre 2 y 6 s de periodo para la componente transversal. En la banda de periodo de 2.5 y hasta 5 s, la energía tiene una dirección NE-SW (aproximadamente 216°); mientras que entre 7 y hasta 12 s, la energía proviene del epicentro.

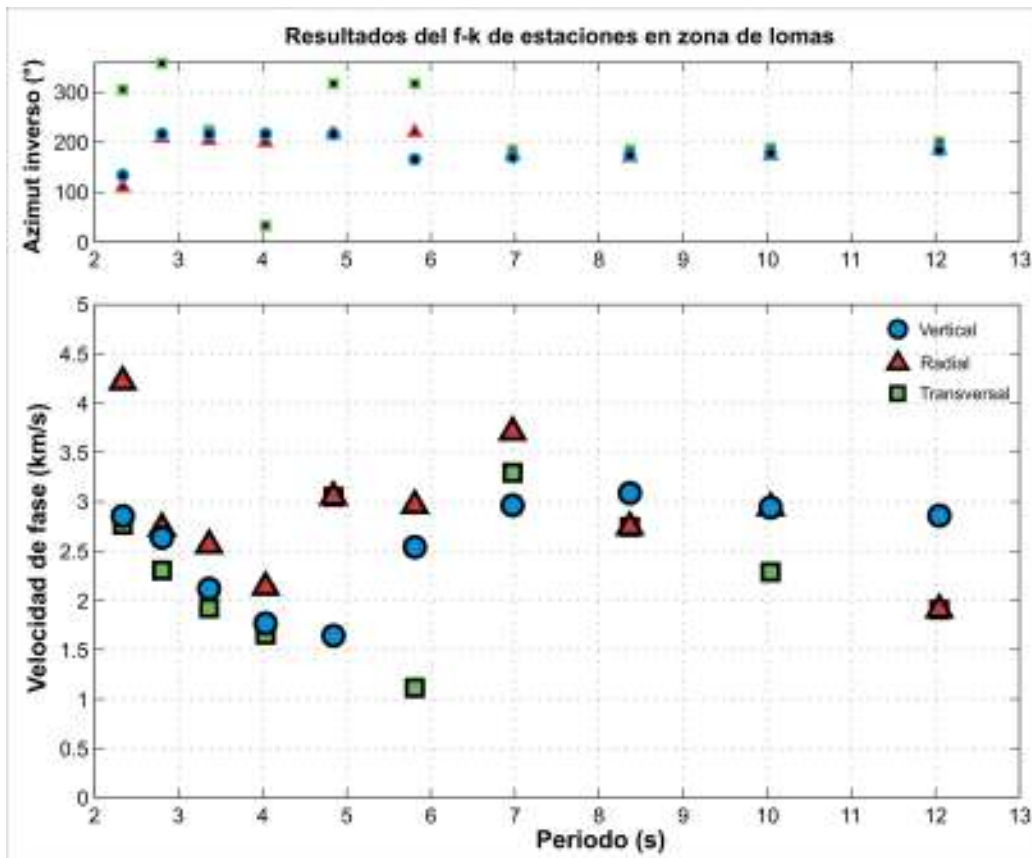


Figura 5.24. Análisis f-k del subarreglo en zona de lomas (ver figura 5.23). La gráfica superior indica la dirección en grados del azimut inverso, mientras que la gráfica inferior es la curva de dispersión obtenida del análisis.

La figura 5.25 muestra los resultados del f-k para la zona de lago junto con las curvas de dispersión para ondas Rayleigh, obtenidas a partir de un modelo compuesto (tabla V.6, Cárdenas-Soto et al., 2005) bajo la estación RMCS. Se puede observar que la mayoría de las velocidades oscilan entre los 2 y 4 km/s. En el rango de periodo de 2 a 4 s, las velocidades son bajas para la mitad de los valores. En este arreglo, la componente radial parece alinearse entre 3 y 6 s de periodo con primer modo superior (marcado con 1) de ondas Rayleigh. Sin embargo en 4 s y de 7 a 10 s de periodo tiende al modo

fundamental (marcado con 0). En los periodos debajo de 3 s, el f-k pierde resolución en las velocidades, sin embargo, en los valores del azimut inverso no sucede lo mismo. En la gráfica se observa una rotación en la dirección de las componentes radial y transversal, mientras que la componente vertical muestra que la energía proviene del epicentro. El azimut inverso en la componente transversal muestra una dirección constante alrededor de los 236°, en el rango de periodos de 2 a 5 s. En la componente radial, la dirección cambia entre 3 y 4 s de periodo, dando un salto aproximadamente a los 300°, mientras que para los demás periodos por debajo de 5 s, la dirección oscila entre los 212° a los 240°. Por encima de este periodo, la dirección de las ondas tiene pequeñas rotaciones, conforme aumenta el periodo, la dirección se va alineando con aquella perteneciente al epicentro.

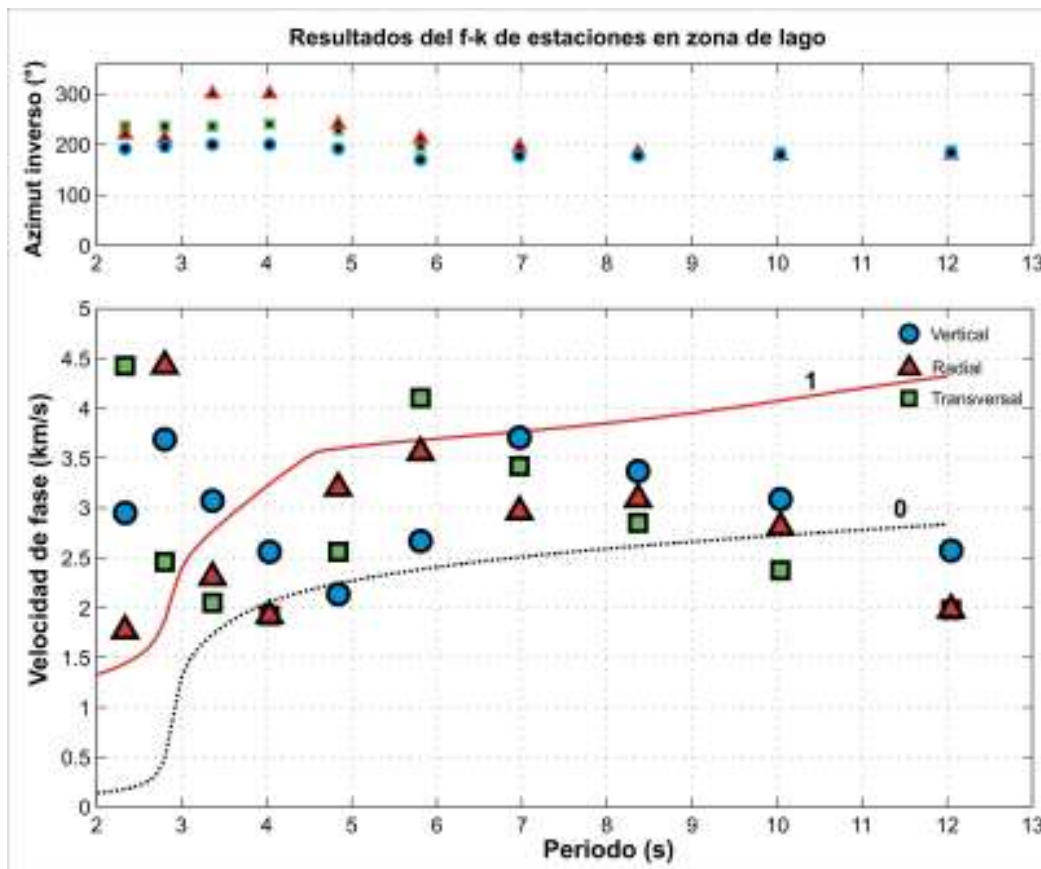


Figura 5.25. Análisis f-k del subarreglo en zona de lago con curvas de dispersión para ondas de Rayleigh del modelo de la tabla (V.6). La línea punteada vertical, muestra el periodo de sitio alrededor a partir del cual el f-k pierde resolución y que coincide con promedio del T_0 del arreglo A3.

Tabla V.6. Modelo de estructura cortical bajo la estación RMCS localizada en zona de lago.

Propuesto por:	Espesor [km]	Vp [km/s]	Vs [km/s]	ρ [g/cm³]
Yamashita Architects (1996)	0.012	1.43	0.045	1.2
	0.018	1.43	0.06	1.2
	0.014	1.43	0.13	1.4
	0.021	1.68	0.35	1.5
	0.037	1.75	0.43	1.7
	0.075	2.0	0.6	1.8
	0.1	2.6	1.2	1.9
Gutiérrez et al. (1994)	0.5	2.6	1.2	2.0
	0.8	3.3	2.6	2.3
	1.9	4.5	2.8	2.4
Valdés et al. (1986)	7	4.5	2.6	2.6
	12	5.4	3.2	2.7
	28	7.0	4.0	3.0
	-	8.3	4.8	3.3

Modelo de estructura cortical profunda, intermedia y superficial. **Vp** y **Vs** se refieren a las velocidades de ondas P y ondas S, respectivamente; ρ es la densidad de la roca en cada uno de los estratos propuestos en el modelo (tomado de Cárdenas-Soto et al., 2005).

Finalmente, en la gráfica de resultados del f-k para todas las estaciones (figura 5.26), se observa una alineación muy marcada de los valores de velocidad de la componente vertical para todos los periodos, oscilando entre 1.5 y 4 km/s. Para las otras dos componentes, los valores son pocos creíbles a partir de los valores esperados para los arreglos en zona de lago (anexo B). Sin embargo los valores del azimut inverso son muy contundentes en la dirección epicentral. Se observa que toda la energía por encima de los 5 s de periodo, proviene del epicentro, mientras que para los periodos más bajos, existe una rotación en la dirección NE-SW la cual es más evidente en la componente transversal entre los 2 hasta los 4 s de periodo.

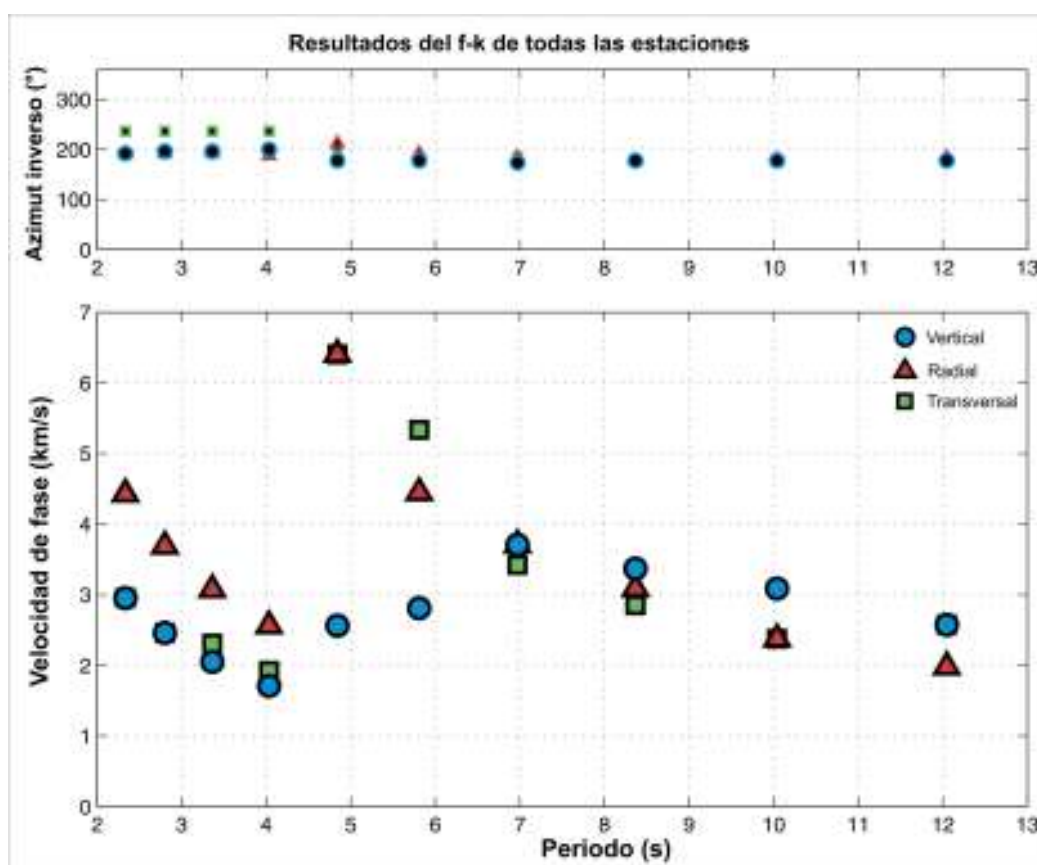


Figura 5.26. Análisis f-k de todos los arreglos en conjunto. Se observa una alineación de los valores de la velocidad en la componente vertical, mientras que en la radial y transversal se observa un salto entre 4 y 6 s de periodo.

En la figura 5.27 se muestra un histograma realizado con los valores de azimut inverso, obtenidos en todos los análisis f-k de los arreglos anteriormente descritos. La línea roja en la figura indica el azimut inverso de la dirección epicentral (177°). En la

componente vertical (histograma superior) se observa que gran parte de las direcciones azimutales se concentran alrededor de la dirección epicentral. Entre 150° y 210° provienen la mayor parte de los paquetes de ondas. La dirección de donde proviene el mayor número de paquetes de onda es de 178° para la componente vertical. Para la componente radial (histograma medio) se observa que aunque la concentración de las direcciones azimutales está entre 150° y 210° , existe una rotación de los paquetes de ondas alrededor de 195° y una acumulación de valores de dirección alrededor de 170° . Por otro lado se puede observar que entre 300° y 330° existe otro conjunto de ondas con esa dirección; el mayor número de paquetes de onda se concentra en 169.9° . En la componente transversal (histograma inferior) se puede observar que la mayor parte de las direcciones se concentran entre 150° y 210° . Así mismo, existe otra rotación entre 330° y 340° y el número mayor de direcciones se encuentra en 195° .

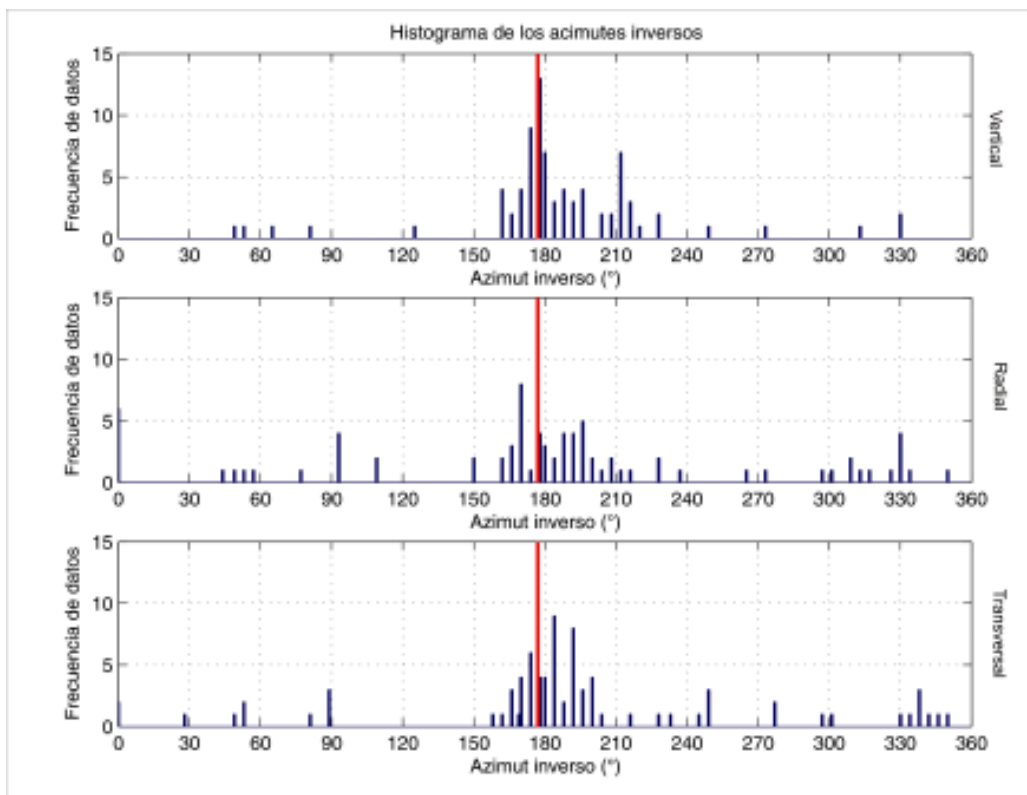


Figura 5.27. Histograma con los valores de azimut inverso por componentes. La línea roja indica el la dirección epicentral (azimut inverso de 177°).

A partir de figura 5.27 se escogieron ciertos rangos para clasificar las direcciones azimutales obtenidas en el análisis f-k. Así, se obtuvieron tablas en donde se muestra la

distribución de los datos de manera más concisa a partir de la información obtenida anteriormente. Cabe mencionar que aún cuando el azimut inverso es de 177° , para esta parte del análisis se estableció un rango de precisión de 5° para clasificar a las ondas provenientes del epicentro. Lo anterior debido a que al revisar la localización del sismo, se encontró que ésta variaba según los reportes entre el Servicio Sismológico Nacional (SSN) y los datos del encabezado en todos los registros usados en este trabajo. Así, se trazó un círculo (figura 5.28) de diámetro igual a la distancia entre ambas localizaciones (denotado en la figura como d) y se trazaron líneas tangentes a dicho círculo a partir de la Ciudad de México. Finalmente se tomó como dirección epicentral todas las ondas que llegaran en el rango de dirección dado por las líneas tangentes al círculo, el cual dio de 176° a 181° .

En la tabla V.7 se muestran los grupos en los que se clasificaron las diferentes direcciones del azimut inverso a partir de los resultados de las figuras 5.27 y 5.28. A partir de la distribución de los datos (acimutes inversos) en los histogramas y el cálculo del error del epicentro, se integraron cinco grupos: A, B, C, D, y E.

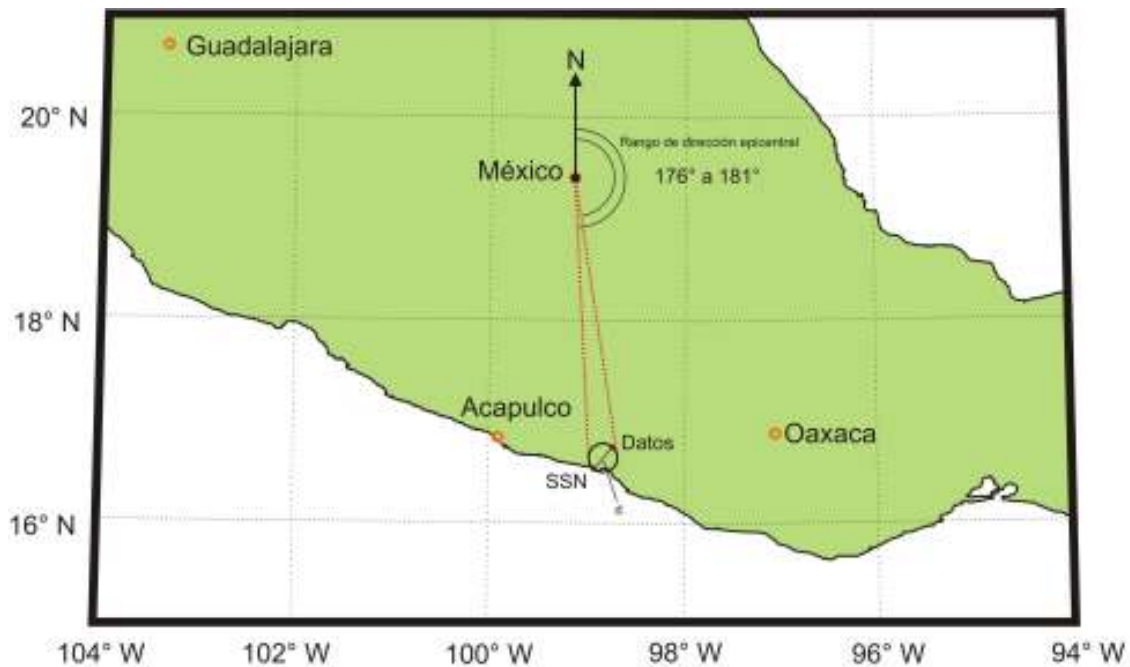


Figura 5.28. Determinación del rango de error para la dirección epicentral en los resultados del azimut inverso obtenidos en el análisis f-k. El diámetro d indica la diferencia en la localización del epicentro entre el reportado por el SSN y el del encabezado de los datos analizados. Las líneas rojas tangentes al círculo muestran el rango empleado para determinar las ondas provenientes del epicentro.

Por otro lado, en la tabla V.8 se muestran la distribución de las direcciones azimutales de las componentes verticales para todos los arreglos y en los periodos obtenidos en el análisis f-k. Los valores en negritas son los valores que entran en rango de las direcciones epicentrales. Se puede observar que las ondas que llegan del epicentro en su mayoría corresponden a los periodos entre 5.81 s y 12.05 s. Para esa misma banda de periodo, las restantes direcciones azimutales corresponden con rotaciones hacia el SE entre 150° y 175° . Por otro lado, entre 2.34 s y 4.84 s, la gran mayoría de las ondas sin importar el arreglo, presentan una rotación hacia el SW entre 182° y 240° .

En la componente radial (tabla V.9) se observa que las ondas provenientes del epicentro se presentan en todos los periodos, mientras que las rotaciones se definen bien por zonas. Entre 2.34 s y hasta 5.81 s de periodo, existe una rotación hacia el SW de los arreglos A1, A2, A5 y A7, entre 182° y 240° . Mientras que la rotación de las ondas entre 6.97 s y 12.05 s, es hacia el SE entre 150° y 175° . En los arreglos restantes el comportamiento es muy variable, pero la tendencia es que en periodos más cortos la rotación en la dirección sea hacia el SE y de periodos más grandes hacia el SW. De la dirección epicentral (valores en negritas) se presenta en pocos periodos y no tiene ningún patrón.

Tabla V.7. Grupos de direcciones azimutales. La clasificación no es equitativa en cuanto al rango de los ángulos, sino está en función de la frecuencia de los resultados en los histogramas de la figura (5.26). El rango C es el la dirección epicentral y fue obtenido como se muestra en la figura (5.27).

Clasificación	Rango de azimut inverso	Dirección
A	0° a 149°	-
B	150° a 175°	SE
C	176° a 181°	Epicentro
D	182° a 240°	SW
E	240° a 360°	-

Tabla V.8. Direcciones azimutales por arreglo a partir de los resultados del análisis f-k para las componentes verticales. Los colores indican el agrupamiento de las direcciones (tabla V.7). Los valores en negritas indican las ondas provenientes del epicentro.

Arreglos	Periodos de filtrado (s)									
	2.34	2.80	3.36	4.03	4.84	5.81	6.97	8.37	10.04	12.05
A1	313.5	212.4	80.9	180	188.1	196.2	178	169.9	173.9	178
A2	212.4	204.3	204.3	196.2	192.1	169.9	178	173.9	178	180
A5	208.3	212.4	212.4	212.4	212.4	165.8	169.9	178	180	184
A7	329.7	329.7	216.4	216.4	216.4	180	178	180	178	178
A8	64.72	161.8	178	48.54	273	52.58	173.9	180	178	180
Lomas	133.5	216.4	216.4	216.4	216.4	165.8	169.9	173.9	178	184
A3	196.2	192.1	192.1	188.1	169.9	161.8	173.9	178	173.9	165.8
A4	125.4	248.8	161.8	220.4	161.8	196.2	173.9	178	184	188.1
A6	184	188.1	208.3	212.4	228.5	228.5	173.9	178	173.9	173.9
Lago	192.2	196.2	200.2	200.2	192.1	169.9	178	178	180	184
Todo	192.1	196.2	196.2	200.2	178	178	173.9	178	178	178

Tabla V.9. Direcciones azimutales por arreglo a partir de los resultados del análisis f-k para las componentes radiales. Los colores indican el agrupamiento de las direcciones (tabla V.7). Los valores en negritas indican las ondas provenientes del epicentro.

Arreglos	Periodos de filtrado (s)									
	2.34	2.80	3.36	4.03	4.84	5.81	6.97	8.37	10.04	12.05
A1	169.9	169.9	0	93.03	76.85	178	169.9	165.8	333.7	0
A2	200.2	204.3	208.3	188.1	169.9	200.2	178	188.1	196.2	0
A5	192.1	192.1	196.2	192.1	349.9	0	161.8	165.8	180	184
A7	216.4	178	184	109.2	196.2	188.1	173.9	169.9	165.8	169.9
A8	93.03	93.03	93.03	297.3	309.4	44.49	313.5	317.5	196.2	0
Lomas	109.2	208.3	204.3	200.2	216.4	220.4	173.9	169.9	173.9	184
A3	48.54	52.58	273	264.9	236.6	188.1	196.2	192.1	161.8	0
A4	309.4	149.7	149.7	329.7	325.6	329.7	329.7	329.7	180	180
A6	212.4	208.3	301.3	109.2	228.5	228.5	56.63	169.9	169.9	178
Lago	220.4	212.4	301.3	301.3	240.7	212.4	196.2	184	178	180
Todo	192.1	192.1	192.1	188.1	212.4	192.1	184	178	180	184

Finalmente para las componentes transversales del arreglo A1 (tabla V.10) se observa que la dirección de casi todas las ondas tiene una rotación hacia el SE. Mientras que para A2 la rotación en todos sus periodos fue hacia el SW. Lo cual hace pensar que los datos no son tan confiables, dado que no sería posible que por el tamaño de estos arreglos se tuviera disparidad en la dirección de propagación, al menos en los periodos por arriba de 8.37 s. La energía que proviene del epicentro se presenta en los arreglos A5 y A7 (zona de lomas) a los 5.81 s de periodo; mientras que en A3, A4, A7 y A8 entre 8.37 s y 10.04 s. Por ultimo, se observa que existe rotación de las direcciones entre 241° y 360° para periodos por debajo de 4.84 s, sobre todo en los arreglos A3, A7 y A8, pero se llegan a presentar en A4 y A5. Observaciones como la anterior se presentan en la componente radial (tabla V.9) coincidiendo en los mismos periodos para A3 entre 3.36 s y 4.03s de periodo y para A4 entre 4.03 s y 4.48 s de periodo.

Tabla V.10. Direcciones azimutales por arreglo a partir de los resultados del análisis f-k para las componentes transversales. Los colores indican el agrupamiento de las direcciones (tabla V.7). Los valores en negritas indican las ondas provenientes del epicentro.

Arreglos	Periodos de filtrado (s)									
	2.34	2.80	3.36	4.03	4.84	5.81	6.97	8.37	10.04	12.05
A1	173.9	173.9	173.9	169.9	165.8	169.9	169.9	168.8	165.8	0
A2	192.1	192.1	196.2	200.2	184	192.1	188.1	192.1	192.1	188.1
A5	52.58	52.58	277.1	48.54	297.3	180	184	184	184	184
A7	333.7	337.8	337.8	337.8	184	178	184	180	173.9	169.9
A8	345.8	341.8	228.5	28.31	216.4	277.1	349.9	180	178	184
Lomas	305.4	358	224.5	32.36	317.5	317.5	184	184	188.1	200.2
A3	244.7	248.8	248.8	248.8	232.6	204.3	196.2	192.1	180	0
A4	88.99	88.99	88.99	301.3	329.7	80.9	173.9	178	178	184
A6	196.2	200.2	200.2	200.2	192.1	157.8	161.8	165.8	173.9	192.1
Lago	236.6	236.6	236.6	240.7	228.5	196.2	184	180	184	188.1
Todo	236.6	236.6	236.6	236.6	204.3	184	184	180	180	180

Capítulo 6. Discusión y confrontación de resultados

En el capítulo anterior se realizó una descripción de los resultados obtenidos tanto con el filtrado de las diferentes trazas en tiempo, como con el análisis frecuencia-número de onda. De este último, se mostraron resultados de cada uno de los arreglos conformados, así como de subarreglos de estaciones, como fue el caso de los arreglos para las zonas de lomas y lago. En el presente capítulo se discuten los resultados en términos del efecto de la estructura del centro del país y se confrontan éstos con los publicados hasta el momento. Los resultados presentados en este estudio no son definitivos, pero ayudan a comprender el movimiento sísmico en el Valle de México. En esta sección apoyamos nuestras observaciones con cocientes espectrales de las componentes horizontales entre la vertical (H/V) para cada estación calculadas en estaciones representativas de algunos arreglos.

6.1 Cocientes espectrales H/V

El análisis de cocientes espectrales H/V, es sólo una de las técnicas para estimar el efecto de sitio a partir del análisis de señales sísmicas. El efecto de sitio se puede entender como la respuesta que tiene un determinado lugar ante la excitación de ondas sísmicas (Nogoshi e Igarashi, 1971; Nakamura, 1989, 2000), el cual básicamente, está determinado por la geología del lugar y por las características físicas de la roca donde se observa la respuesta. Dichos efectos se observan de manera más clara en eventos sísmicos y determinan el tipo de señal observada o al menos, parte de ella.

Como se discutió en capítulos anteriores, el Valle de México presenta un efecto de sitio muy particular, no sólo por los sedimentos presentes en dicho Valle, sino por la geometría de la cuenca. Para observar los efectos de dicha geometría, se empleará el método de cocientes H/V, con el cual será posible observar el periodo dominante del sitio, así como el nivel de amplificación relativa local (Nogoshi e Igarashi, 1971; Nakamura, 1989, 2000). El método se basa en el cociente espectral de las componentes horizontales entre la componente vertical y se fundamenta en la hipótesis que dice que la amplificación en un efecto de sitio, debe su origen a una capa de material blando que se encuentra sobre el semiespacio (Nogoshi e Igarashi, 1971; Nakamura, 1989, 2000), como se muestra en la figura 6.1.

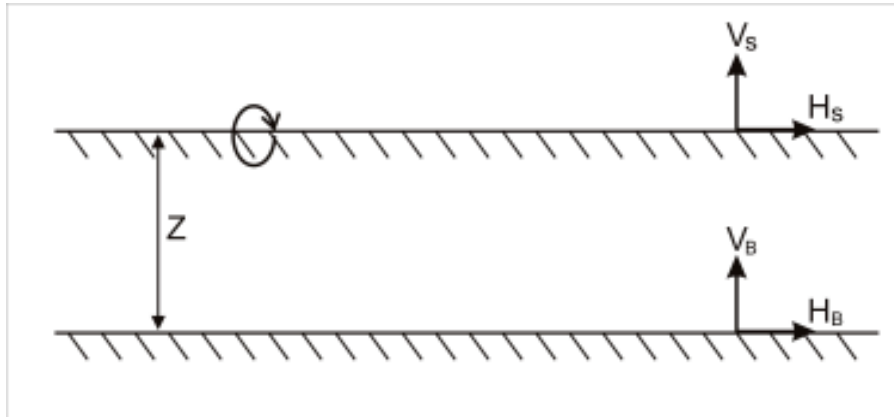


Figura 6.1. Modelo de una capa blanda sobre un semiespacio. La figura de arriba representa la teoría en la que se basan los cocientes H/V.

El método se deduce como sigue. La función de transferencia de la capa superficial se puede expresar como el cociente espectral de las componentes horizontales; esto es,

$$S_E = \frac{H_S}{H_B}, \quad (6.1)$$

donde H_S es el espectro de amplitud en superficie, mientras que H_B es el espectro de amplitud a la profundidad Z . Se asume que la componente vertical del movimiento refleja el efecto de las fuentes locales y que dicho movimiento no es amplificado por las capas superficiales. Por su parte, el efecto del movimiento de ondas Rayleigh se puede estimar por el cociente

$$A_S = \frac{V_S}{V_B}, \quad (6.2)$$

donde V_S es el espectro de amplitud en superficie, mientras que V_B es el espectro de amplitud en el semiespacio. Por tanto la función del efecto de sitio estará definido por:

$$S_m = \frac{S_E}{A_S}. \quad (6.3)$$

Si desarrollamos la ecuación 6.3 a partir de las anteriores, tenemos

$$S_m = \frac{S_E}{A_S} = \frac{H_S / H_B}{V_S / V_B} = \frac{H_S V_B}{H_B V_S}. \quad (6.4)$$

Pero tenemos que V_B/H_B es igual a la unidad, por tanto la expresión 6.4 de efecto de sitio corregida por el término de fuente se reduce a

$$S_m = \frac{H_s}{V_s} \quad (6.5)$$

Este método sólo requiere de una estación para obtener un resultado como se observa en la ecuación 6.5.

Dada la variabilidad de los resultados f-k en periodos menores de 5 s, a continuación nos propusimos a evaluar cocientes espectrales H/V en algunas estaciones de cada arreglo. Lo anterior esperando que exista una relación entre la amplificación de las ordenadas espectrales y las direcciones de los arribos de energía que se observan en los diagramas f-k. Para evaluar dichos cocientes, se determinó realizar el cociente H/V para algunas de las estaciones alojadas en los tres diferentes tipos de zonas. Así mismo se buscó que la calidad de la señal de las estaciones a seleccionar fuera la mejor y finalmente, que la distribución de los sitios a estudiar abarcara lo más posible la cuenca. Para ello se seleccionaron las siguientes estaciones: IMPS, TE07, RMCS, UNKS, ZARS, COYS, CUP4 y TH35 (figura 6.2).

De cada uno de los registros se tomó una ventana de 40 s para cada una de las tres componentes. La longitud de la ventana varió de 90 a 140 s de registro. Se calculó la transformada de Fourier (a la cual se aplicó un taper cosenoidal) y los espectros de amplitud mediante una ventana triangular. A continuación se realizaron cada uno de los cocientes, tanto el radial como el transversal, ambos sobre la componente vertical, R/V y T/V, respectivamente. A fin de encontrar una dependencia de los cocientes H/V con la dirección de propagación, se calcularon dichos cocientes a partir de la rotación de los componentes cada para 15°, desde 0° hasta 90°. Cabe mencionar que la rotación se realizó a partir de la dirección radial o epicentral (177° de azimut inverso ó 357° de azimut medidos a partir del norte geográfico) en dirección horaria.

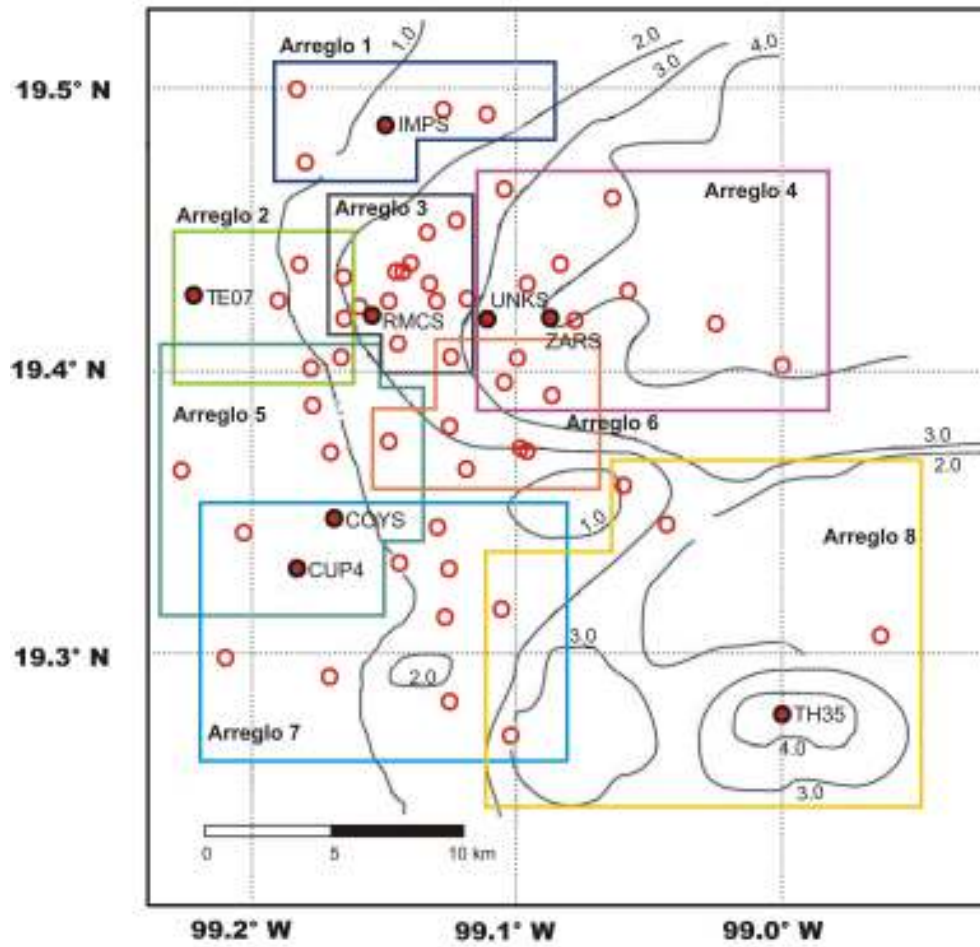


Figura 6.2. Estaciones elegidas para los cocientes H/V. En las estaciones indicadas en círculos negros con rojo, se realizó el cociente H/V rotando las componentes de dichas estaciones cada 15° de 0° a 90°.

6.2 Resultados H/V

Las gráficas de los H/V muestran que al rotar las componentes horizontales la respuesta cambia en función de la dirección. Aunque en las gráficas resultantes de este análisis aparecen varios picos en diversas bandas de frecuencia, sólo se analizarán las de baja frecuencia, dado que el análisis frecuencia-número de onda, se realizó de los 2 a los 12 s de periodo. En las figuras 6.3 y 6.4, se muestran las rotaciones de los cocientes para los diferentes ángulos en la estación CUP4. La respuesta del sitio nos dice que en la dirección N-S se tienen dos picos, aproximadamente a 0.43 Hz y otro apenas por encima de 1 Hz, mientras que en la dirección E-W, el pico máximo se encuentra alrededor de los 4.3 Hz. Se puede observar que en la rotación a 60°, la respuesta en las direcciones radial y transversal muestra una diferencia considerable entre los 0.14 y 0.4 Hz. La componente transversal es la que presenta una respuesta más amplificada en esta banda de frecuencia, y en general ese comportamiento se conserva a lo largo de los demás ángulos de rotación.

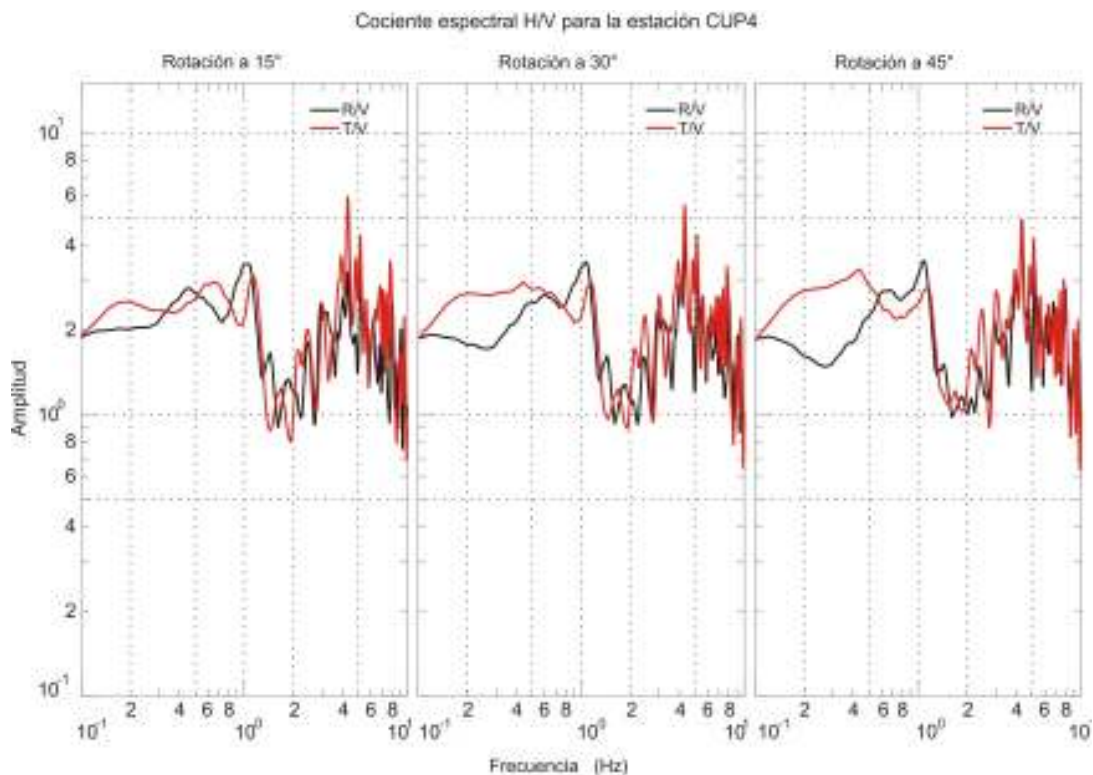


Figura 6.3. Cocientes espectrales H/V para la estación CUP4. Rotación de las componentes horizontales a 15°, 30° y 45° a partir de la dirección radial.

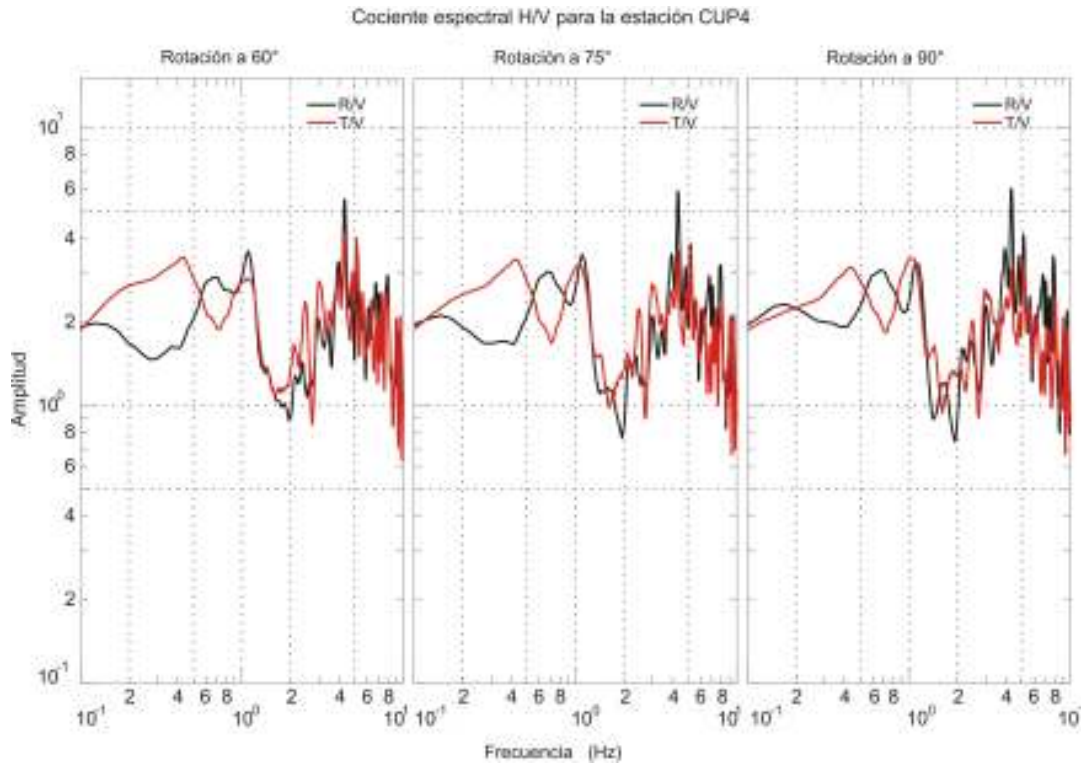


Figura 6.4. Cocientes espectrales H/V para la estación CUP4. Rotación de las componentes horizontales a 60°, 75° y 90° a partir de la dirección radial.

En la estación COYS (figuras 6.5 y 6.6), se observan dos picos prominentes en 1 y 2 Hz que varían muy poco su amplitud para todas las rotaciones. Sólo en 30° y 45° se observa una ligera disminución de la componente radial. El pico a 1 Hz es el representativo de la respuesta del sitio mostrado en las curvas de isoperíodo (figura 5.5 y 5.23). A los 2 Hz parece existir una amplificación mayor en la dirección N-S, más que en cualquier otra.

Comparando las estaciones COYS y CUP4, las cuales pertenecen al arreglo A7, se puede observar como es similar la banda de frecuencia en la que se presenta una diferencia considerable de las respuestas en la dirección NE-SW entre 45° y 60°.

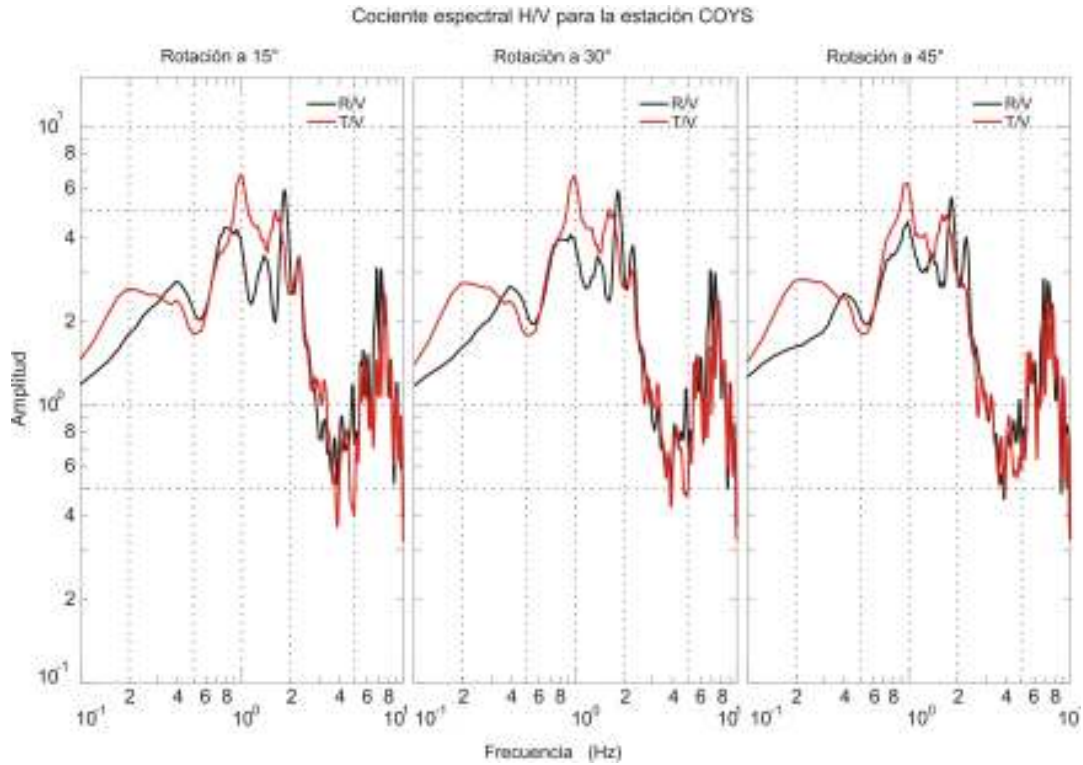


Figura 6.5. Cocientes espectrales H/V para la estación COYS. Rotación de las componentes horizontales a 15°, 30° y 45° a partir de la dirección radial.

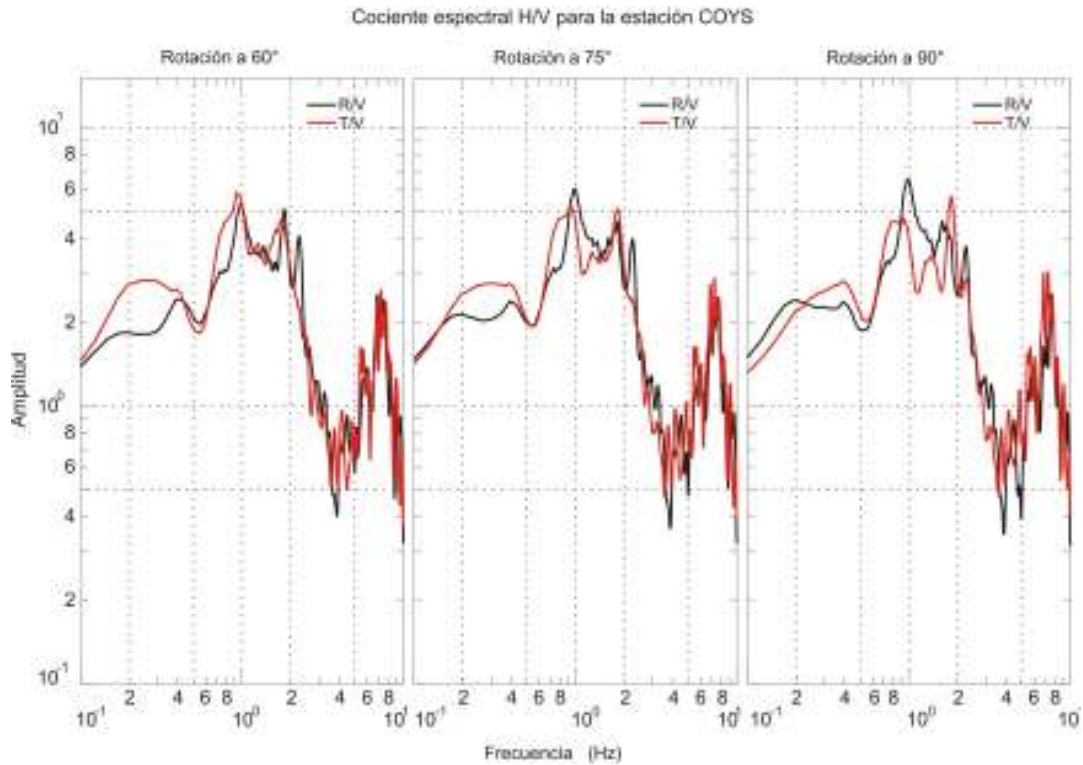


Figura 6.6. Cocientes espectrales H/V para la estación COYS. Rotación de las componentes horizontales a 60°, 75° y 90° a partir de la dirección radial.

En la estación RMCS, localizada en zona de lago y perteneciente al arreglo A3, se tienen tres picos (figuras 6.7 y 6.8). Los primeros centrados en 0.4 Hz y 3 Hz, mientras el tercero alrededor de 4 Hz. En 0.4 Hz, la componente radial domina de 15° a 75° , siendo la máxima diferencia de amplitud en 45° . En 3 y 4 Hz (frecuencia más próxima al periodo de sitio de la estación RMCS) la máxima diferencia entre componentes es a 0° y/o 90° , siendo la componente que esté orientada en la dirección NS la que domina en amplitud, la cual coincide con la dirección epicentral. Lo anterior se confirma al observarse que en la rotación a 45° las amplitudes de ambas componentes son iguales.

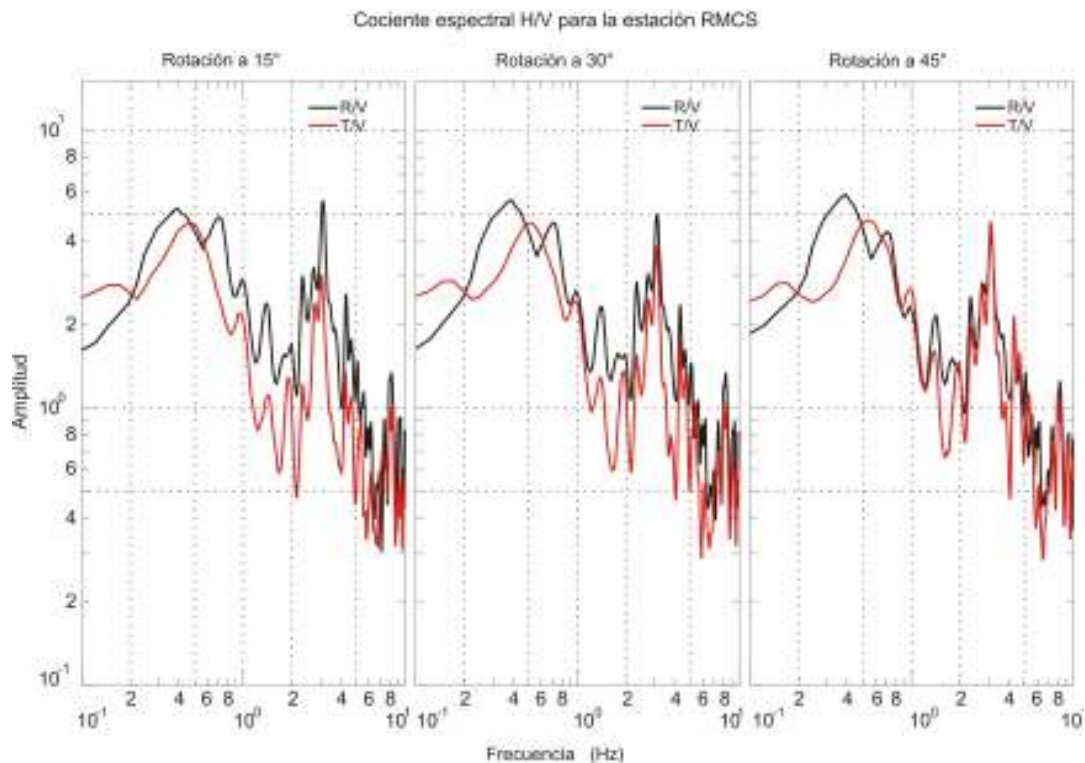


Figura 6.7. Cocientes espectrales H/V para la estación RMCS. Rotación de las componentes horizontales a 15° , 30° y 45° a partir de la dirección radial.

Para las otras estaciones (IMPS, TE07, UNKS, ZARS y TH35, anexo E) se presentan situaciones similares. En la estación ZARS, la diferencia máxima de amplitud se encuentra al rotar las componentes entre 45° y 60° , observándose que la máxima amplificación se da en la dirección NW-SE (componente transversal), la diferencia se conserva entre 0.1 hasta 0.25 Hz (de 4 hasta 10 s). Un comportamiento muy parecido se observa en la estación UNKS, mientras que para TE07, TH35 e IMPS, las variaciones de las respuestas están en función del rango de frecuencias que se analice en cada una de las rotaciones.

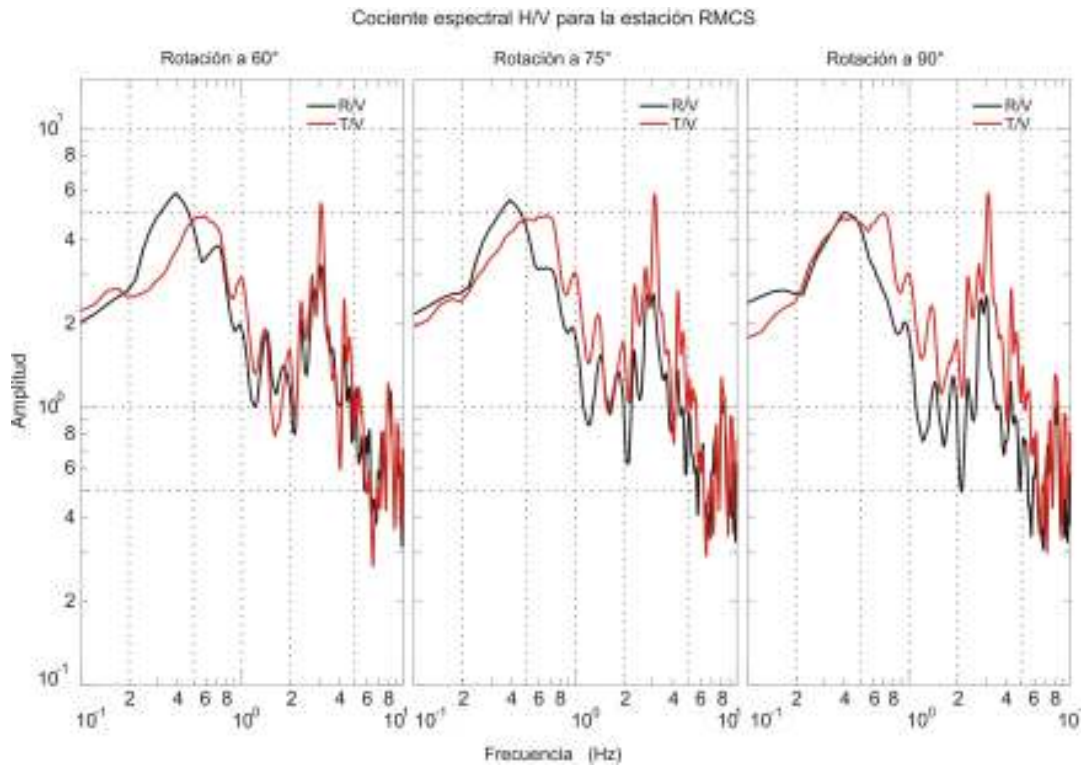


Figura 6.8. Cocientes espectrales H/V para la estación RMCS. Rotación de las componentes horizontales a 60°, 75° y 90° a partir de la dirección radial.

En general, el análisis H/V mostró, al menos en los puntos donde se encuentran las estaciones elegidas, que la respuesta del subsuelo no es sólo 1D, sino es 2D. La dirección de las rotaciones nos arroja diferentes resultados y esto se ve acrecentado al observar que en diferentes bandas de frecuencia, dicha respuesta cambia.

6.3. Confrontación de resultados

Los resultados de los análisis H/V y f-k muestran que existe una correlación en ambos resultados, la cual muestra al comparar los valores de azimut inverso obtenidas en el f-k y compararlos con las respuestas en las rotaciones de algunas estaciones en el H/V. Para la zona de lomas (figura 6.9), a la que pertenece CUP4, el análisis f-k muestra en la componente transversal valores muy dispersos de azimut inverso entre 0.14 y 0.4 Hz (2.5 a 7 s); banda en la cual la respuesta del H/V presenta una diferencia considerable para la estación anterior. Esta variabilidad de resultados f-k en la dirección transversal podría asociarse con las diferencias de amplitud en los cocientes H/V, si observamos una ligera coincidencia con el campo de onda identificado en el análisis f-k que proviene del SW. En

la figura 6.9 se observan dos valores de azimuth inverso en el campo transversal que proviene del NW. Estos valores también pueden ser asociados a los valores de variabilidad en amplitud que se observa en el análisis H/V, dado que la rotación en este análisis indicaría que la dirección NW sería equivalente a una rotación en la dirección NE, pero este caso las amplitudes mayores serían en el campo de la componente radial. Un resultado importante es que los valores de azimuth inverso del f-k en la dirección NW, están dentro del rango de periodos (2.3 a 3.36 s) en el que se presentan las diferencias de amplitudes en los resultados H/V.

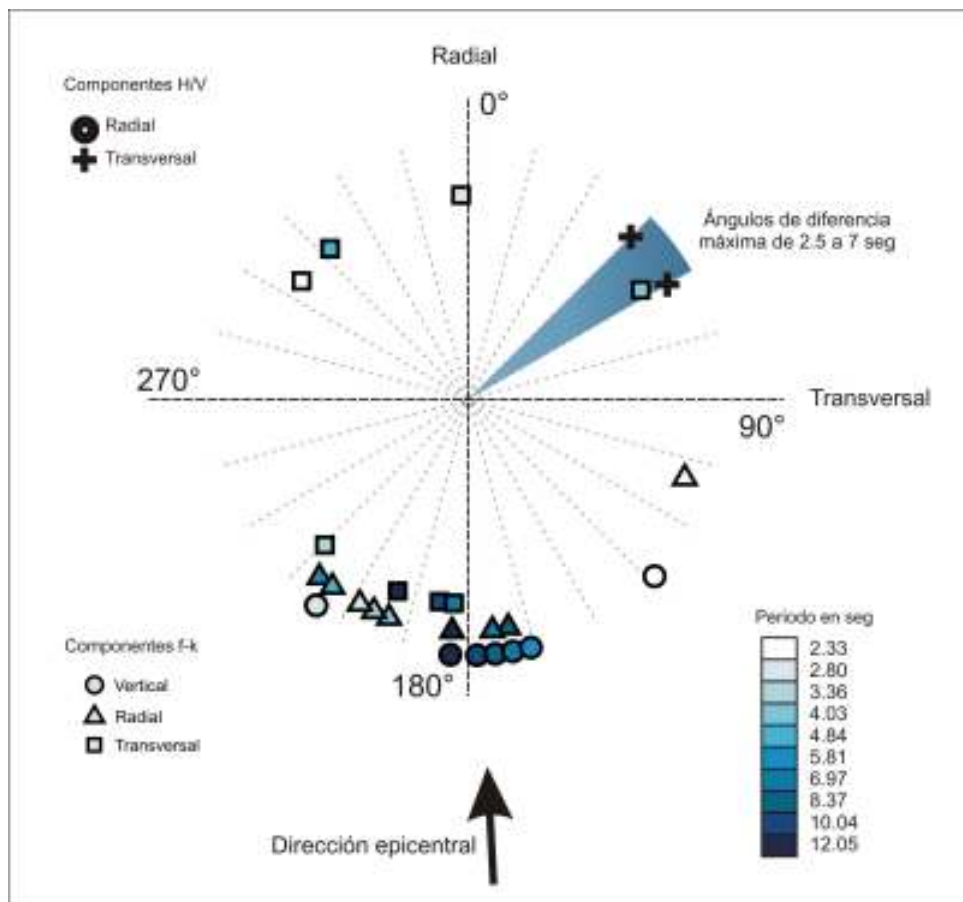


Figura 6.9. Direcciones de azimuth inverso obtenidas en el f-k para la zona de lomas (los círculos, triángulos y cuadrados en la izq. Inferior son las componentes Z, R y T del f-k), comparadas con los ángulos donde se presentan las máximas diferencias (zona sombreada) entre componentes en el análisis H/V de las estaciones CUP4 y COYS. La escala de colores representa los distintos periodos en los que se obtuvieron los valores de azimuth inverso en el f-k.

En los resultados del f-k para el arreglo A7 (figura 6.10) se presentan valores de alrededor de 338° y 334° de azimuth inverso para las componentes transversales, entre 2 y

4 s de periodo. Estos valores coinciden con sus complementarios en la amplificación que se observa en la componente transversal de la estación COYS, al rotarla entre 30° a 60°. Para la misma banda de periodos, se tienen componentes de energía (vertical y radial) del análisis f-k, que coinciden con el ángulo de resultados H/V.

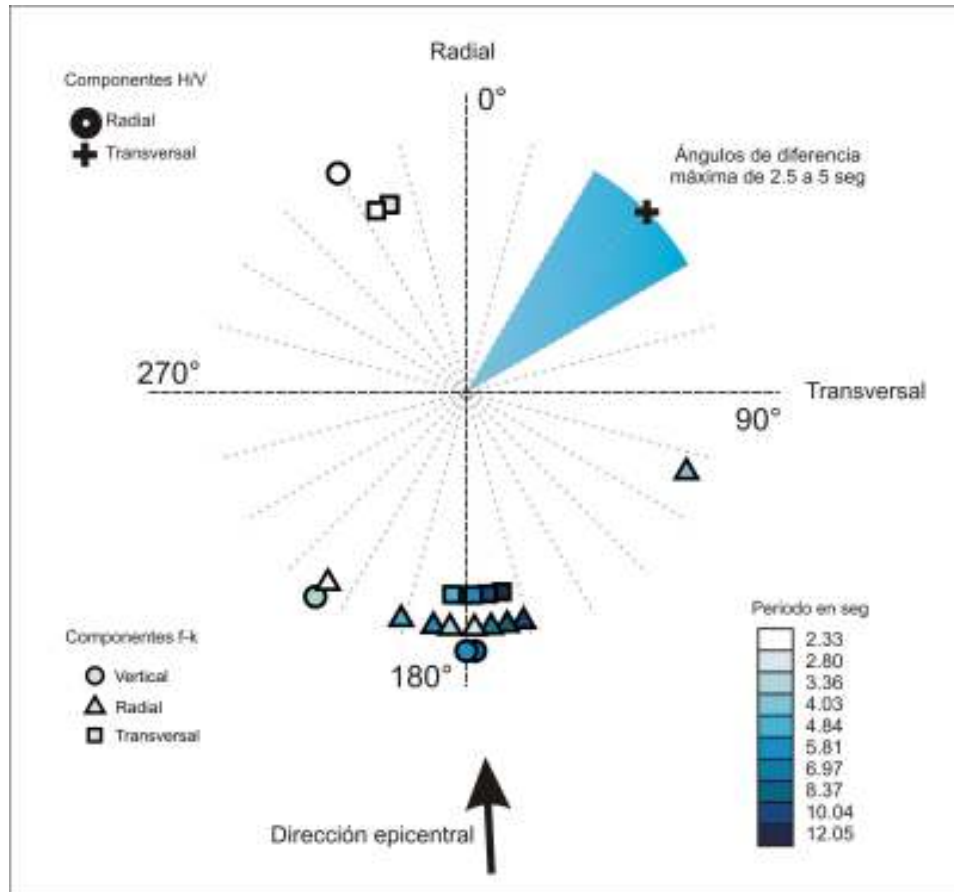


Figura 6.10. Direcciones de azimut inverso obtenidas en el f-k para el arreglo A7 (los círculos, triángulos y cuadrados en la izq. Inferior son las componentes Z, R y T del f-k), comparadas con los ángulos donde se presentan las máximas diferencias (zona sombreada) entre componentes en el análisis H/V de la estación COYS. La escala de colores representa los distintos periodos en los que se obtuvieron los valores de azimut inverso en el f-k.

En la figura 6.11 se muestran la comparación de resultados entre el análisis f-k para zona de lago y la estación RMCS. Los valores de azimut inverso entre 225° y 240° del f-k en la banda entre 2 y 5 s de periodo, coinciden con las diferencias máximas de amplitud del H/V para 3 s. En la figura 6.11 se observa que para las componentes horizontales del f-k existe una rotación de la dirección de las ondas alrededor de los 3 s de periodo en la dirección SW, lo cual concuerda con la respuesta del sitio. Dado que la

máxima diferencia de amplitud según el H/V, es cuando las componentes se rotan 45° , los valores del azimut inverso del f-k coinciden con esa dirección en los resultados del f-k para la componente transversal.

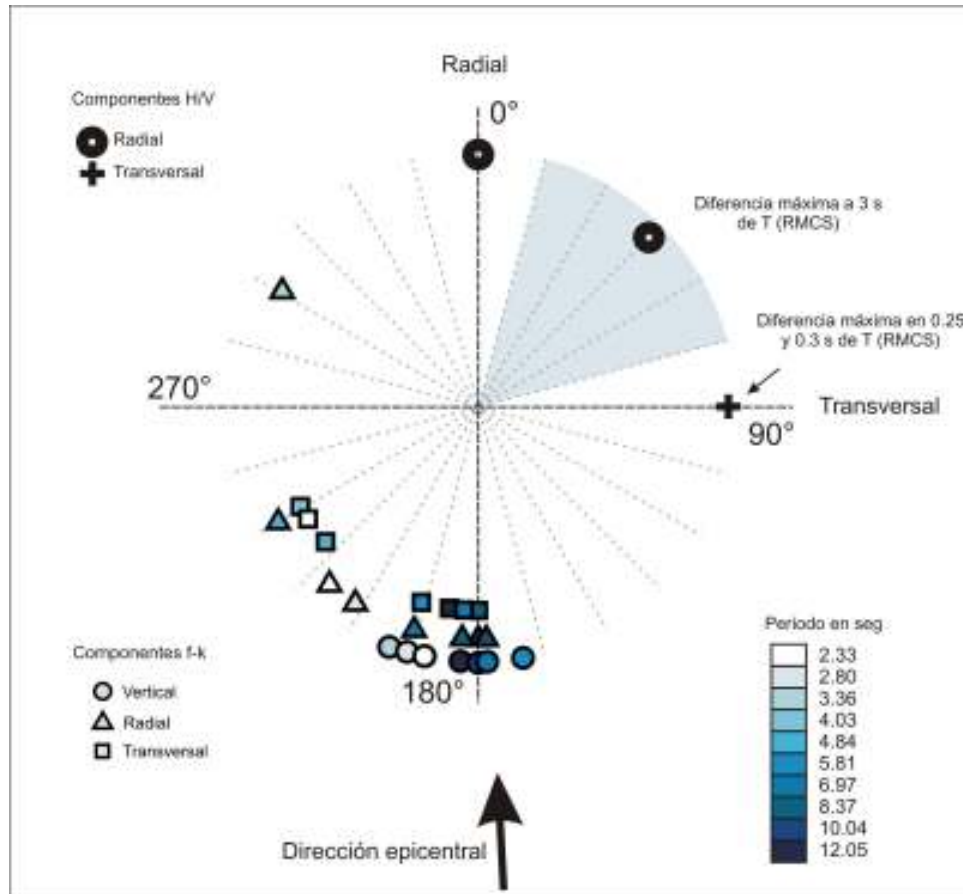


Figura 6.11. Direcciones de azimut inverso obtenidas en el f-k para la zona de lago (los círculos, triángulos y cuadrados en la izq. Inferior son las componentes Z, R y T del f-k), comparadas con los ángulos donde se presentan las máximas diferencias (zona sombreada) entre componentes en el análisis H/V de la estación RMCS. La escala de colores representa los distintos periodos en los que se obtuvieron los valores de azimut inverso en el f-k.

Las diferencias en amplitud entre componentes horizontales obtenidas en los cocientes H/V, fueron observadas por Chávez-García et al. (1994); quienes proponen que un modelo 1D tendría ciertas contradicciones. Las observaciones de Roullé (2005), aluden al mismo efecto, también en cocientes espectrales (H/V) y lo encuentra para ambas zonas, de lago y lomas. Menciona que el efecto no depende del sismo y que es un fenómeno relacionado a escala de la cuenca, también indica que dicho efecto es independiente con el tipo de evento.

Los resultados del análisis f-k muestran que la energía a periodos mayores a 7 s proviene del epicentro, por lo que las observaciones de diversos autores respecto a esos periodos; tal como lo establecen Cárdenas-Soto et al. (2005), corroborando también que se trata de ondas Rayleigh (Shapiro, 2001; Chávez-García y Salazar, 2002). Los resultados en estos mismos f-k, demuestran lo dicho por Cárdenas-Soto et al. (2005), para la banda de periodo entre 5 y 7 s, la mayor parte de la energía proviene de la dirección epicentral, sin embargo, existe una parte que proviene de otra dirección con una tendencia en la dirección NE-SW.

El análisis anterior también muestra que existen rotaciones en la dirección de propagación en periodos bajos, mayormente entre 2 y 4 s de periodo. Estas rotaciones se observan en la componente transversal, sobre todo para el análisis f-k de todas las estaciones y para zona de lago (figura 5.25 y 5.26). De manera particular, el f-k en zona de lomas muestra en las componentes transversales valores poco creíbles de azimut inverso (tabla V.10). Dado que los valores de la dirección arrojan ángulos del orden de 358° y 32.36° , y como se observó en los histogramas de la figura 5.27, parecen ser valores aislados.

Los arreglos A3 y A7 (figuras 5.21 y 5.22, respectivamente) fueron los que mejores resultados arrojaron. En el arreglo A7, los valores de velocidad entre 2 y 6 s de periodo, parecen coincidir con el modelo cortical somero e intermedio de la tabla V.6. Los valores de velocidad son muy similares a los obtenidos con los de zona de lomas. Mientras que para A3, dichas observaciones son idénticas para la zona de lago y para el f-k de todas las estaciones, al menos en la componente transversal. En el caso de la velocidad, los resultados del f-k para el arreglo A3, concuerdan bien para el caso de periodos más bajos, alrededor de 2 y 3 s, las velocidades oscilan entre 700 y 900 m/s, lo anterior se observa muy claro para las componentes radiales. Los resultados para la zona de lago, muestran que al comparar las curvas de dispersión para un modelo compuesto de la tabla V.6, con los resultados f-k para este subarreglo (figura 5.25), los valores de la velocidad se alinean tanto con el modo fundamental, como con el primer modo superior de ondas Rayleigh. Los valores de velocidad para la zona de lago (figura 5.25) concuerdan con los resultados de otros trabajos (Cárdenas-Soto et al. 2007; Roullé, 2004) y algunos de los subarreglos parecen tener mejores resultados que los presentados por Cárdenas-Soto et al. (2005),

quienes realizaron un método casi igual que el presente trabajo. Posiblemente la discrepancia en los resultados, se deba a una diferente distribución en las estaciones.

La rotación de la dirección de la componente transversal observada en los valores de azimut inverso para el arreglo A7 entre 2 y 4 s, no es el mismo que para la componente radial, por lo que dicho comportamiento se puede atribuir a efectos de la zona donde se localiza el arreglo. El efecto observado para la transversal (rotación de la dirección de las ondas hacia el NE-SW), es atribuible para el modo de propagación de ondas, provenientes del epicentro. Lo anterior concuerda con lo mencionado por Furumura y Singh (2002), en donde explican que la corteza actúa como una guía de ondas S para la banda de frecuencias entre 0.2 a 4 Hz; así como con las observaciones de los arribos tardíos (Cárdenas-Soto et al., 2005). De esos mismos autores, los resultados de este trabajo concuerdan con las observaciones de los efectos de trayecto en la banda de frecuencia de 2 a 6 s, cuando mencionan un efecto de amplificación al paso de las ondas por el EVT. Esta misma estructura es mencionada por Furumura y Kennett (1998) cuando observan que al paso de energía por el EVT, se producen trenes de ondas S, producidos por sismos someros de la zona de subducción; así como por Shapiro et al. (1997) e Iida (1999). Los anteriores autores observan amplificación de ondas y trenes de ondas sobre todo en la coda de la señal. Las observaciones en tiempo para las diferentes estaciones de los arreglos en este trabajo, mostraron trenes de ondas monocromáticos y el fenómeno de *beating*, a partir del filtrado de la señal en algunas frecuencias. Trabajos previos proponen que estos fenómenos pueden ser producidos por el EVT (Shapiro et al., 1997; Furumura y Kennett, 1998; Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2003; Cárdenas-Soto et al., 2005). Dado que los datos analizados en el presente trabajo, pertenecen a estaciones dentro del Valle de México, no se ha podido comprobar los efectos del EVT al paso de las ondas durante este mismo, sin embargo, las observaciones corresponden a los obtenidos por otros autores y confirman sus resultados.

Capítulo 7. Conclusiones

En este trabajo se realizó un estudio sobre la propagación del campo de ondas en el Valle de México a partir del análisis de registros obtenidos en la red acelerométrica de la Ciudad de México para el sismo del 24 de octubre de 1993, con una magnitud $M_s=6.7$, localización $16.75 N$ y $-98.72 W$. El análisis de datos consistió básicamente en una parte cualitativa de los registros filtrados en varias bandas de frecuencias, así como un análisis frecuencia-número de onda ($f-k$) en conjunto con un análisis de cocientes espectrales H/V . De los análisis efectuados se observa lo siguiente:

1. Se conformaron arreglos de estaciones acelerométricas dentro del Valle de México, a fin de identificar por zonas el campo de ondas que cruza el valle. La respuesta espectral de estos arreglos, la cual es función de la distribución de estaciones, limitó, para algunos casos, cuantificar las direcciones y velocidades de propagación del campo de ondas. Dos factores adicionales a este problema fueron la carencia de una base de tiempo absoluto en los registros y la mala calidad de la señal en algunas estaciones.
2. Para cada uno de los arreglos, se analizaron los registros acelerométricos, filtrando las señales en varias bandas de periodos. La característica más notoria en los registros filtrados, son los trenes de onda monocromáticos y modulados que aparecen en estaciones localizadas en zona de lago. En las estaciones situadas en sitios cuyo periodo propio coincide con la banda de periodo entre 2 y 3 s, la coda de la señal es acompañada por estos trenes de amplitud similar a trenes de onda que se presentan en la etapa del movimiento fuerte. Esta observación parece indicar que dichos paquetes de onda modulados (y a veces monocromáticos), son el resultado de la resonancia de la capa de suelo blando. Sin embargo, trenes de onda similar se observan en las estaciones AU11, PD42 y ZARS, localizadas en periodos de sitio mayores de 3 s y cuyos registros fueron filtrados entre 1 y 2 s.
3. Los resultados del análisis $f-k$ muestran que para periodos mayores a 5 s, prácticamente todos los arreglos indican que el campo de onda proviene del epicentro y que se trata del modo fundamental de ondas superficiales (Rayleigh en las componentes vertical y radial, y Love en las transversales). Para periodos entre 2 y 5 s, se observan rotaciones hasta de 45° con respecto a la dirección epicentral

que indican que el campo de onda proviene de la dirección SW. Aunque el modelo de estructura de velocidad de ondas S no predice con exactitud los valores de velocidad de fase encontrados, se observa que en la banda de 2 a 5 s de periodo, el campo incidente en el Valle de México está compuesto por ondas que llegan desde el epicentro, así como trenes de onda producto de multitrayecto que viajan con una velocidad promedio de 2.4 km/s en la componente vertical y 3.6 km/s en las horizontales.

4. El arreglo de estaciones situado al sur del Valle de México (arreglo A7, fuera de la zona de lago), muestra que dichos trenes de onda, producto del multitrayecto, pueden asociarse a ondas superficiales que viajan por los estratos vulcano-sedimentarios del Eje Volcánico Transmexicano (EVT). Por ello, la frontera más probable de la generación de esos trenes es la frontera sur del EVT.
5. El movimiento incidente en el Valle de México tiene una fuerte amplificación en el movimiento observado en la zona de lago, donde los resultados de este trabajo fueron más complicados de analizar. Sin embargo, los cocientes espectrales H/V mostraron que la respuesta del sitio en la zona de lago (de 2 a 4 s de periodo), puede contener efectos en dos dimensiones debido al campo de onda asociado al efecto de multitrayecto, así como a la forma de la cuenca.
6. Los resultados del campo de onda incidente en el Valle de México, donde se muestran paquetes de onda provenientes del SW, sugiere realizar estudios con sismos que tengan la misma dirección que la rotación mostrada para dichos paquetes de onda. Lo anterior para observar el comportamiento del campo incidente para sismos que pudieran provenir de la brecha de Guerrero. La importancia en la continuación de estos análisis, radica primordialmente en que los sismos provenientes de esa zona afectan de manera significativa al movimiento del terreno en el Valle de México.
7. Es necesario contar con una Red Acelerométrica con una base de tiempo común para el Valle de México. Los diferentes análisis sismológicos que se han realizado en los últimos años, incluido éste, emplean correlaciones en tiempo de diferentes

pulsos a lo largo de señales sísmicas. Dicho objetivo se ve minado a raíz de la colocación de una base común de tiempo absoluto en todas las estaciones.

Dentro de las perspectivas a futuro se podría esperar analizar otro tipo de arreglos, sobre todo en forma de antenas (semicírculos), así como análisis con esta misma distribución de estaciones, para otros eventos con direcciones epicentrales similares y perpendiculares al evento propuesto en este trabajo. Lo anterior con el objetivo de examinar el comportamiento de las ondas cuando provienen de otra dirección, y en caso de tener un azimut similar, corroborar las observaciones mostradas en esta tesis. Los rubros a analizar serían sobre todo: observación de los efectos de trayecto que se pudieran tener sobre los diferentes arreglos, así como análisis f-k para obtener direcciones y velocidades de las ondas a distintos periodos, para finalmente estudiar el comportamiento de los efectos de sitios con cocientes H/V. Sin embargo, cualquier tipo de análisis tendría mayor confiabilidad, al tener una red con una mejor calidad en la señal, como incluir en los registros una base de tiempo absoluto. Lo anterior implica la colocación de sistema GPS en cada estación, así como la renovación de los acelerómetros y las condiciones en las que se encuentran estos.

Referencias

- Aki, K. y Richards, P. G., 1980, *Quantitative Seismology, theory and methods, Vol. I y II*. W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes, Disco compacto Volumen I. Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica y Cenedic, Universidad de Colima. 1997.
- Bormann, P. et al., 2002, *New manual of seismological observatory practice*, IASPEI, Vol. 1 y 2.
- Buttkus, B., 2000, *Spectral analysis and filter theory in applied Geophysics*. Springer-Verlag, Berlín, pp. 667.
- Campillo, M., Gariel, J. C., Aki, K. y Sánchez-Sesma, F. J., 1989, *Destructive strong motion in Mexico City: source, path, and site effects during great 1985 Michoacán Earthquake*, Bull. Seism. Soc. Am. 79(6), 1718-1735.
- Campillo, M., Singh, S. K., Shapiro, N., Pacheco, J. y Herrmann, R. B., 1996, *Crustal structure south of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion*, Geofísica Int. 35, 361-370.
- Capon, J., 1969, *High-Resolution frequency-wavenumber spectrum analysis*, Proceedings of the IEEE, 57(8), 1408-1418.
- Cárdenas-Soto, M. *El movimiento sísmico en el Valle de México, efecto de la heterogeneidad lateral al campo incidente y contribución del parque inmobiliario al movimiento observado*. Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 2000.
- Cárdenas-Soto, M. y Chávez-García, F. J., 2003, *Regional path effects on seismic wave propagation in Central Mexico*, Bull. Seism. Soc. Am. 93(3), 973-985.
- Cárdenas-Soto, M. y Chávez-García, F. J., 2003b, *Análisis de efectos 3D en registros acelerométricos de campo libre del Valle de México*, XIV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, México, artículo I-02.
- Cárdenas-Soto, M. y Chávez-García, F. J., 2007, *Earthquake ground motion in Mexico City: An analysis of data recorded at Roma array*, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 27, 475-486.
- Cárdenas-Soto, M., Ferrer-Toledo, H. y Chávez-García, F. J., 2004, *El efecto del eje Volcánico Transmexicano en el movimiento sísmico del centro de México*, Simposio de la Investigación en la Facultad de Ingeniería, México.
- Cárdenas-Soto, M., Ferrer-Toledo, H. y Chávez-García, F. J., 2005, *Análisis del movimiento sísmico en el Valle de México mediante arreglos acelerométricos*, XV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, México, artículo I-09.
- Chávez-García, F. J., Ramos-Martínez, J. y Romero-Jiménez, E., 1995, *Surface wave dispersion analysis in Mexico City*, Bull. Seism. Soc. Am. 85(4), 1116-1126.

- Chávez-García, F. J. y Salazar, L., 2002, *Strong motion in Central Mexico: A model based on data analysis and simple modeling*, Bull. Seism. Soc. Am. 92(8), 3087-3101.
- Chávez-García, F. J., Sánchez-Sesma, F. J., Campillo, M. y Bard, P.-Y., 1994, *El terremoto de Michoacán de septiembre de 1985: efectos de fuente, trayecto y sitio*, Física de la Tierra, Editorial Complutense, 6, 157-200.
- Ferrer-Toledo, H. O. *La influencia del Eje Volcánico Transmexicano en el movimiento sísmico registrado en el centro de México. Un estudio de efectos de trayecto y de sitio a partir de datos de sismos fuertes*. Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM, 2006, pp. 132.
- Furumura, T. y Kennett, B., 1998, *On the nature of regional seismic phases—III. The influence of crustal heterogeneity on the wavefield for subduction earthquakes: the 1985 Michoacán and 1995 Copala, Guerrero, Mexico earthquakes*, Geophys J. Int., 135, 1060–1084.
- Furumura, T. y Singh, S. K., 2002, *Regional wave propagation from Mexican subduction zone earthquakes: The attenuation functions for interplate and inslab events*, Bull. Seism. Soc. Am. 92(6), 2110-2125.
- Goldstein, P., Dodge, D., Firpo, M., Minner, L., Tull, J. E., Harris, D. y Tapley, W. C., *Seismic analysis code*, 1995.
- Herrmann, R. y Ammon, C. *Computer programs in Seismology. Surface waves, receiver functions and crustal structure*. Versión 3.30, 2002.
- Iida, M., 1999, *Excitation of high-frequency surface waves with long duration in the Valley of Mexico*, J. Geophys. Res., 104, 7329-7245.
- Kanamori, H., Jennings, P. C., Singh, S. K. y Astiz, L., 1993, *Estimation of strong motions in Mexico City expected for large earthquake in the Guerrero seismic gap*, Bull. Seism. Soc. Am. 83(3), 811-829.
- Kulhánek, Ota., 1990, *Anatomy of seismograms*. Elsevier Science Publishing Company. Nueva York, pp 178.
- Kulhánek, Ota., 1976, *Introduction to digital filtering in Geophysics*. Elsevier Scientific Publication Company. Amsterdam, pp. 168.
- Lay, T. y Wallace, T. C., 1995, *Modern global seismology*. Academic Press, EUA, pp. 521.
- Ladislao, U., 1987, *Los sismos, dos años después*. IC y T, 9(133).
- Lomnitz, C., Flores-Estrella, H. y Yussim, S., 2007, *Seismic response of the Mexico City basin: A review of twenty years of research*, Nat Hazards, 40, 357-372.
- Nakamura, Y., 1989, *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface*, Quarterly Report Railway Tech. Res. Inst., 30(1), 25-30.

- Nakamura, Y, 2000, Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications, *Proceedings of the 12th World Conference on Earthq. Engng, Auckland, New Zealand*.
- Nogoshi, M. y T. Igarashi, 1971, On the amplitude characteristics of microtremors (part 2), *Journal of Seismological Society of Japan*, 24, 26-40.
- Nawab, S. H., Dowla, F. U. y Lacoss, R. T., 1985, *Direction determination of wideband signals*, *IEEE Transactions on Acoustic, Speech, and Signal Processing*, 33(4), 1114-1122.
- New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP), Vol. 1. IASPEI, Peter Bormann. Alemania, 2002.
- Ordaz, M. y Singh, S. K., 1992, *Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City*, *Bull. Seism. Soc. Am.* 82(1), 24-43.
- Romero J., E., Rodríguez Z., J. L., Ortiz A., J. C. y Chávez G., F. J., 1996, *El movimiento sísmico en el Valle de México: Análisis de los temblores recientes y modelado de puntos específicos en la respuesta sísmica del valle*, Centro de Investigación Sísmica, A. C., Fundación Javier Barros Sierra, A. C., 37 pp.
- Roullé, Agathe, 2004, *El movimiento sísmico en el Valle de México: Análisis de datos de un arreglo 3D de pequeña apertura en la Colonia Roma*, Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM, 176 pp.
- Roullé, A. y Chávez-García, F., 2003, *Comparación entre métodos frecuencia-número de onda y music para estudiar el campo de ondas en el Valle de México*, XIV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, México, artículo I-16.
- Roullé, A. y Chávez-García, F. J., 2005, *Comparisson of three methods to study the wavefield in the Valley of Mexico using data from dense array*, *Revista de Ingeniería Sísmica*, Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, A. C., 73, 25 pp.
- Santoyo, V., Ovando, S., Mooser, F. y León P., E., 2005, *Síntesis Geotécnica de la Cuenca del Valle de México*. TGC geotecnia y TGC ingeniería, S. A. de C. V. México, pp 171.
- Savage, B., Goldstein P. y Snoke, A.; *SAC Manual and Tutorial*, 1995 the Regents of the University of California.
- Shapiro, N. M., Campillo, M., Paul, A., Singh, S. K., Jongmans, D. y Sánchez-Sesma, F. J., 1997, *Surface-wave propagation across the Mexican Volcanic Belt and the origin of the long-period seismic-wave amplification in the Valley of Mexico*, *Geophys. J. Int.*, 128, 151-166.
- Shapiro, N. M., Singh, S. K., Almora, D. y Ayala, M., 2001, *Evidence of the dominance of higher-mode surface wave in the lake-bed zone of the Valley of Mexico*, *Geophys. J. Int.*, 147, 517-527.

- Sheriff, R. E., 2002, *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*, 4a. edición, Society of Exploration Geophysicists, EUA, pp. 429.
- Singh, S. K. y Ordaz, M., 1993, *On the origin of long coda observed in the lake-bed strong-motion records of Mexico City*, Bull. Seism. Soc. Am. 83(3), 1298-1306.
- Solano-Hernández, E. A., 2006, *Evaluación del efecto de sitio en estaciones de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, pp. 144.
- Stein, S., y Wysession, M., 2003, *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Blackwell Publishing, EUA, pp. 512.
- Valdés, C. M., Mooney, W. D., Singh, S. K., Meyer, R. P., Lomnitz, C., Luetgert, J. H., Helsey, C. E., Lewis, B. T. R. y Mena, M., 1986, *Crustal structure in Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements*. Bull. Seism. Soc. Am. 76, 547-563
- Vela, E., 2007, *Arqueología Mexicana* Vol. XV, Número 86.
- Zamorano O., J. J., Tanarro G., L. M., Lugo H., J. y Sánchez R., G., 2002, *Evolución geológica y geomorfología del complejo dómico Los Pitos, norte de la cuenca de México*, Revista México de Ciencias Geológicas, 19(1), 66-79.
- Zárate-Vázquez, M., 1999, *Análisis cinemático de la respuesta sísmica del Valle de México*. Tesis de Maestría, División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Zywicki, D. J., 2000, *Conventional and adaptive frequency-wavenumber power spectrum estimation*, Technology Forum, pp. 36.

Servicio Sismológico Nacional
www.ssn.unam.mx

Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas
www.funvisis.gob.ve

Seismic Analysis Code (SAC)
<http://www.iris.edu/manuals/sac/manual.html>

Manual de SAC
<http://www.dtm.ciw.edu/~savage/sac.pdf>

Servicio de Informática, Universidad de Córdoba. Manual en línea del editor de texto vi
http://www.uco.es/ccc/sistemas/doc_ccc/vi.html

Global Centroid Moment Tensor, Harvard
<http://www.globalcmt.org/>

Anexos

A. Registros filtrados de todas las estaciones. Dada la cantidad de estaciones, este apartado se encuentra en forma digital adjunto a este documento.

B. Tablas de valores esperados de las velocidades de fase, calculadas a partir de las respuestas espectrales por arreglo.

A1

T	f	kx	ky	k	C
12.0481928	0.083	1.1	0.3	1.14017543	1.01511345
10.0401606	0.0996	1.1	0.3	1.14017543	1.21813614
8.36680054	0.11952	1.1	0.3	1.14017543	1.46176337
6.97233378	0.143424	1.1	0.3	1.14017543	1.75411604
5.81027815	0.1721088	1.1	0.3	1.14017543	2.10493925
4.84189846	0.20653056	1.1	0.3	1.14017543	2.5259271
4.03491538	0.24783667	1.1	0.3	1.14017543	3.03111251
3.36242948	0.29740401	1.1	0.3	1.14017543	3.63733502
2.80202457	0.35688481	1.1	0.3	1.14017543	4.36480202
2.33502048	0.42826177	1.1	0.3	1.14017543	5.23776243

A2

T	f	kx	ky	k	C
12.0481928	0.083	0.7	0.5	0.86023253	1.34545878
10.0401606	0.0996	0.7	0.5	0.86023253	1.61455054
8.36680054	0.11952	0.7	0.5	0.86023253	1.93746065
6.97233378	0.143424	0.7	0.5	0.86023253	2.32495277
5.81027815	0.1721088	0.7	0.5	0.86023253	2.78994333
4.84189846	0.20653056	0.7	0.5	0.86023253	3.347932
4.03491538	0.24783667	0.7	0.5	0.86023253	4.01751839
3.36242948	0.29740401	0.7	0.5	0.86023253	4.82102207
2.80202457	0.35688481	0.7	0.5	0.86023253	5.78522649
2.33502048	0.42826177	0.7	0.5	0.86023253	6.94227179

A3

T	f	kx	ky	k	C
12.0481928	0.083	0.8	0.6	1	1.15740741
10.0401606	0.0996	0.8	0.6	1	1.38888889
8.36680054	0.11952	0.8	0.6	1	1.66666667
6.97233378	0.143424	0.8	0.6	1	2
5.81027815	0.1721088	0.8	0.6	1	2.4
4.84189846	0.20653056	0.8	0.6	1	2.88
4.03491538	0.24783667	0.8	0.6	1	3.456
3.36242948	0.29740401	0.8	0.6	1	4.1472
2.80202457	0.35688481	0.8	0.6	1	4.97664
2.33502048	0.42826177	0.8	0.6	1	5.971968

A4

T	f	kx	ky	k	C
12.0481928	0.083	0.45	0.35	0.57008771	2.0302269
10.0401606	0.0996	0.45	0.35	0.57008771	2.43627228
8.36680054	0.11952	0.45	0.35	0.57008771	2.92352673
6.97233378	0.143424	0.45	0.35	0.57008771	3.50823208
5.81027815	0.1721088	0.45	0.35	0.57008771	4.20987849
4.84189846	0.20653056	0.45	0.35	0.57008771	5.05185419
4.03491538	0.24783667	0.45	0.35	0.57008771	6.06222503
3.36242948	0.29740401	0.45	0.35	0.57008771	7.27467004
2.80202457	0.35688481	0.45	0.35	0.57008771	8.72960404
2.33502048	0.42826177	0.45	0.35	0.57008771	10.4755249

A5

T	f	kx	ky	k	C
12.0481928	0.083	0.42	0.42	0.5939697	1.94859673
10.0401606	0.0996	0.42	0.42	0.5939697	2.33831608
8.36680054	0.11952	0.42	0.42	0.5939697	2.80597929
6.97233378	0.143424	0.42	0.42	0.5939697	3.36717515
5.81027815	0.1721088	0.42	0.42	0.5939697	4.04061018
4.84189846	0.20653056	0.42	0.42	0.5939697	4.84873221
4.03491538	0.24783667	0.42	0.42	0.5939697	5.81847866
3.36242948	0.29740401	0.42	0.42	0.5939697	6.98217439
2.80202457	0.35688481	0.42	0.42	0.5939697	8.37860927
2.33502048	0.42826177	0.42	0.42	0.5939697	10.0543311

A6

T	f	kx	ky	k	C
12.0481928	0.083	0.65	0.5	0.82006097	1.4113675
10.0401606	0.0996	0.65	0.5	0.82006097	1.693641
8.36680054	0.11952	0.65	0.5	0.82006097	2.0323692
6.97233378	0.143424	0.65	0.5	0.82006097	2.43884304
5.81027815	0.1721088	0.65	0.5	0.82006097	2.92661165
4.84189846	0.20653056	0.65	0.5	0.82006097	3.51193398
4.03491538	0.24783667	0.65	0.5	0.82006097	4.21432078
3.36242948	0.29740401	0.65	0.5	0.82006097	5.05718493
2.80202457	0.35688481	0.65	0.5	0.82006097	6.06862192
2.33502048	0.42826177	0.65	0.5	0.82006097	7.28234631

A7

T	f	kx	ky	k	C
12.0481928	0.083	0.4	0.27	0.48259714	2.39828899
10.0401606	0.0996	0.4	0.27	0.48259714	2.87794678
8.36680054	0.11952	0.4	0.27	0.48259714	3.45353614
6.97233378	0.143424	0.4	0.27	0.48259714	4.14424337
5.81027815	0.1721088	0.4	0.27	0.48259714	4.97309204
4.84189846	0.20653056	0.4	0.27	0.48259714	5.96771045
4.03491538	0.24783667	0.4	0.27	0.48259714	7.16125254
3.36242948	0.29740401	0.4	0.27	0.48259714	8.59350305
2.80202457	0.35688481	0.4	0.27	0.48259714	10.3122037
2.33502048	0.42826177	0.4	0.27	0.48259714	12.3746444

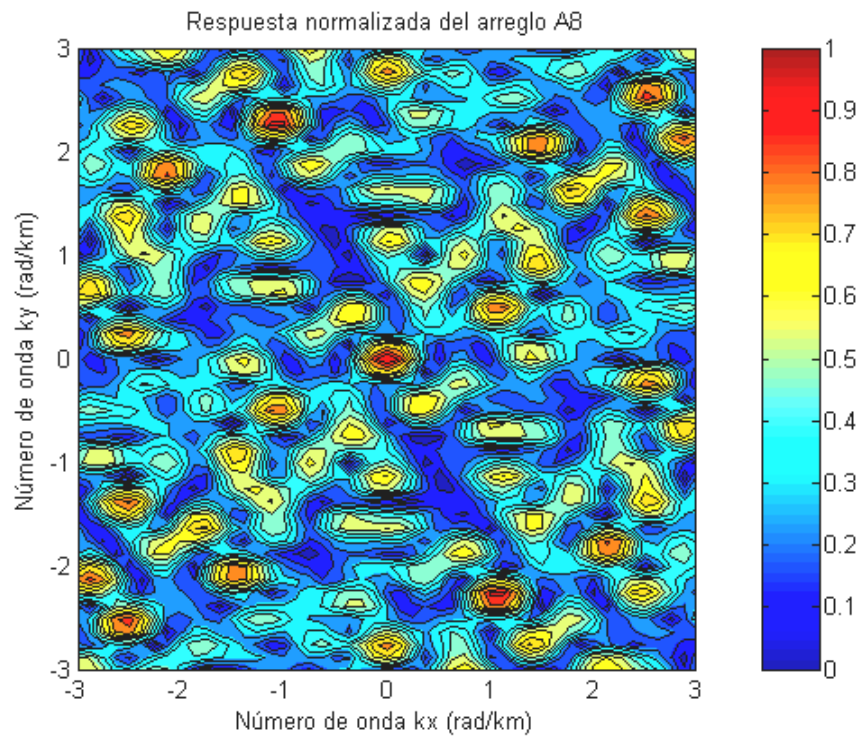
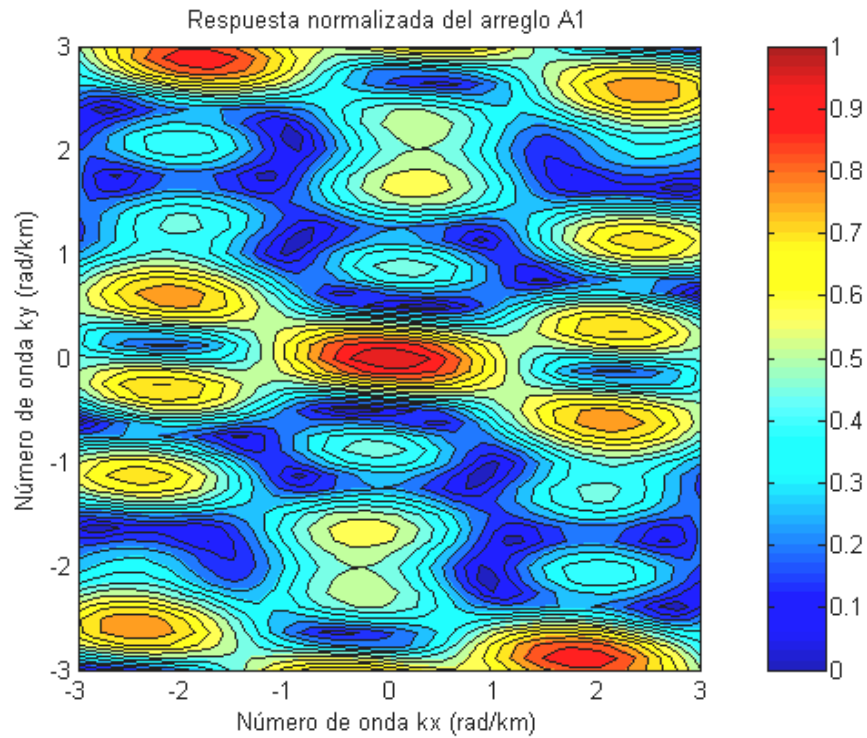
A8

T	f	kx	ky	k	C
12.0481928	0.083	0.28	0.18	0.33286634	3.47709357
10.0401606	0.0996	0.28	0.18	0.33286634	4.17251228
8.36680054	0.11952	0.28	0.18	0.33286634	5.00701473
6.97233378	0.143424	0.28	0.18	0.33286634	6.00841768
5.81027815	0.1721088	0.28	0.18	0.33286634	7.21010122
4.84189846	0.20653056	0.28	0.18	0.33286634	8.65212146
4.03491538	0.24783667	0.28	0.18	0.33286634	10.3825458
3.36242948	0.29740401	0.28	0.18	0.33286634	12.4590549
2.80202457	0.35688481	0.28	0.18	0.33286634	14.9508659
2.33502048	0.42826177	0.28	0.18	0.33286634	17.9410391

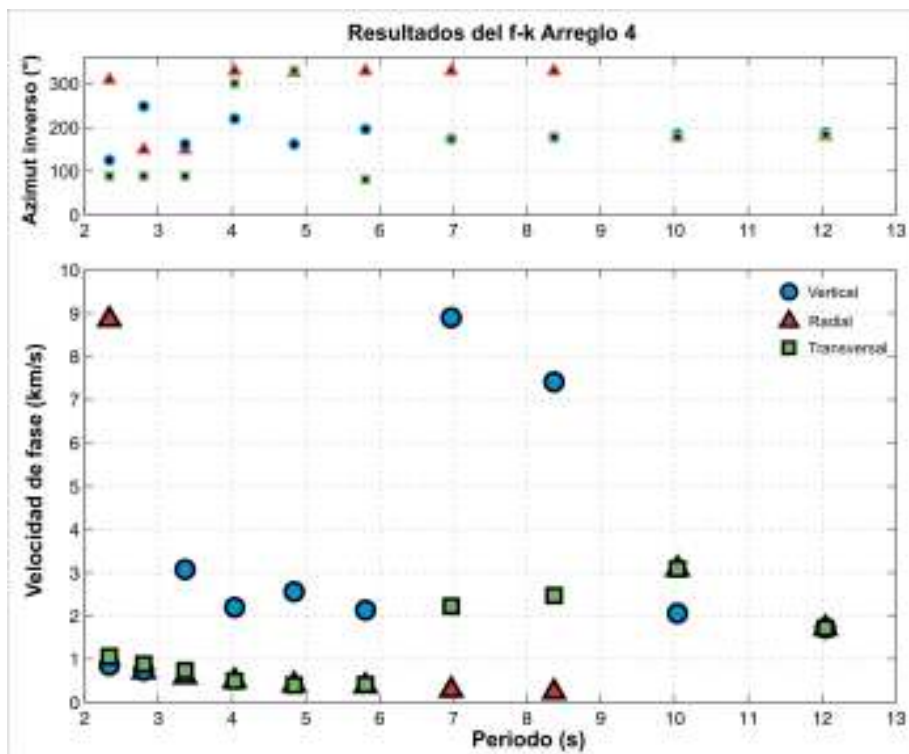
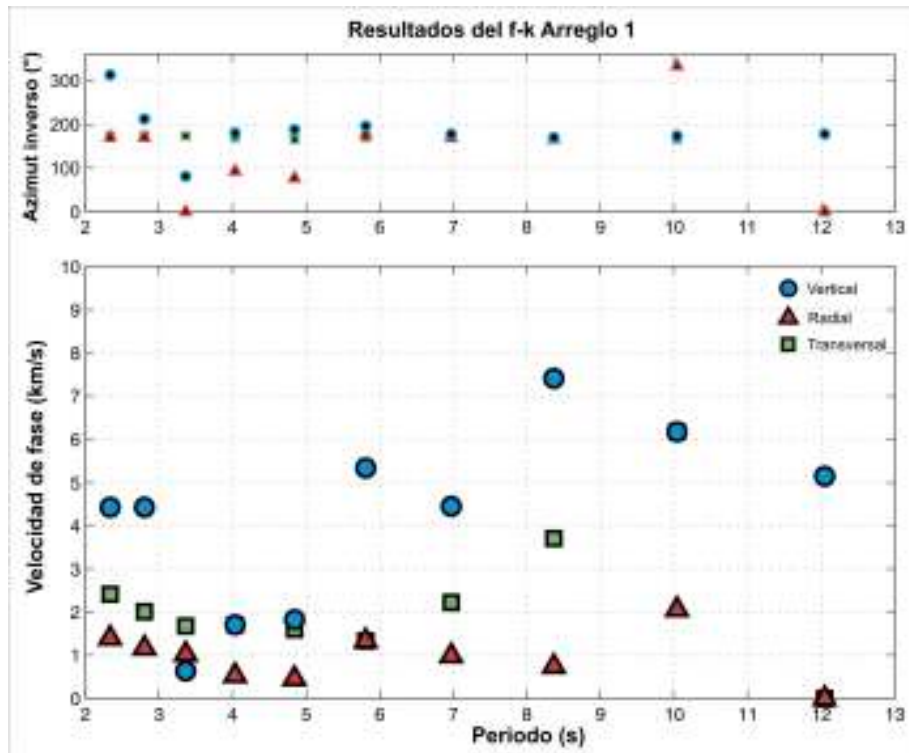
Todas

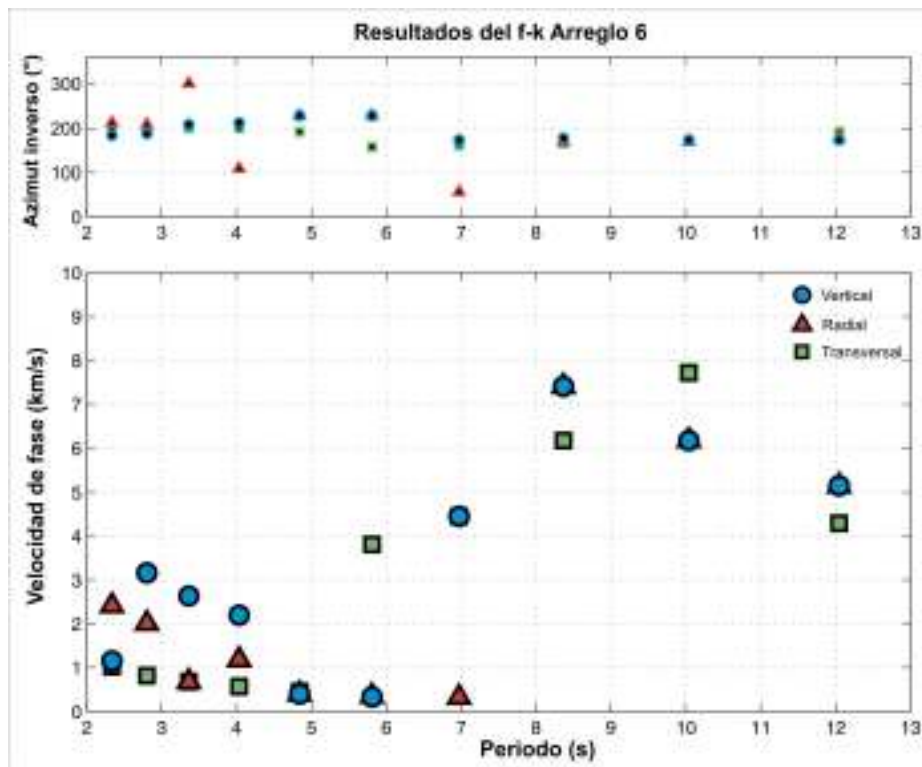
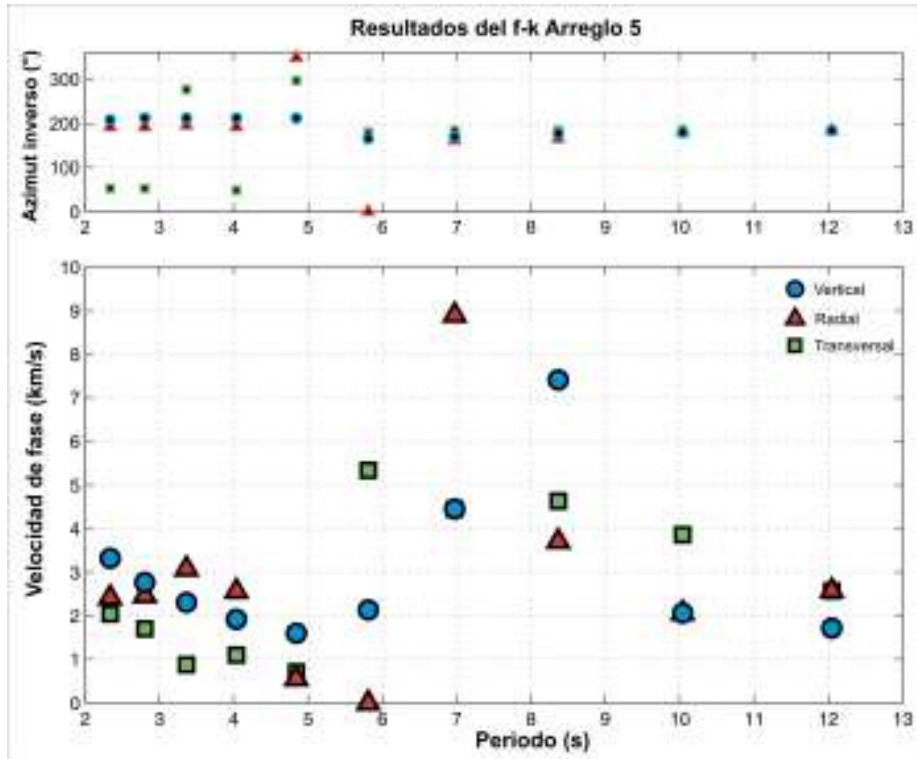
T	f	kx	ky	k	C
12.0481928	0.083	0.19	0.2	0.27586228	1.89045151
10.0401606	0.0996	0.19	0.2	0.27586228	2.26854181
8.36680054	0.11952	0.19	0.2	0.27586228	2.72225017
6.97233378	0.143424	0.19	0.2	0.27586228	3.26670021
5.81027815	0.1721088	0.19	0.2	0.27586228	3.92004025
4.84189846	0.20653056	0.19	0.2	0.27586228	4.7040483
4.03491538	0.24783667	0.19	0.2	0.27586228	5.64485796
3.36242948	0.29740401	0.19	0.2	0.27586228	6.77382955
2.80202457	0.35688481	0.19	0.2	0.27586228	8.12859546
2.33502048	0.42826177	0.19	0.2	0.27586228	9.75431455

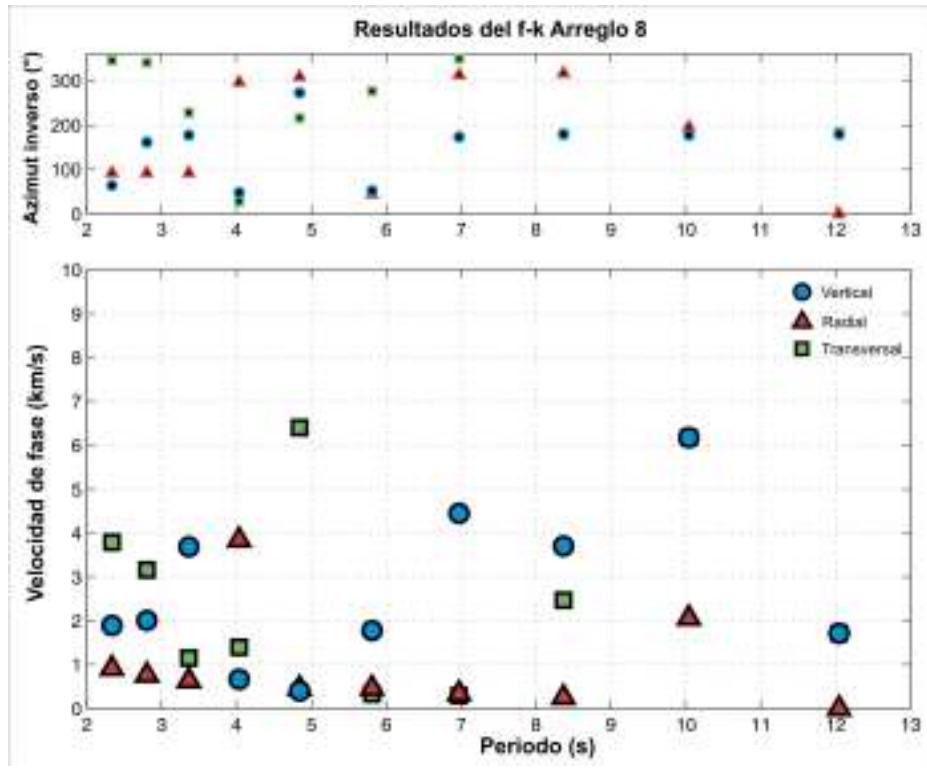
C. Respuestas espectrales para los arreglos A1 y A8.



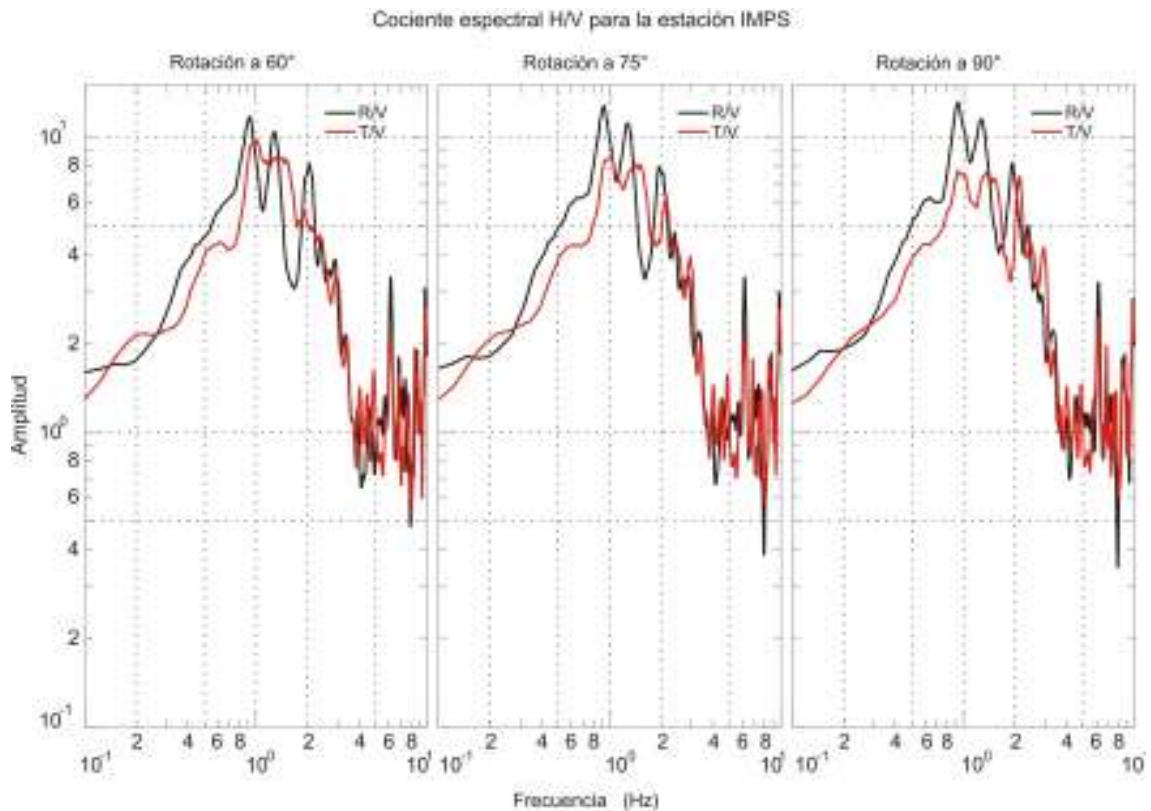
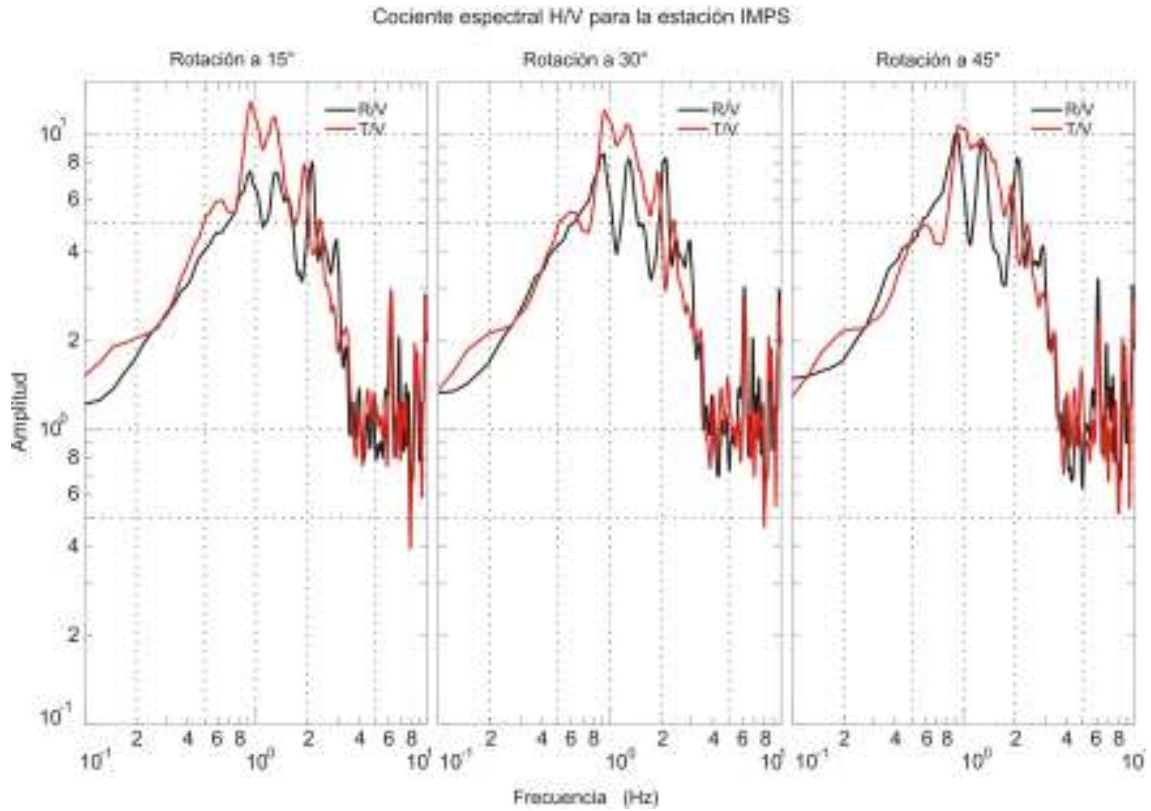
D. Resultados del análisis f-k para los arreglos A1, A4, A5, A6 y A8.

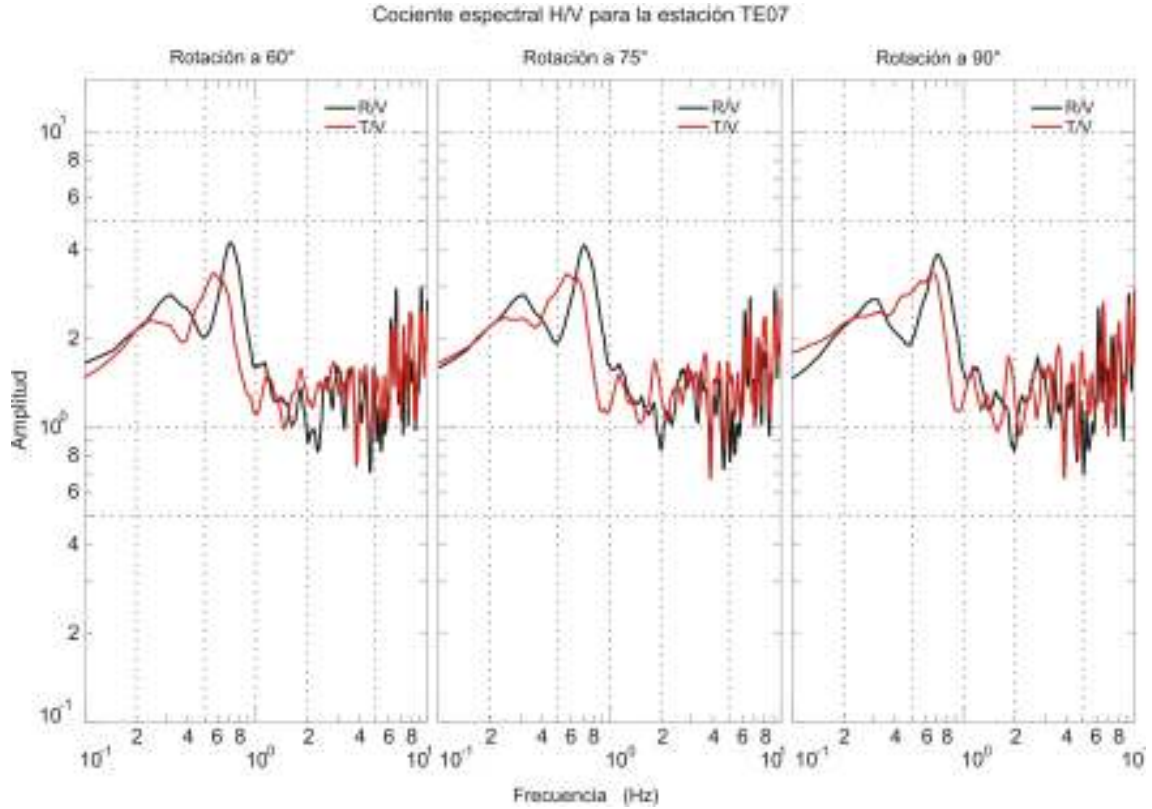
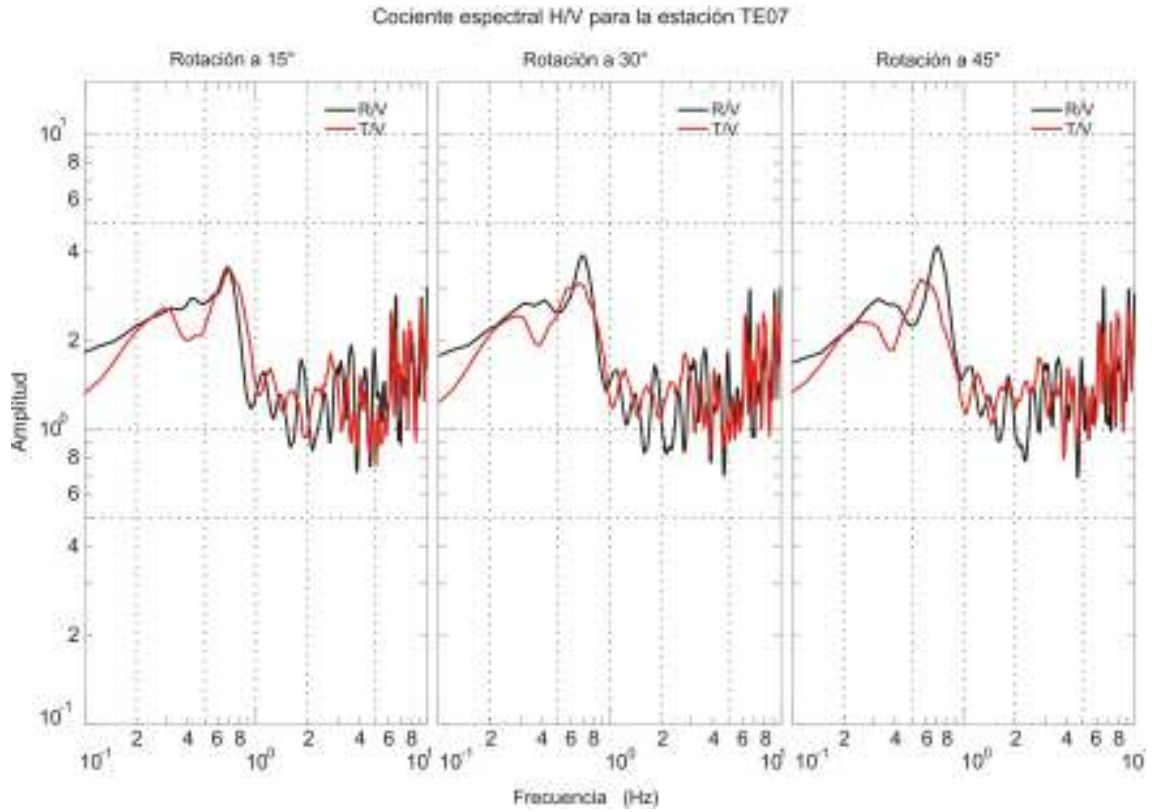


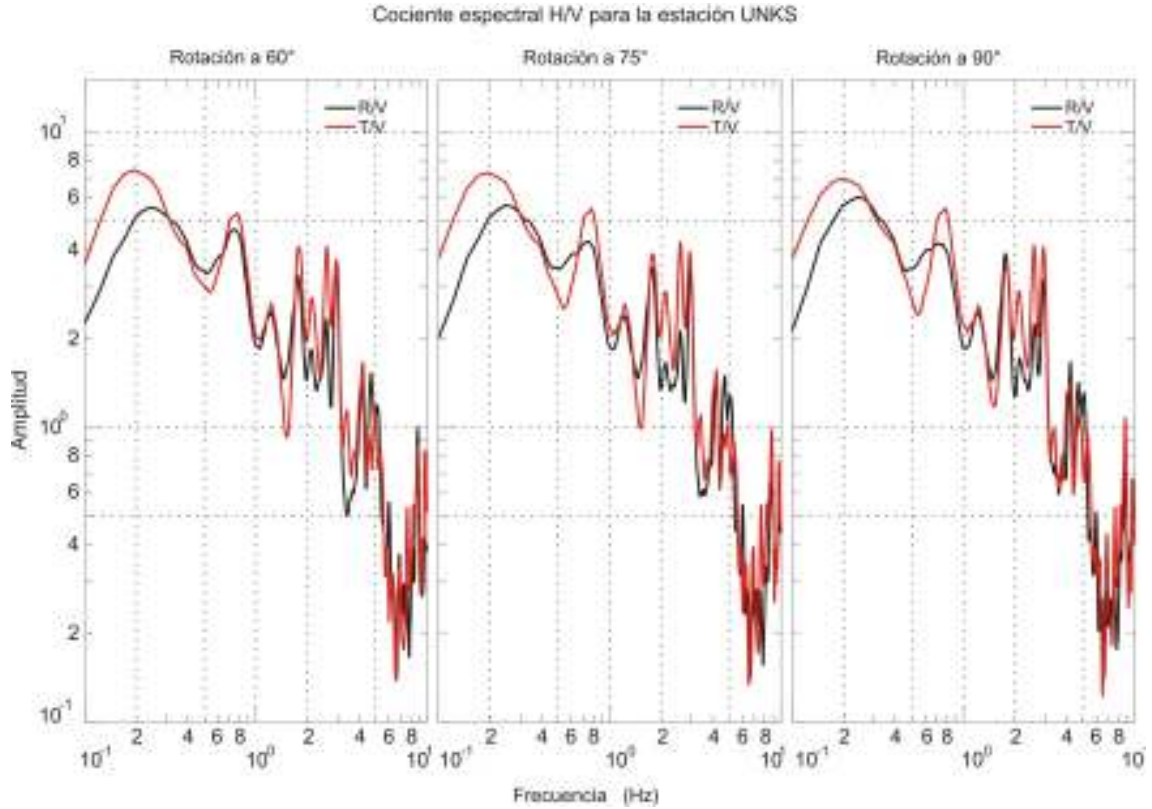
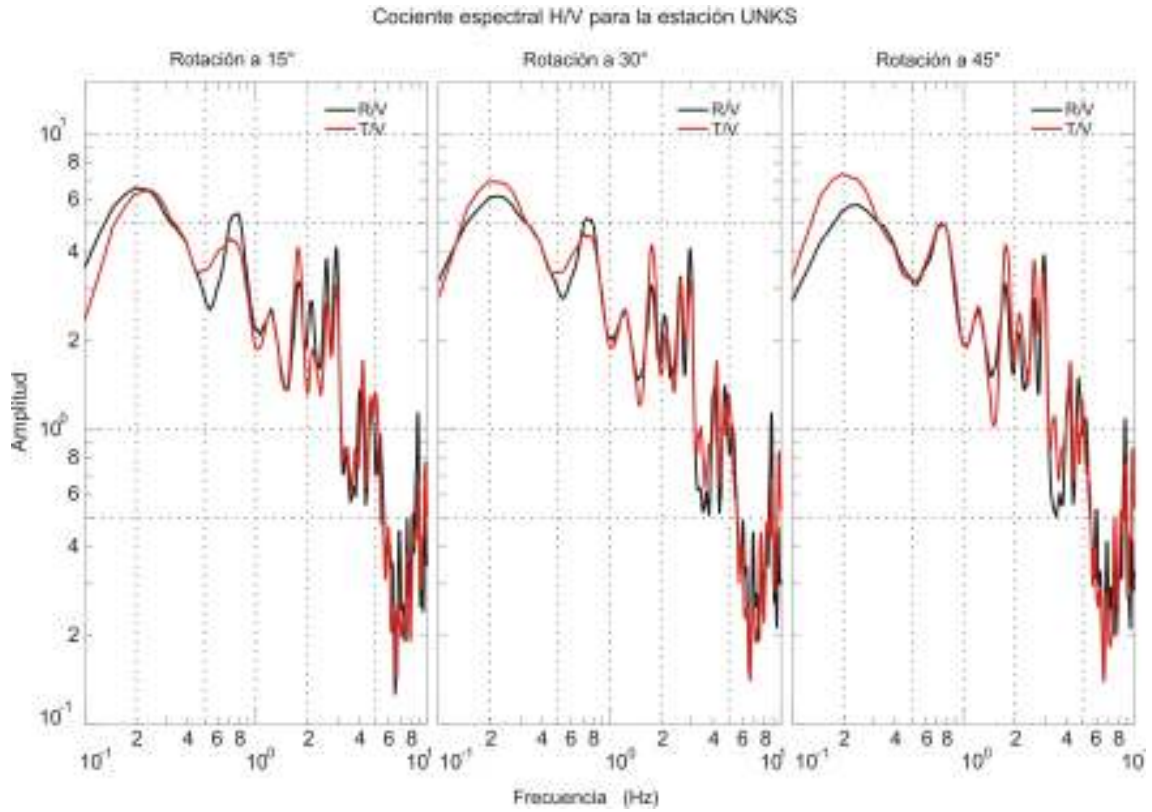


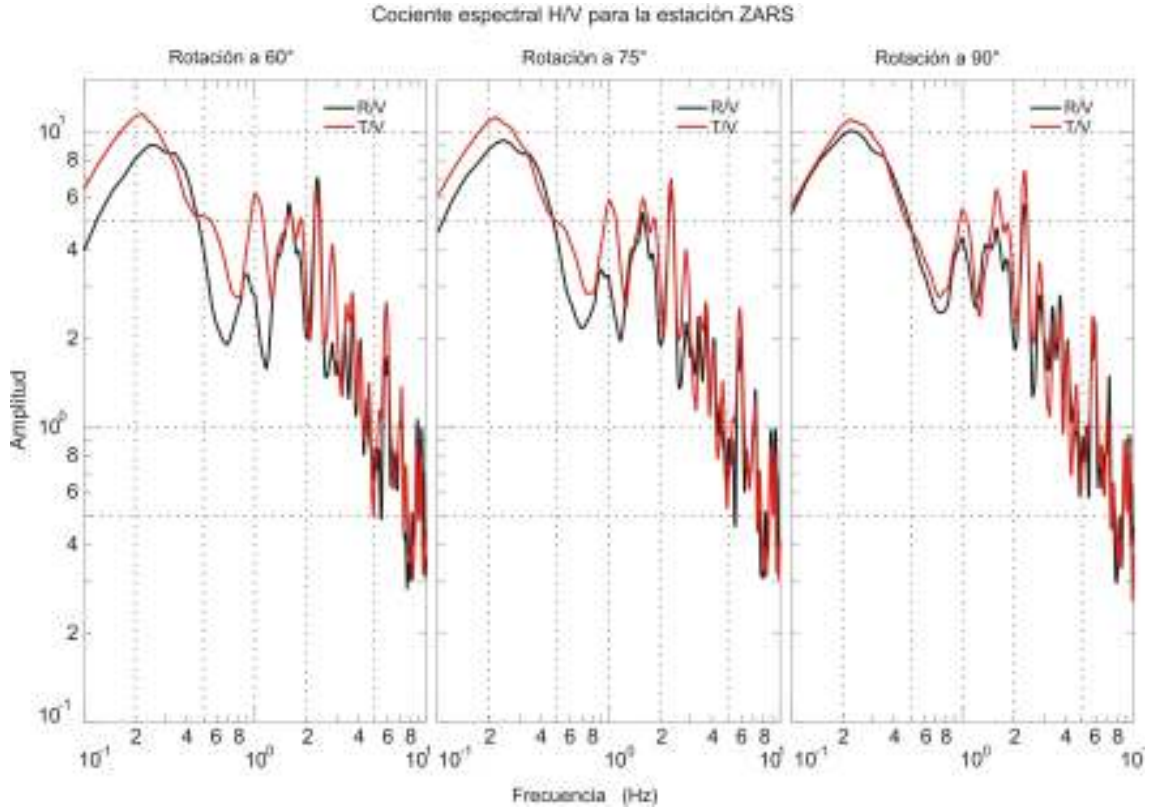
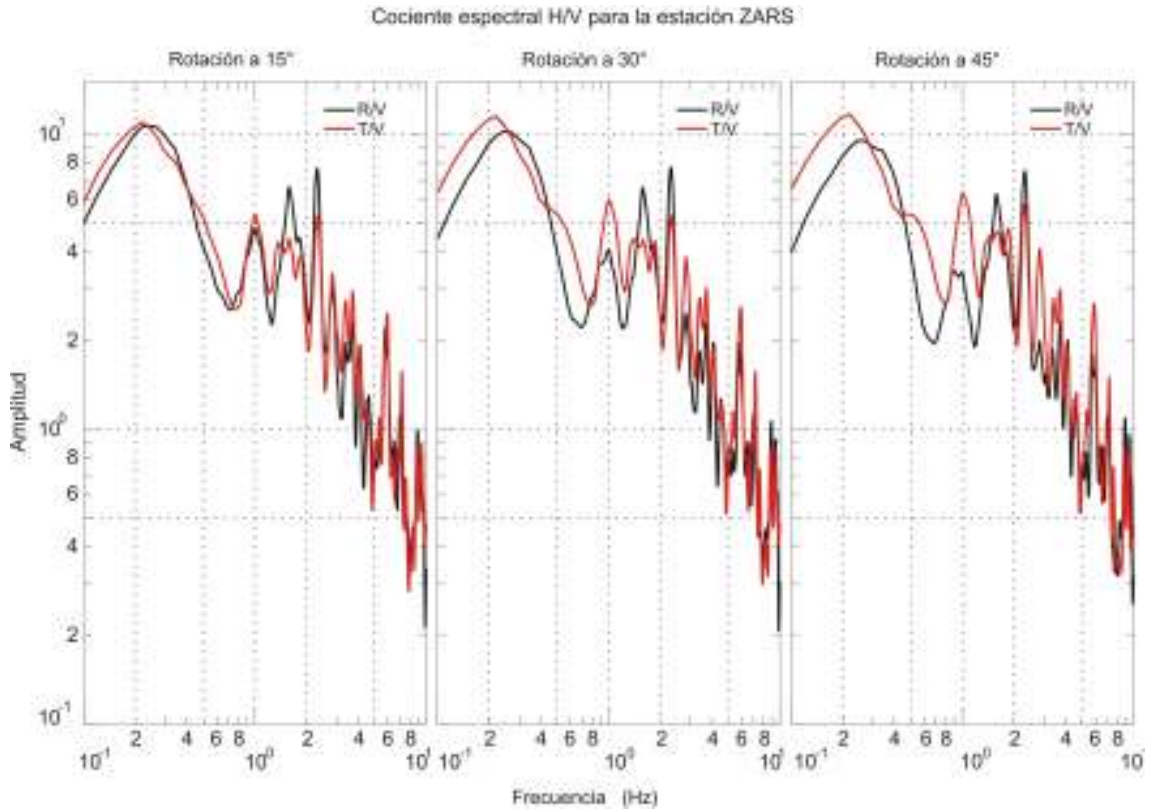


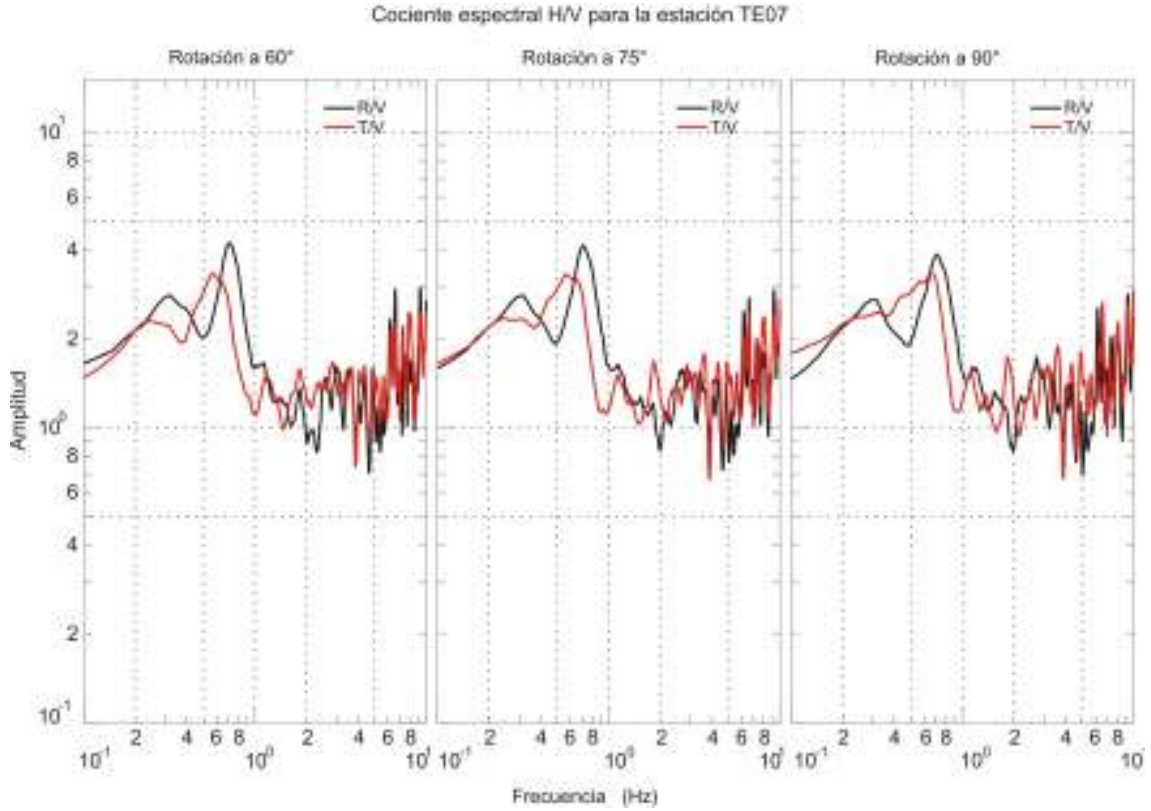
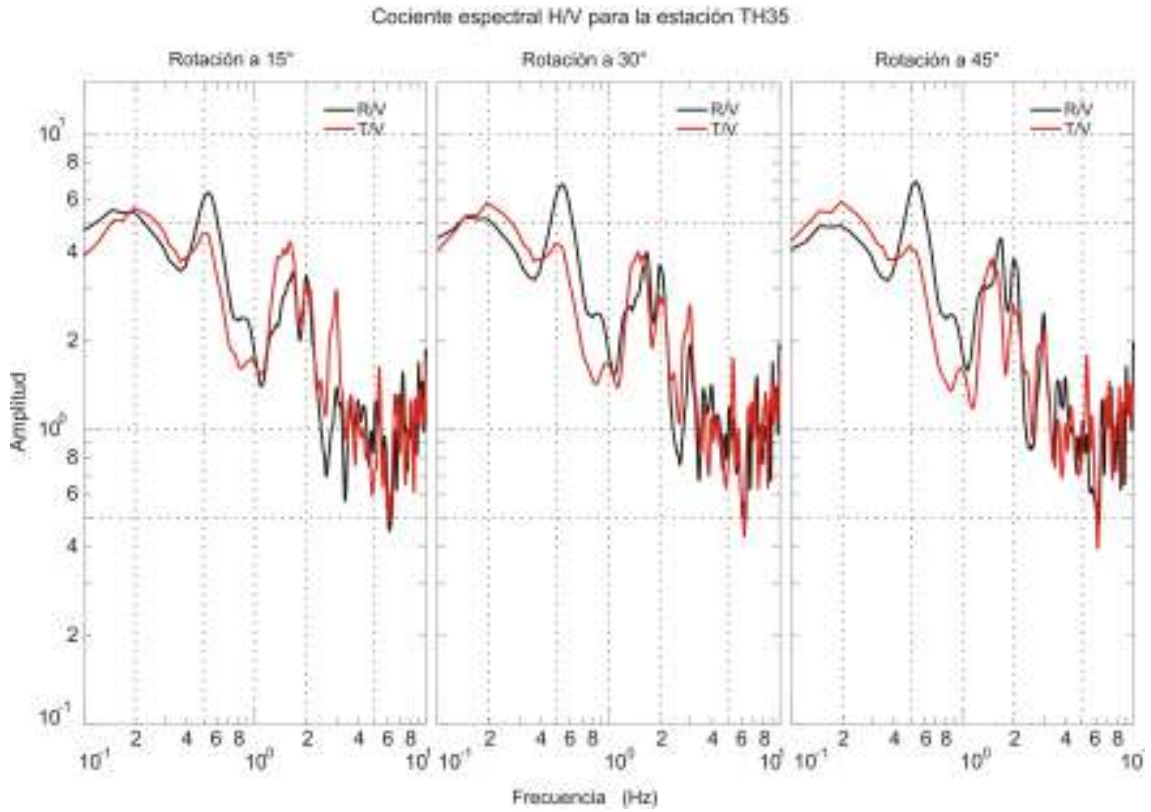
E. Cocientes espectrales H/V para las estaciones IMPS, TE07, UNKS, ZARS y TH35.





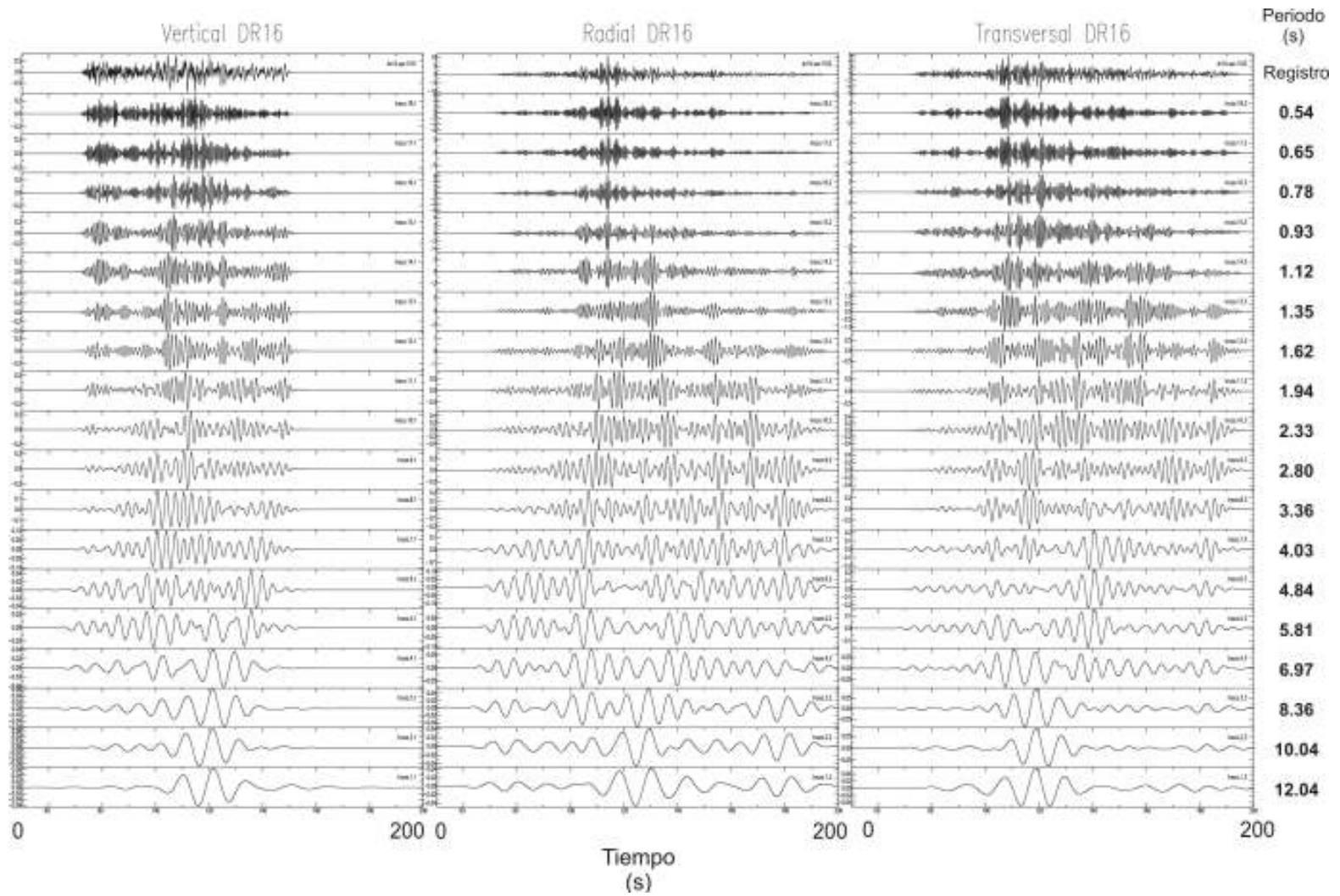


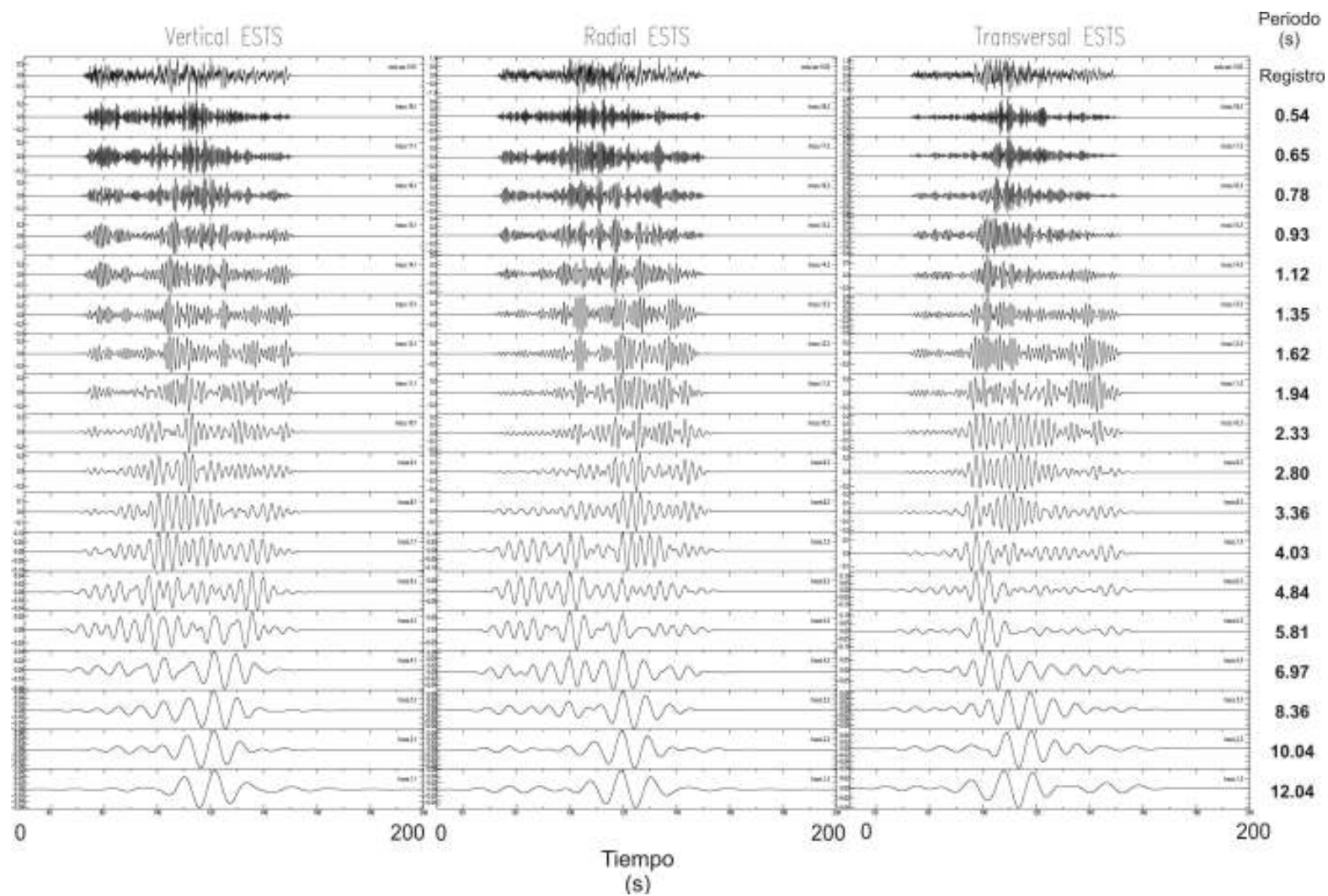


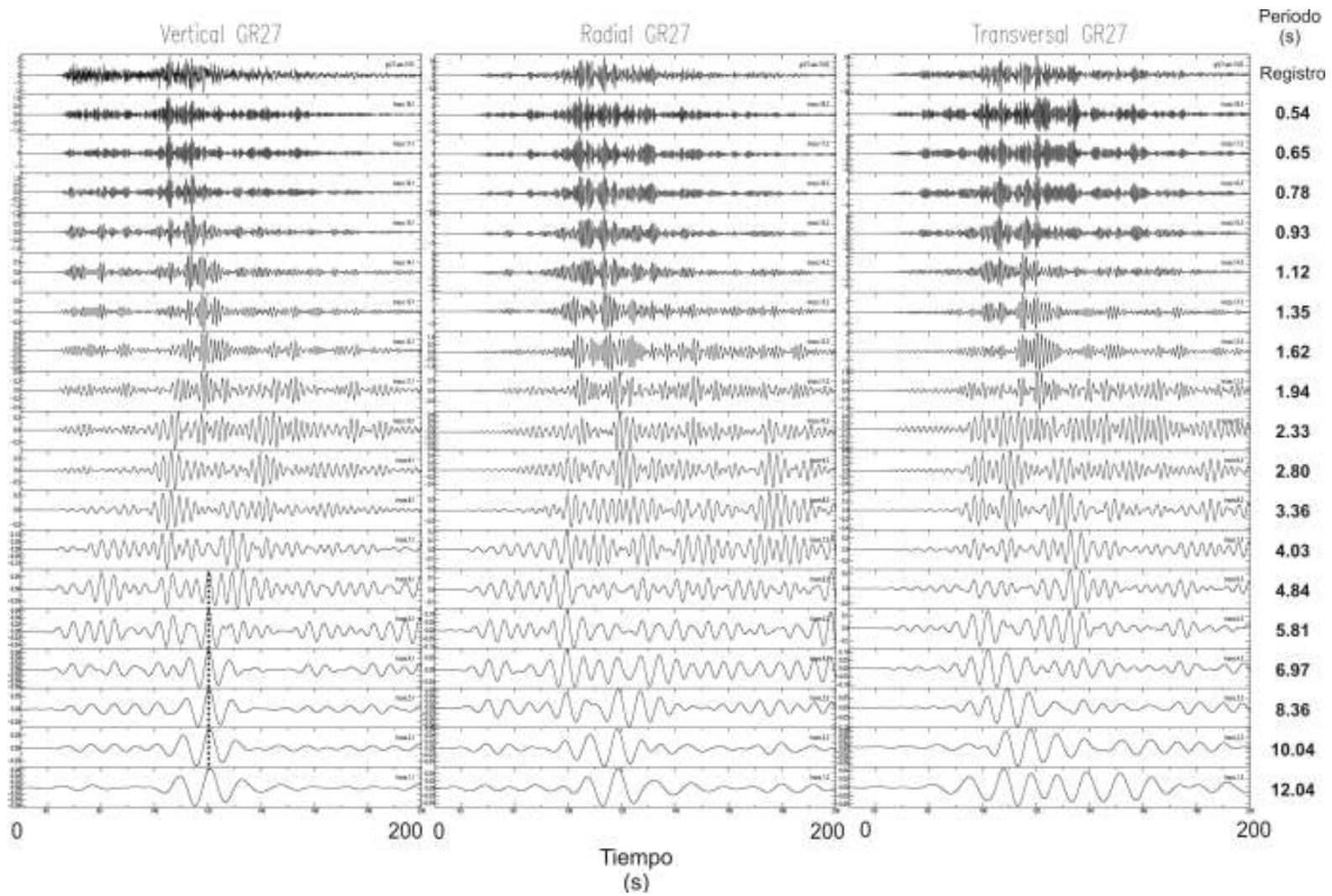


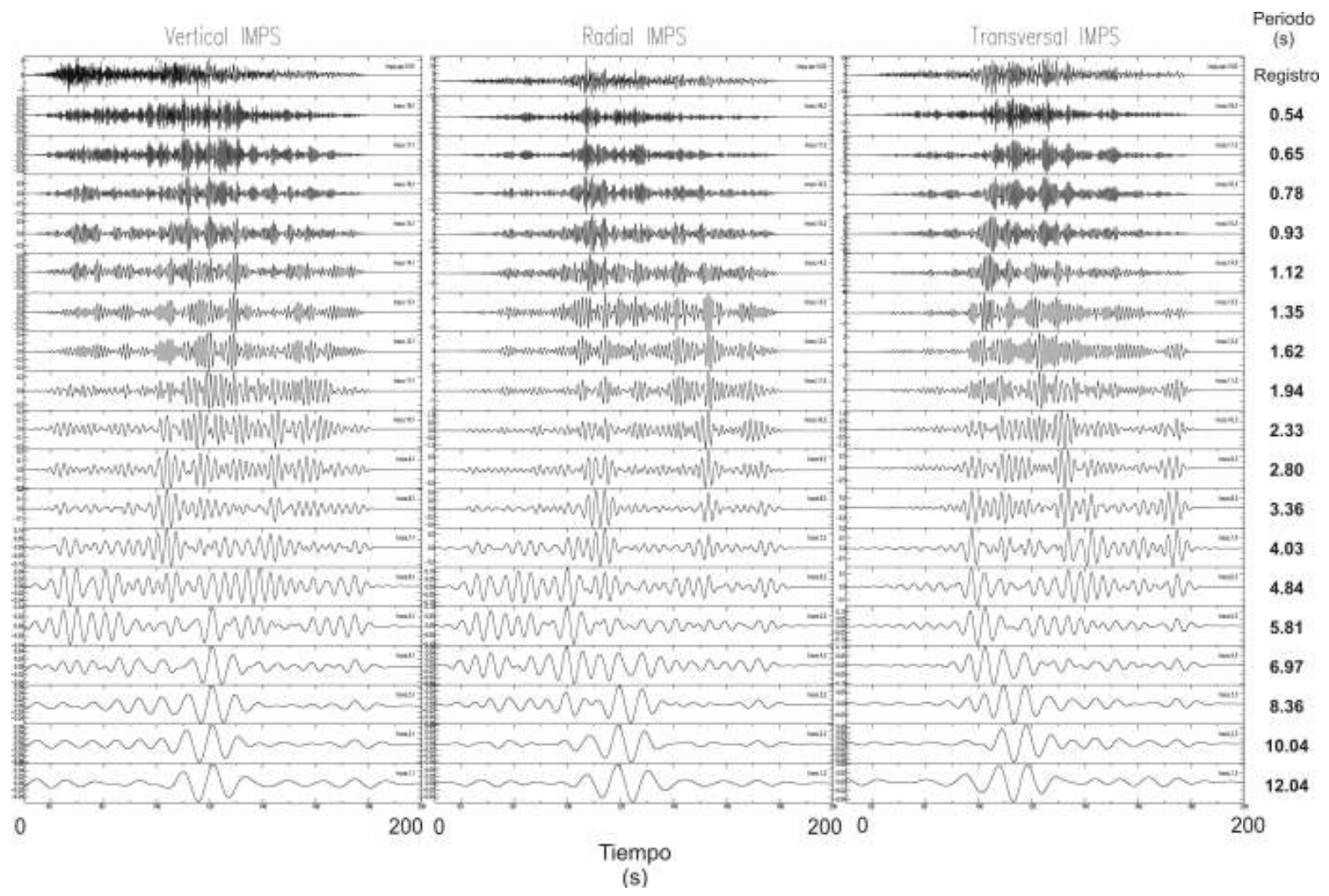
A. Registros filtrados de todas las estaciones.

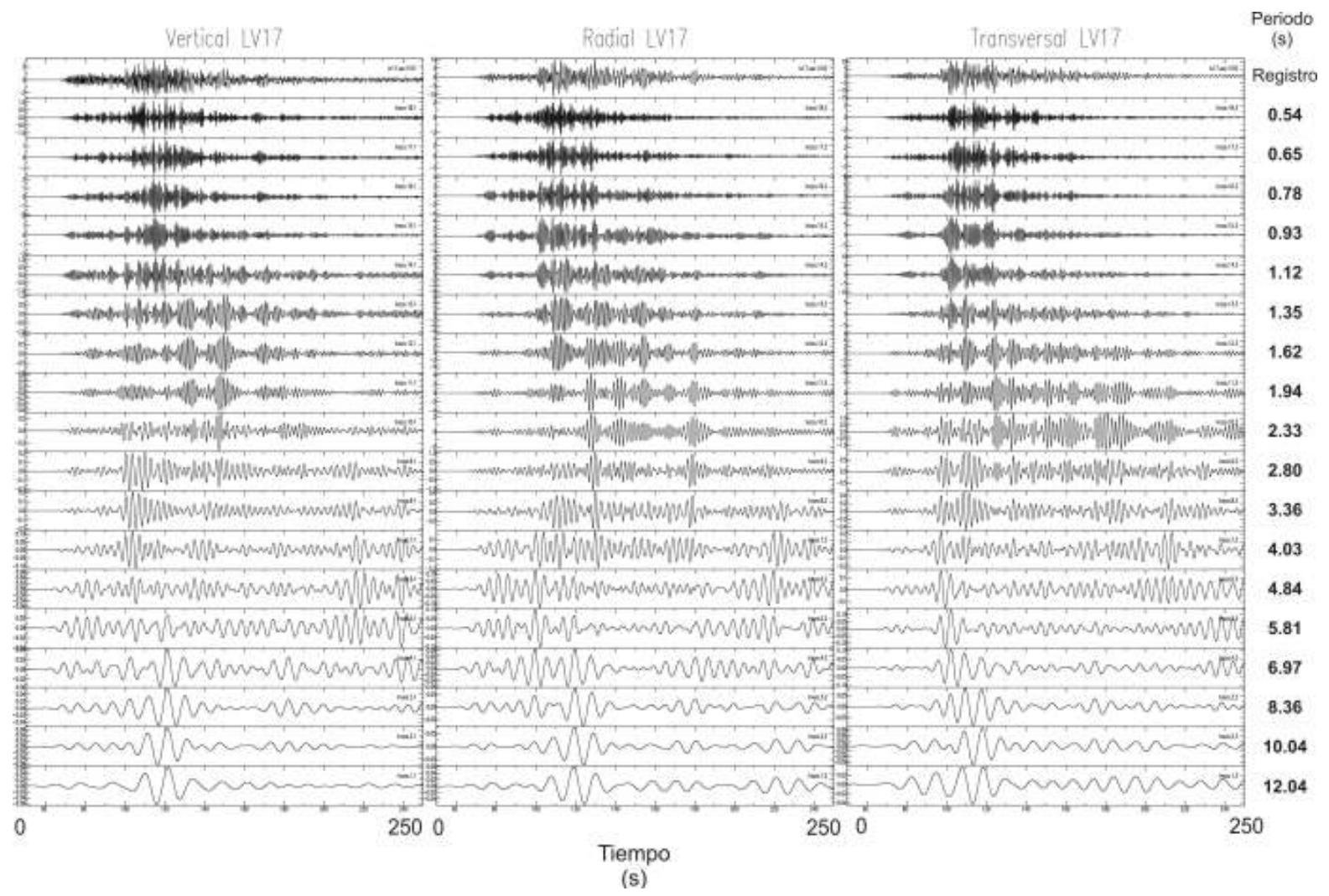
Arreglo A1



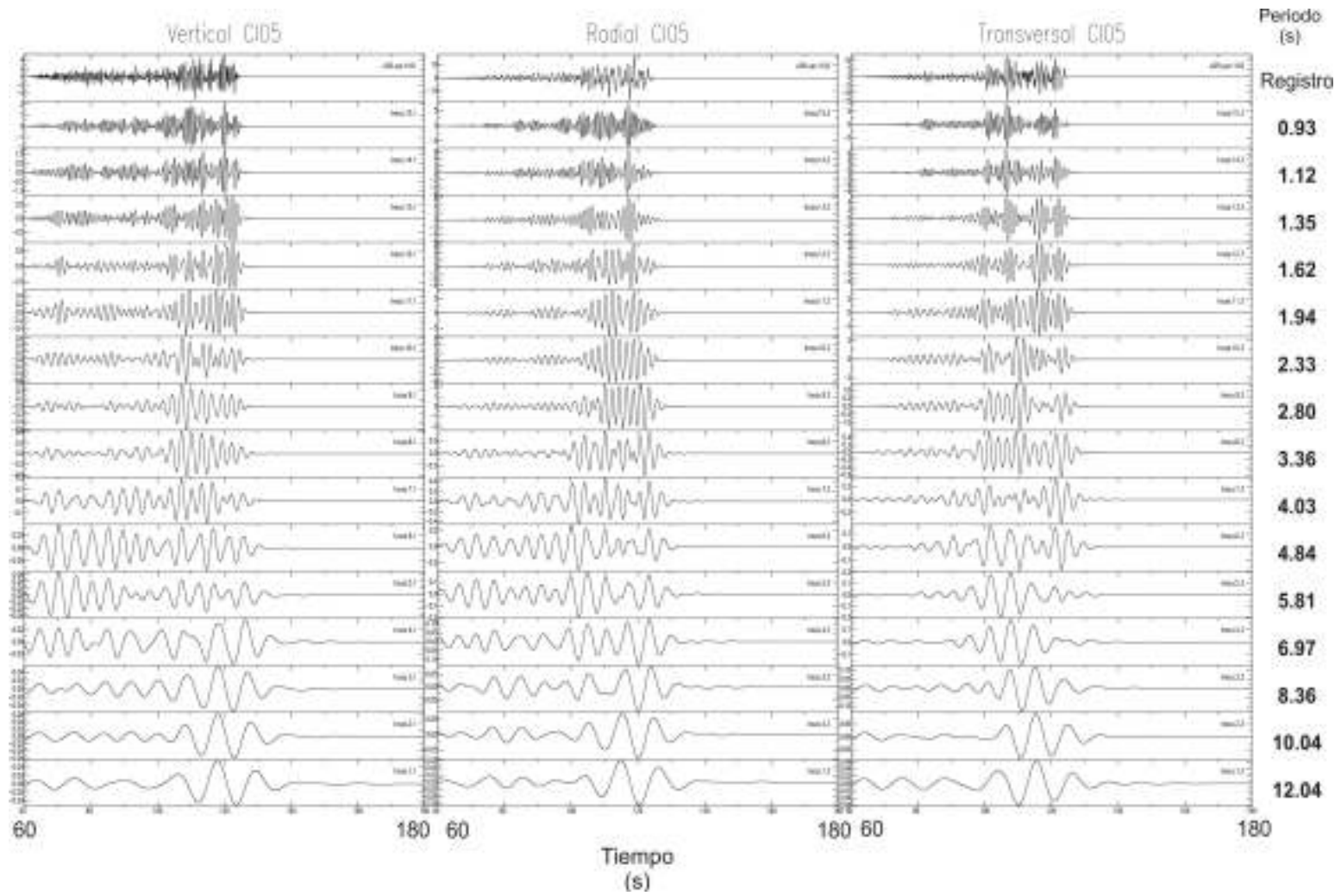


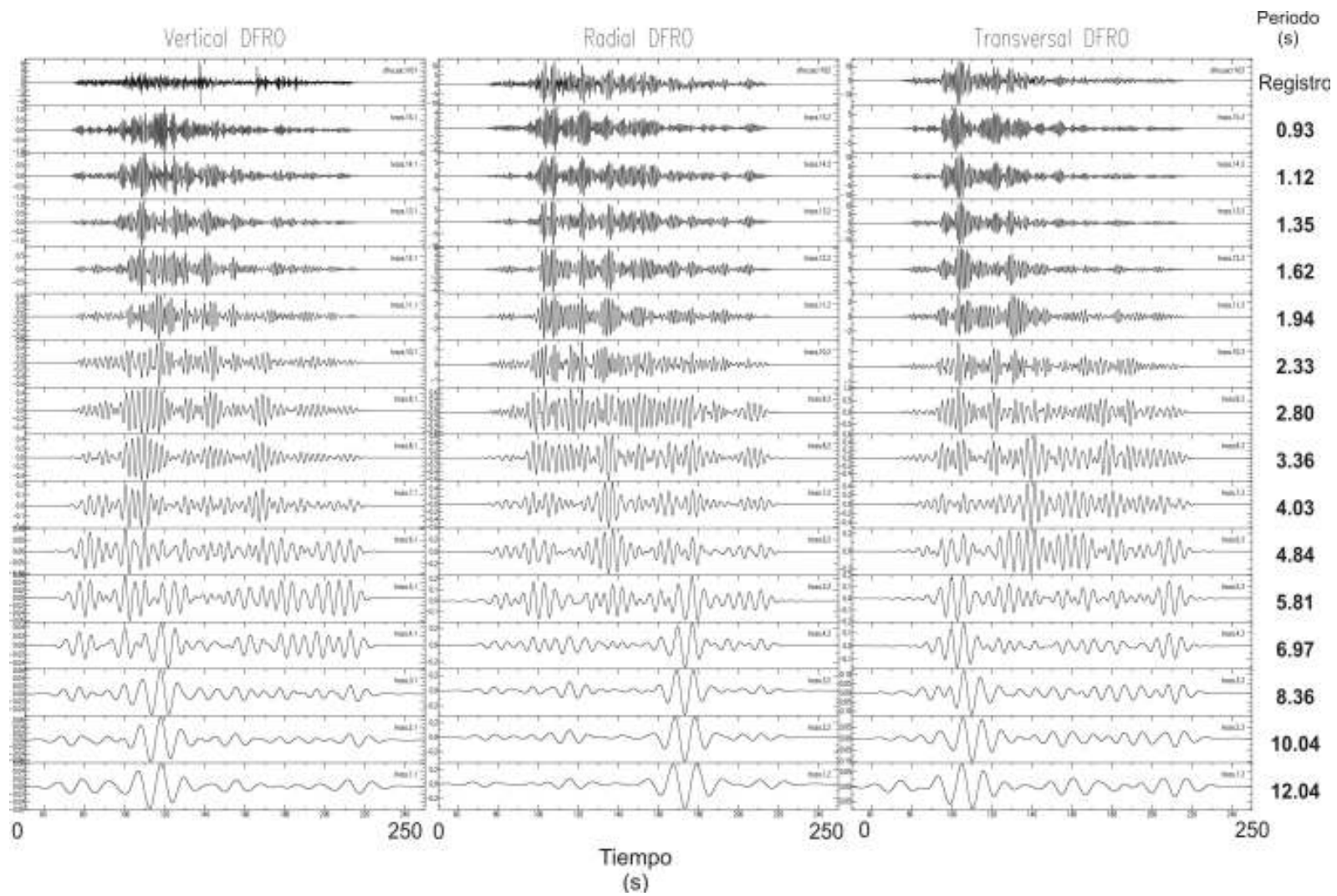


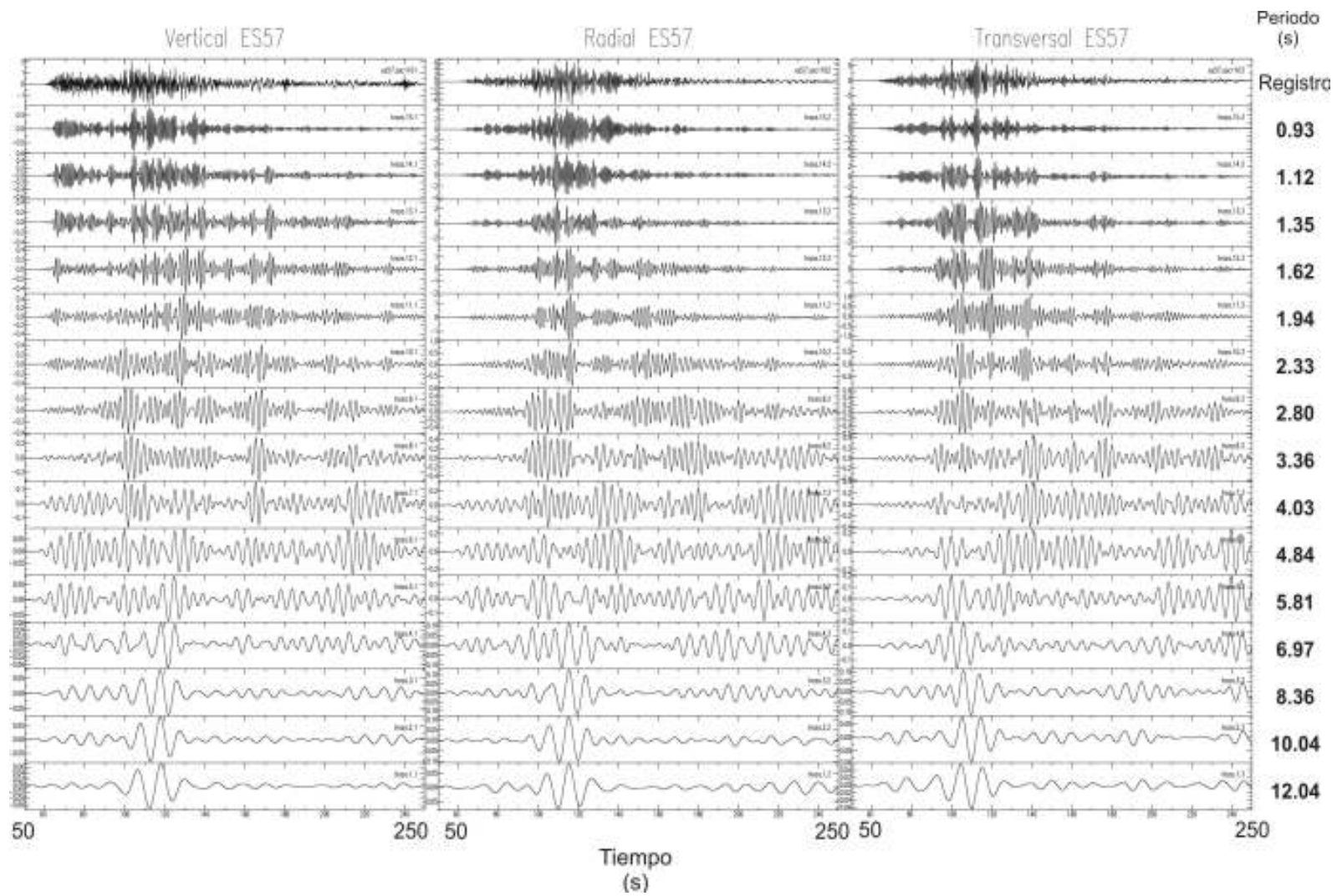


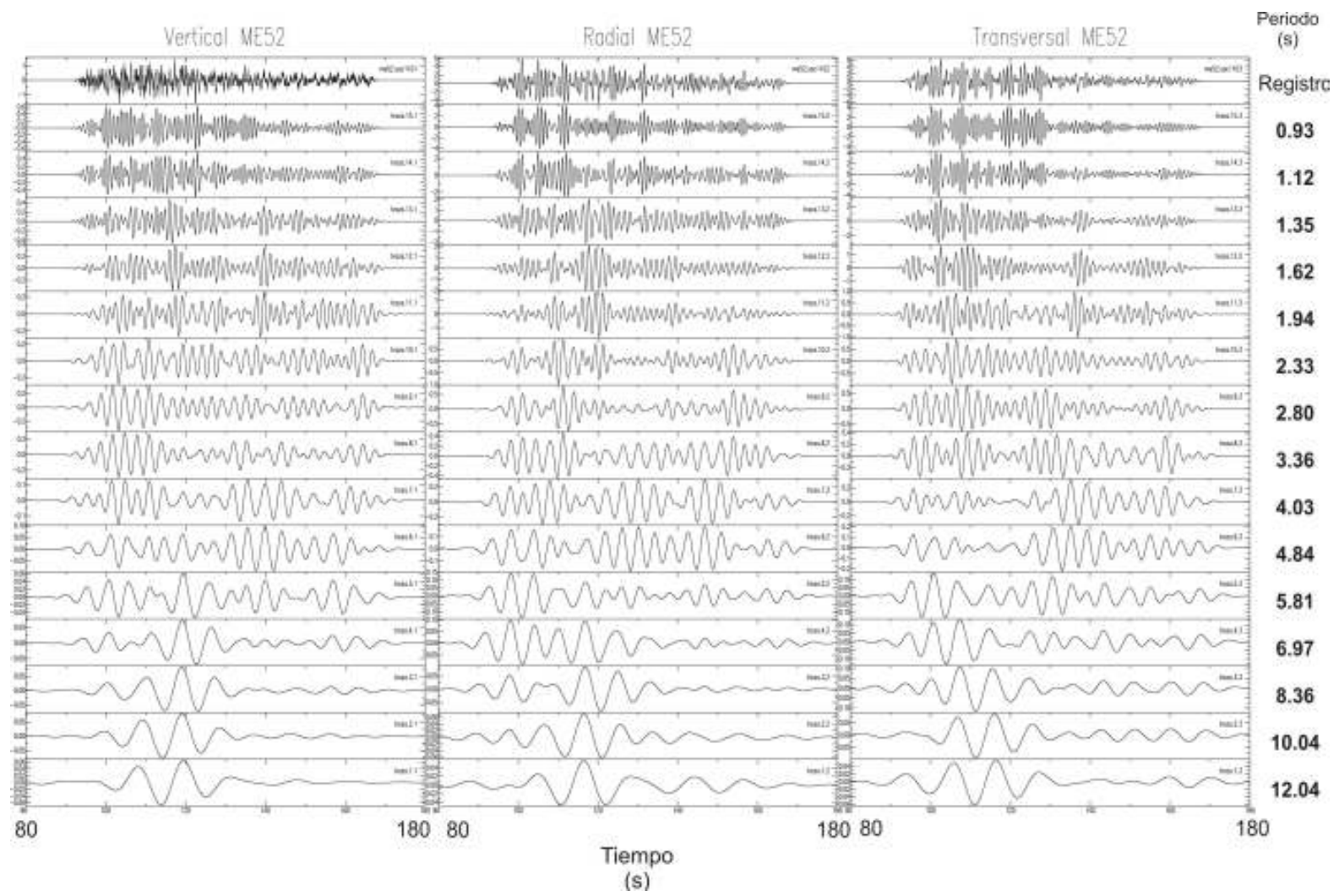


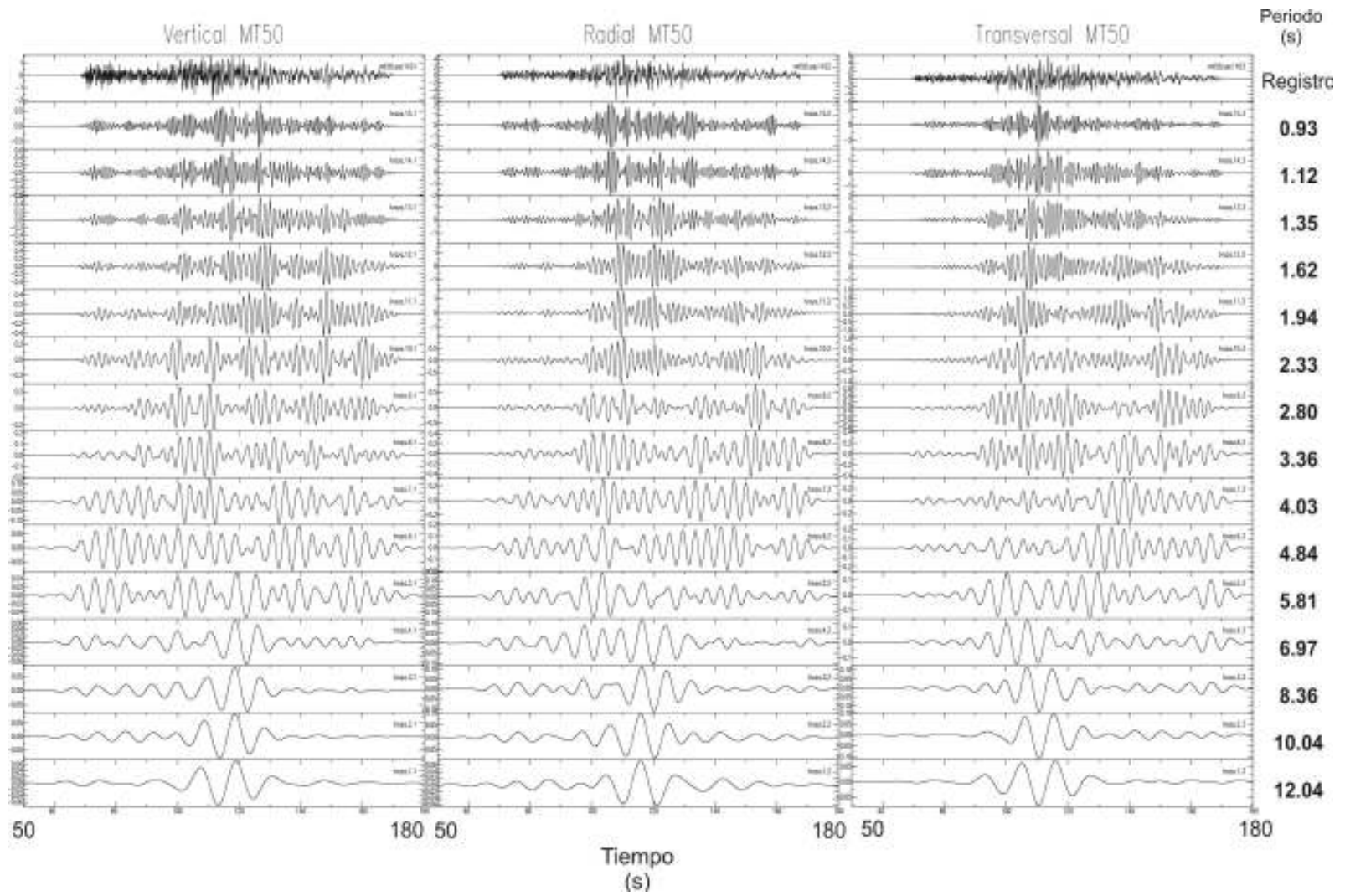
Arreglo A2

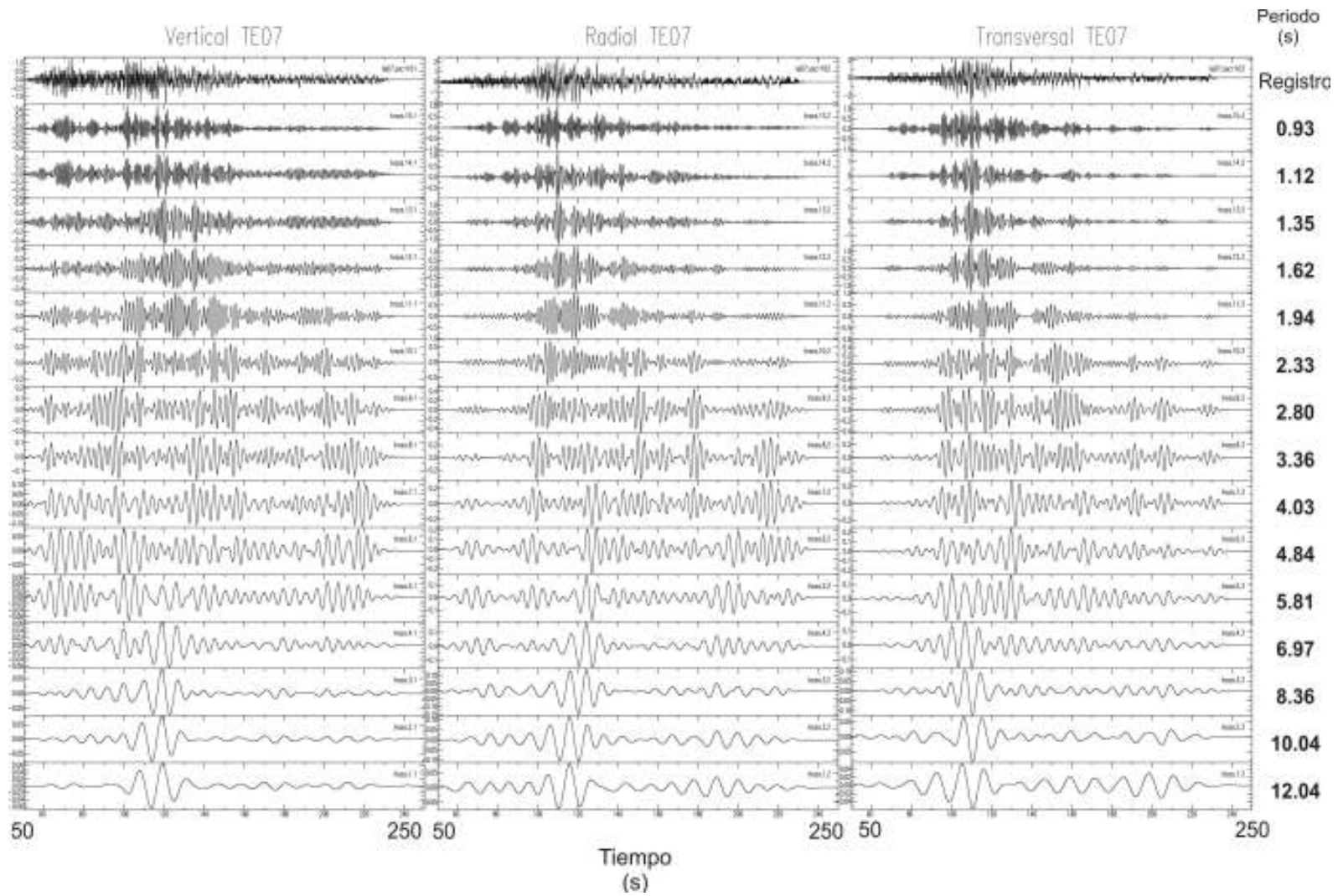


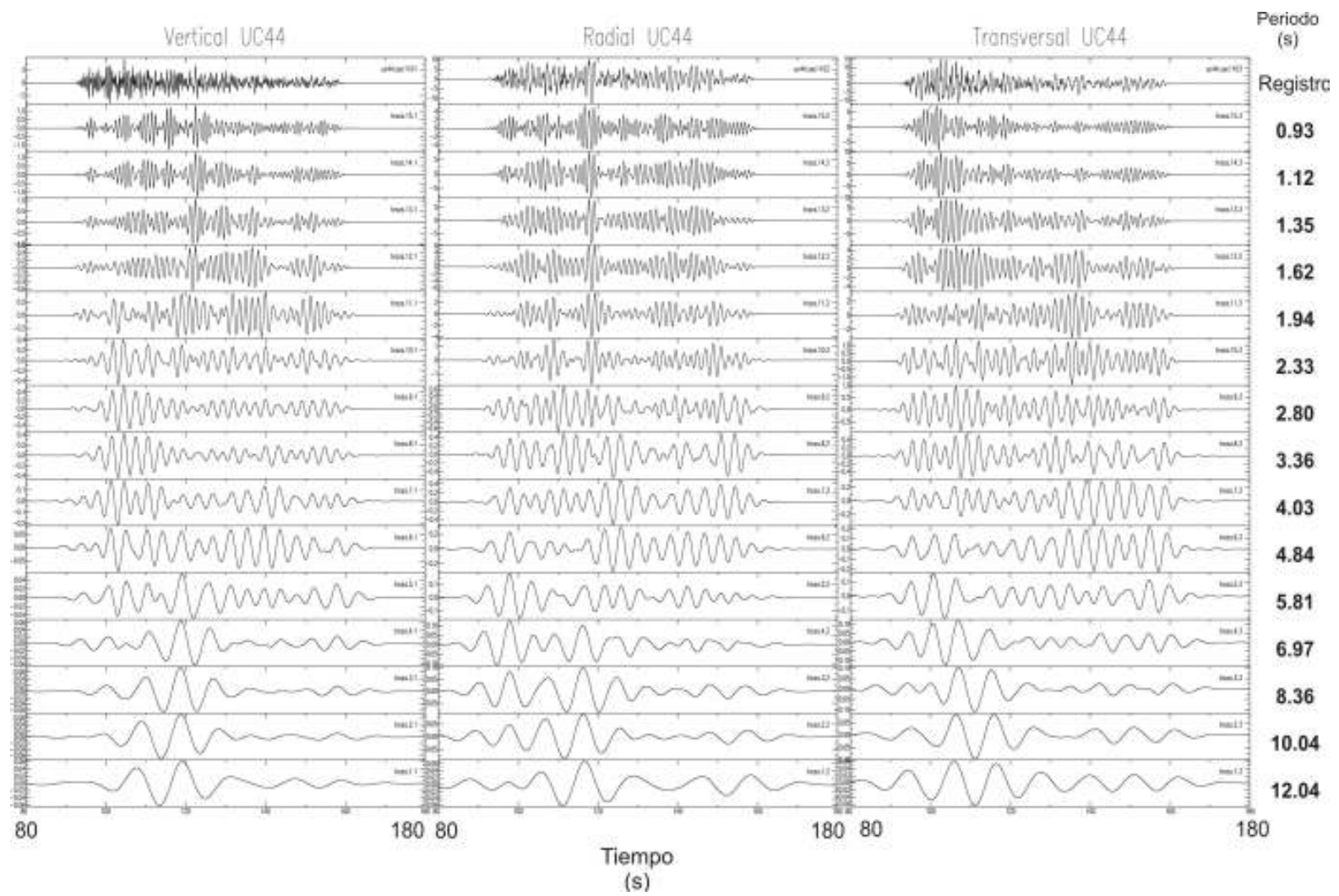




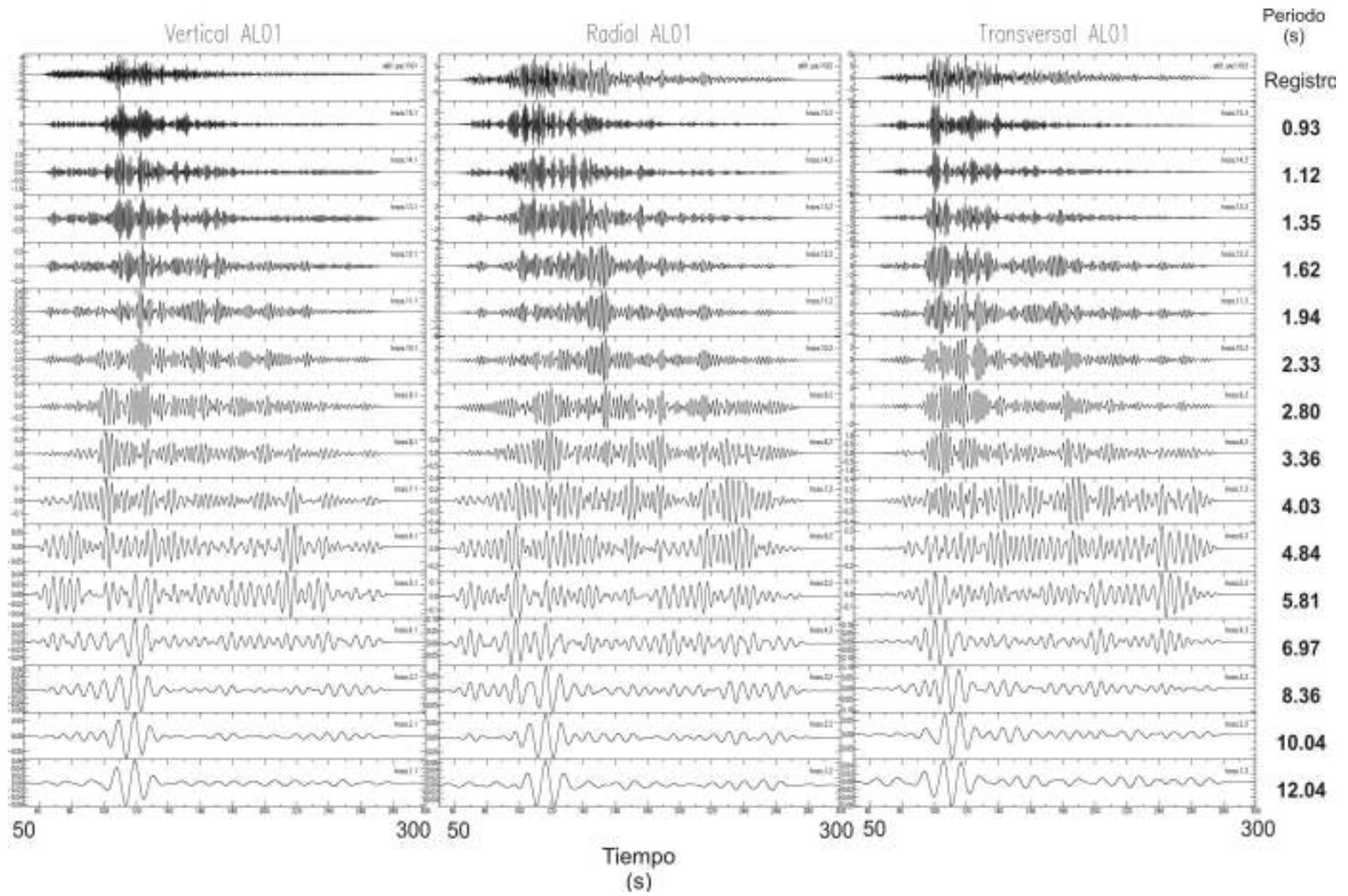


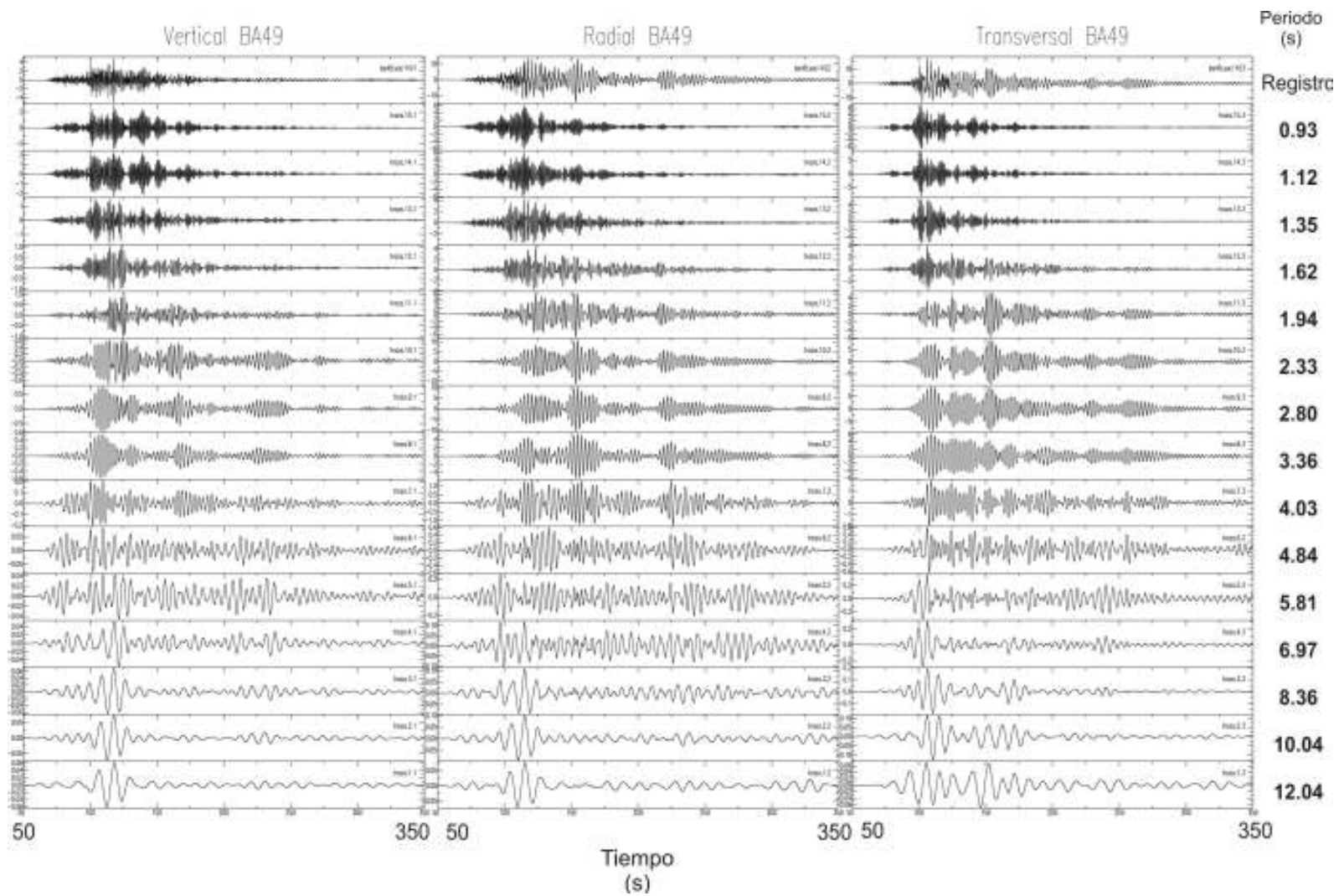


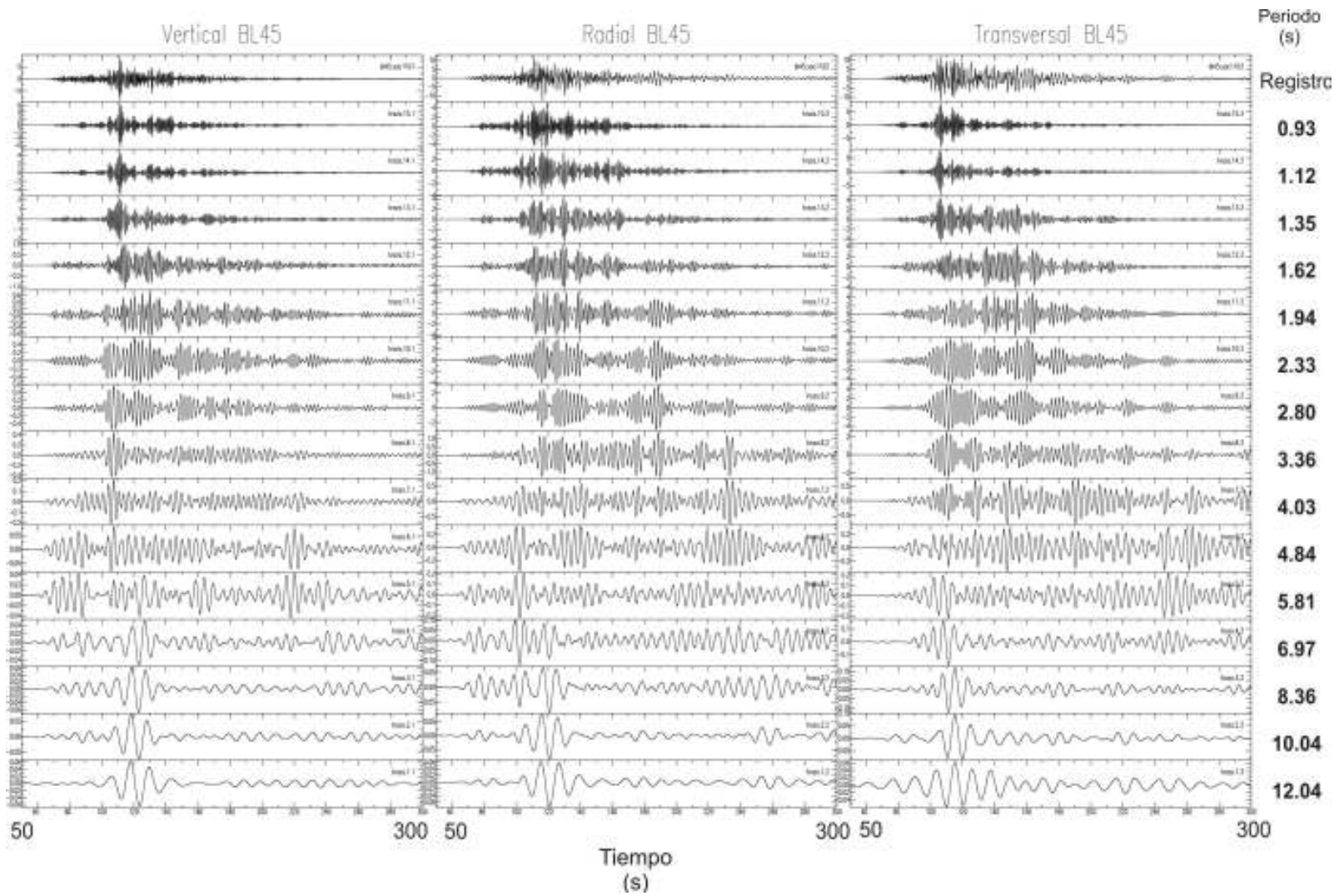


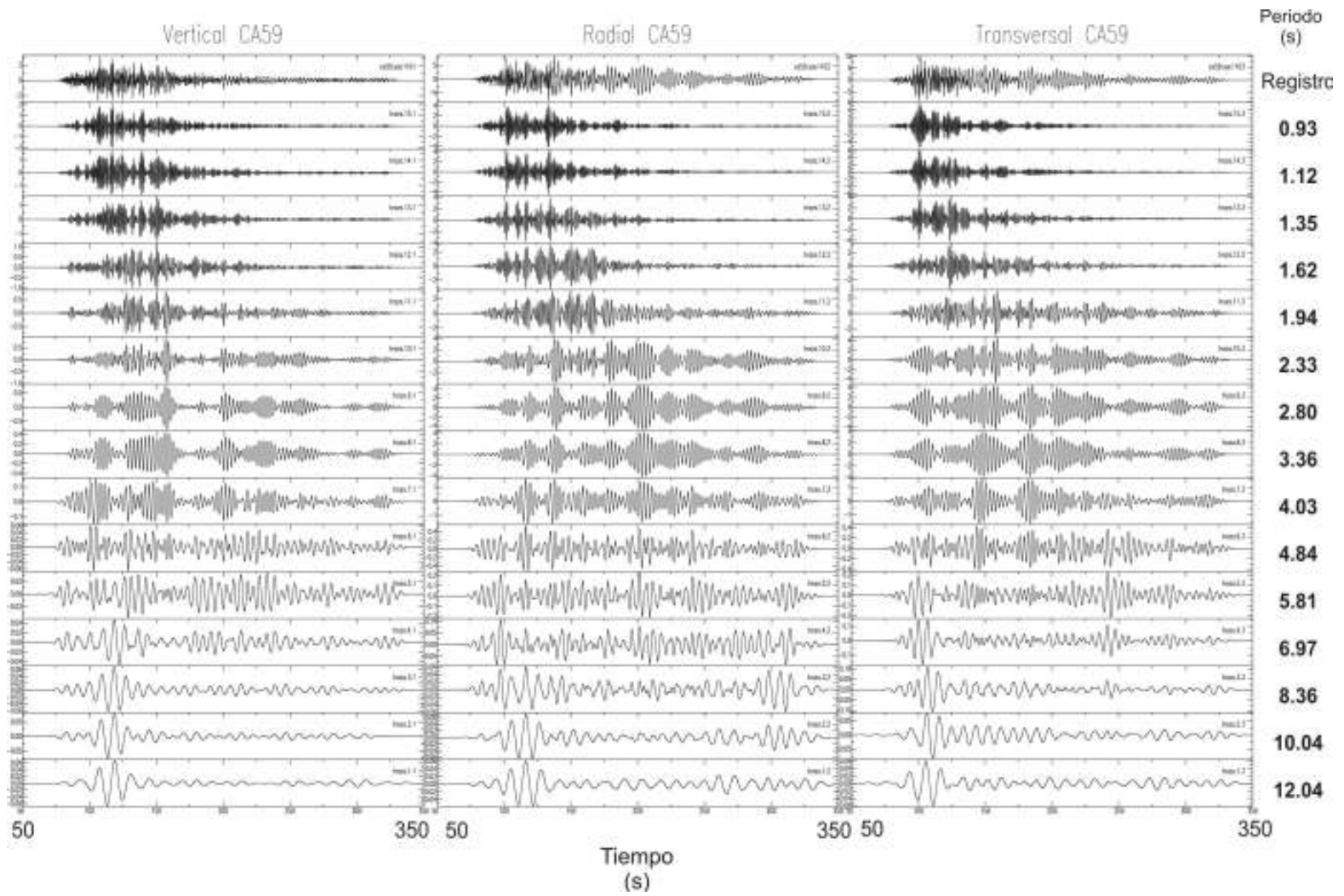


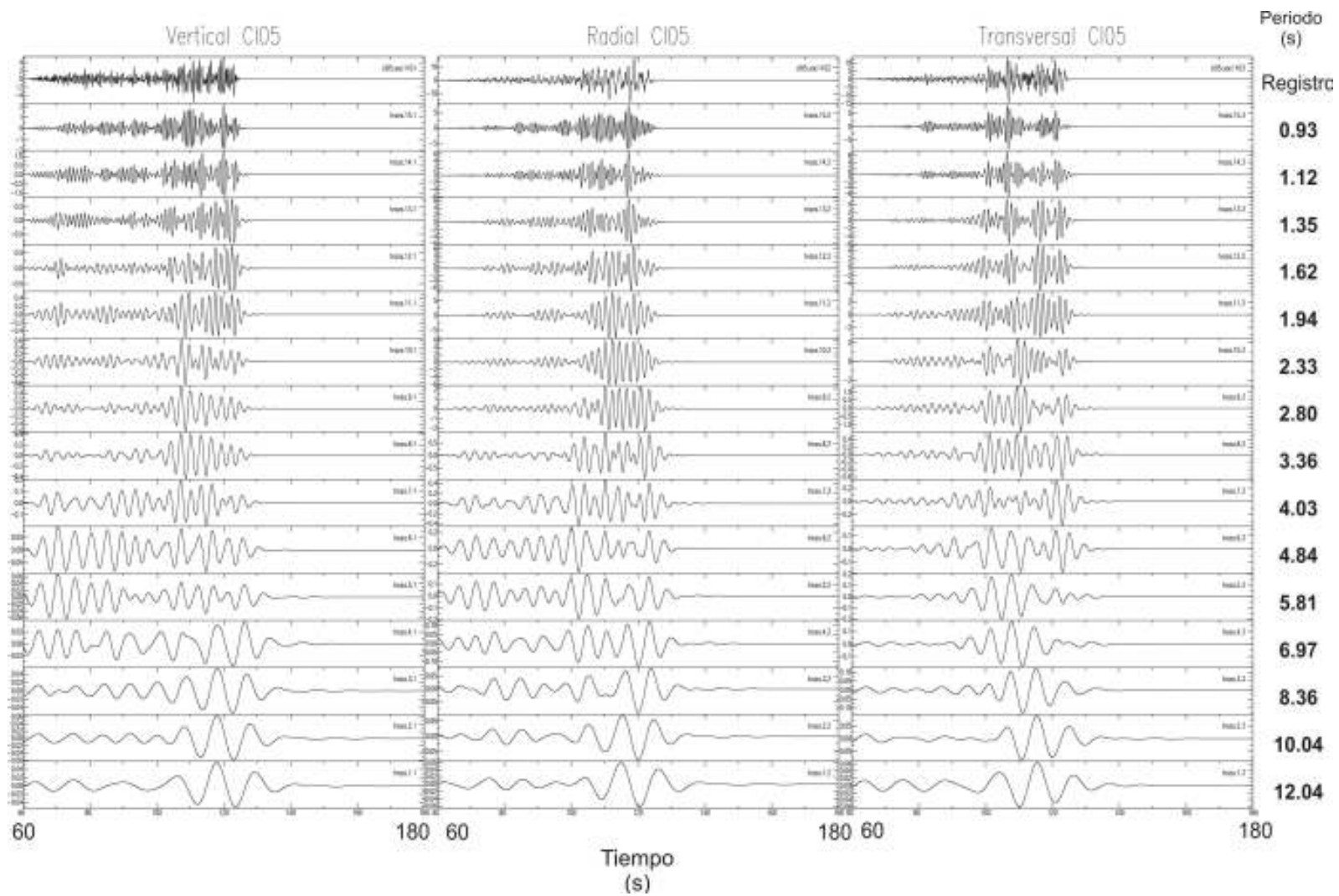
Arreglo A3

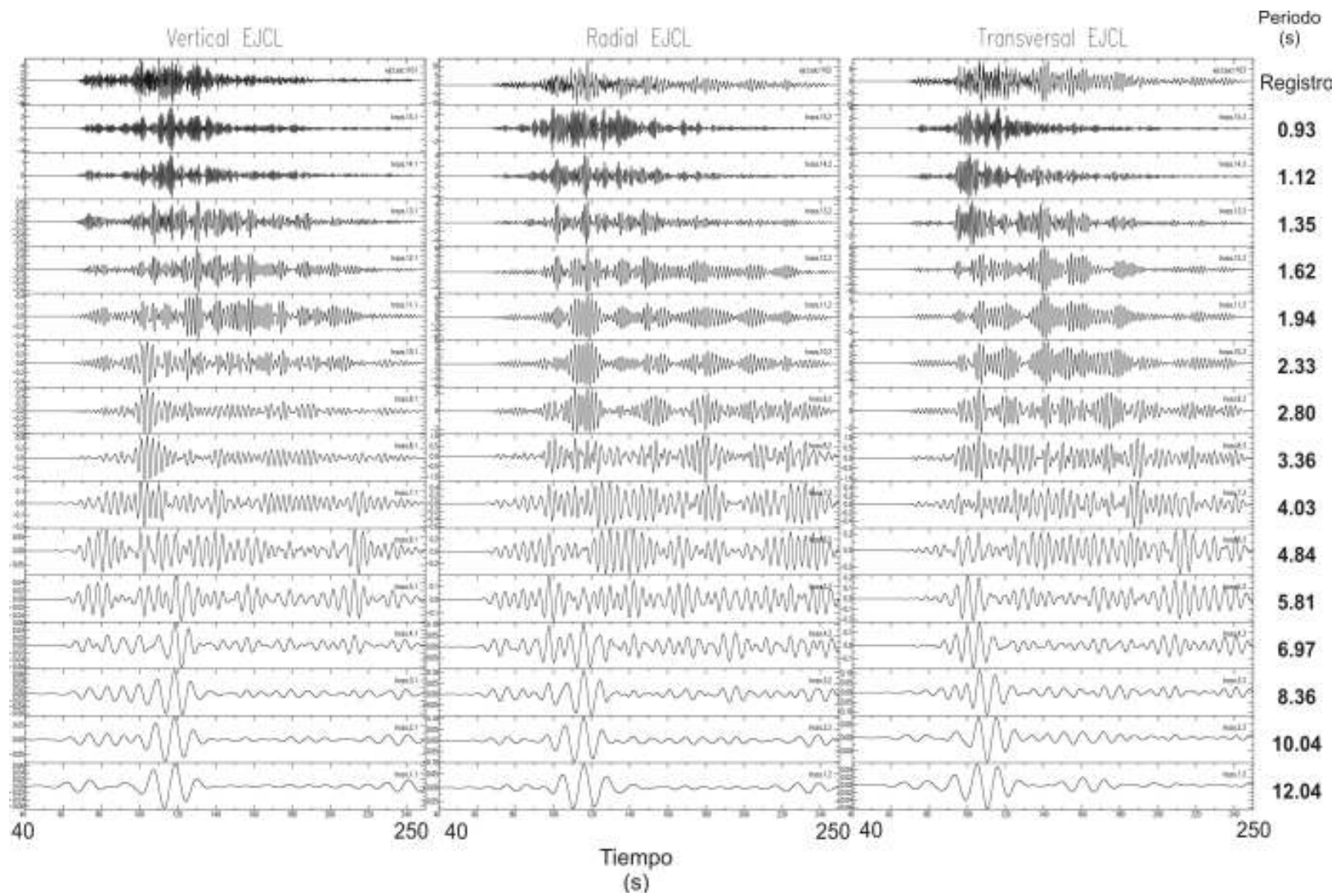


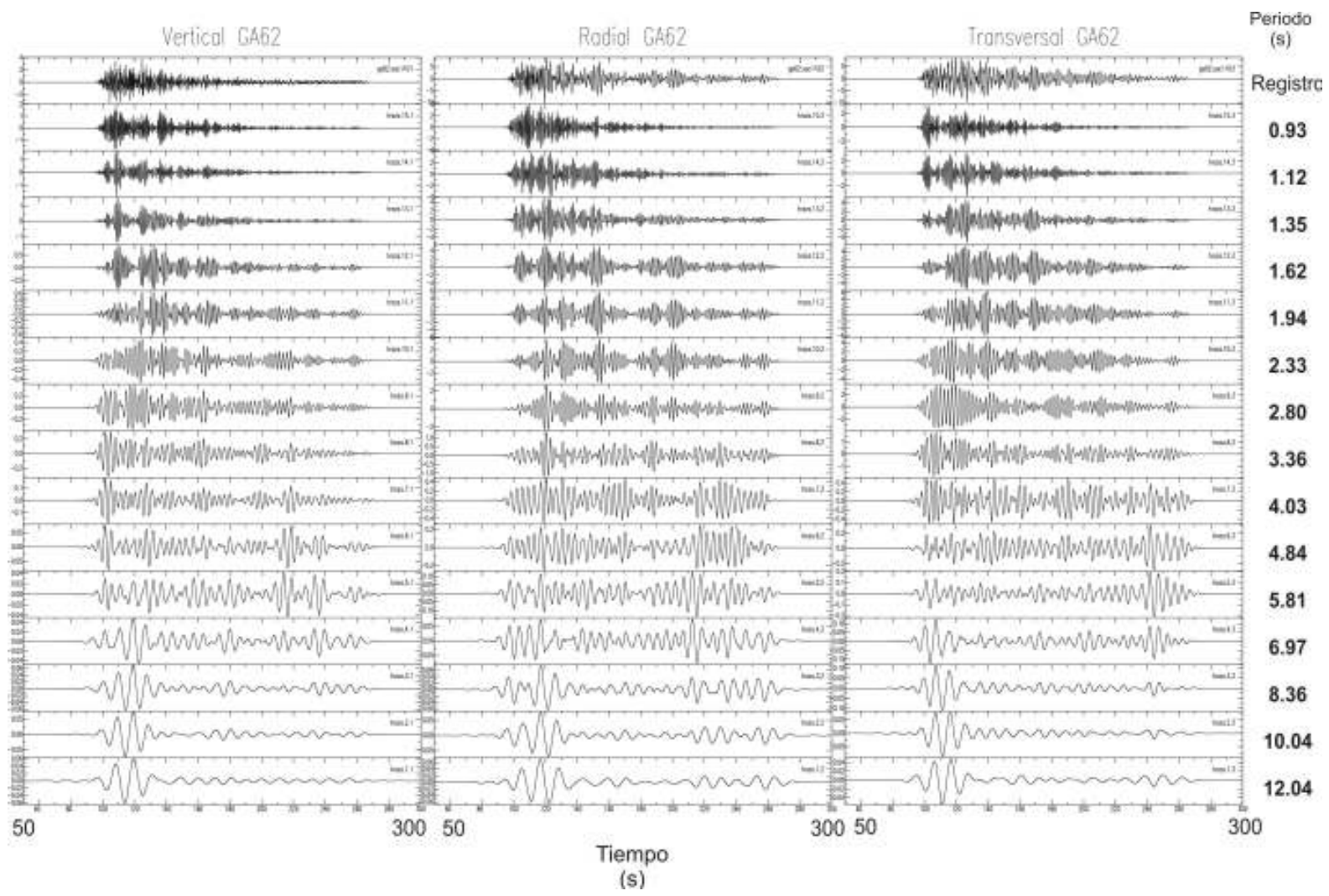


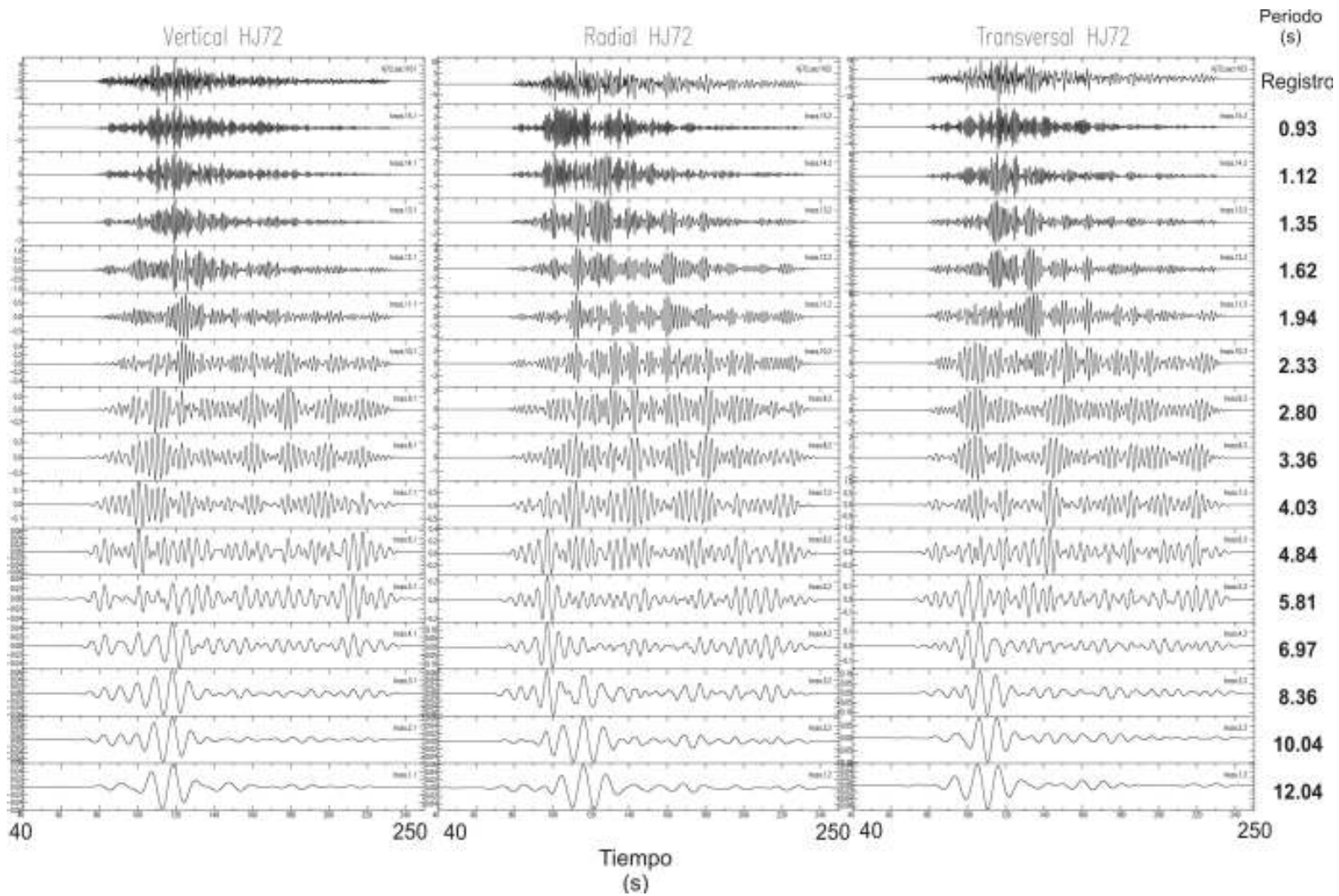


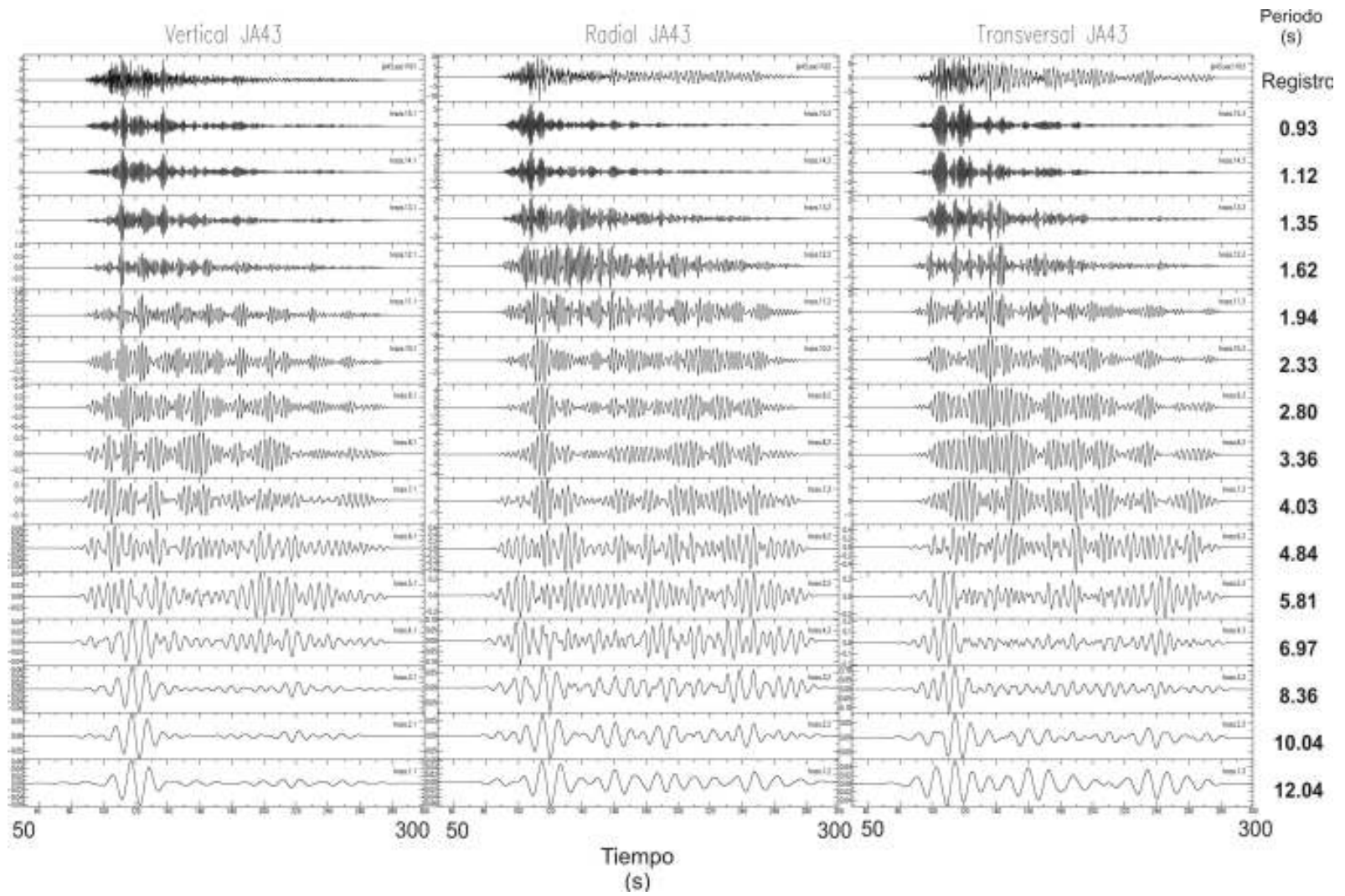


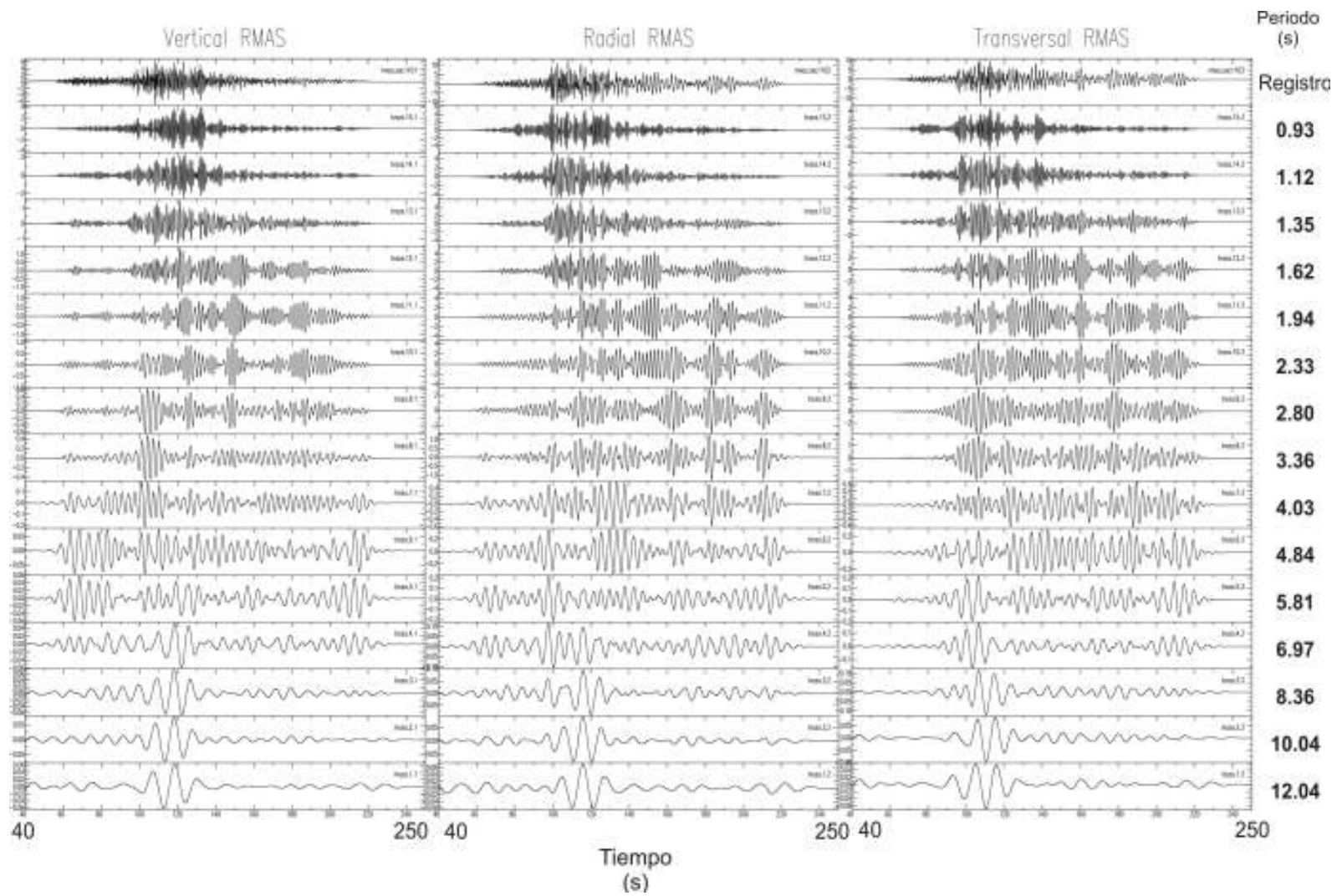


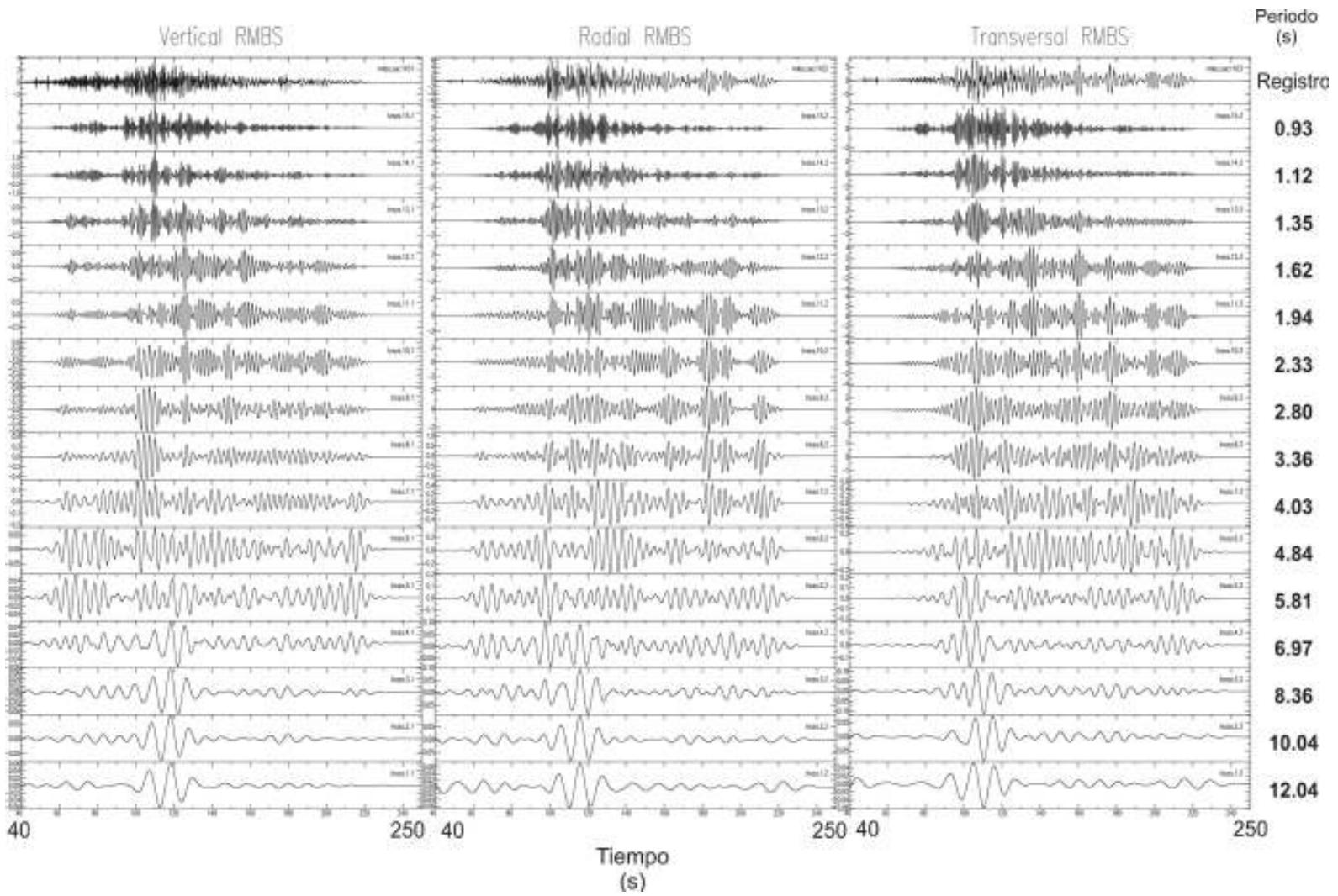


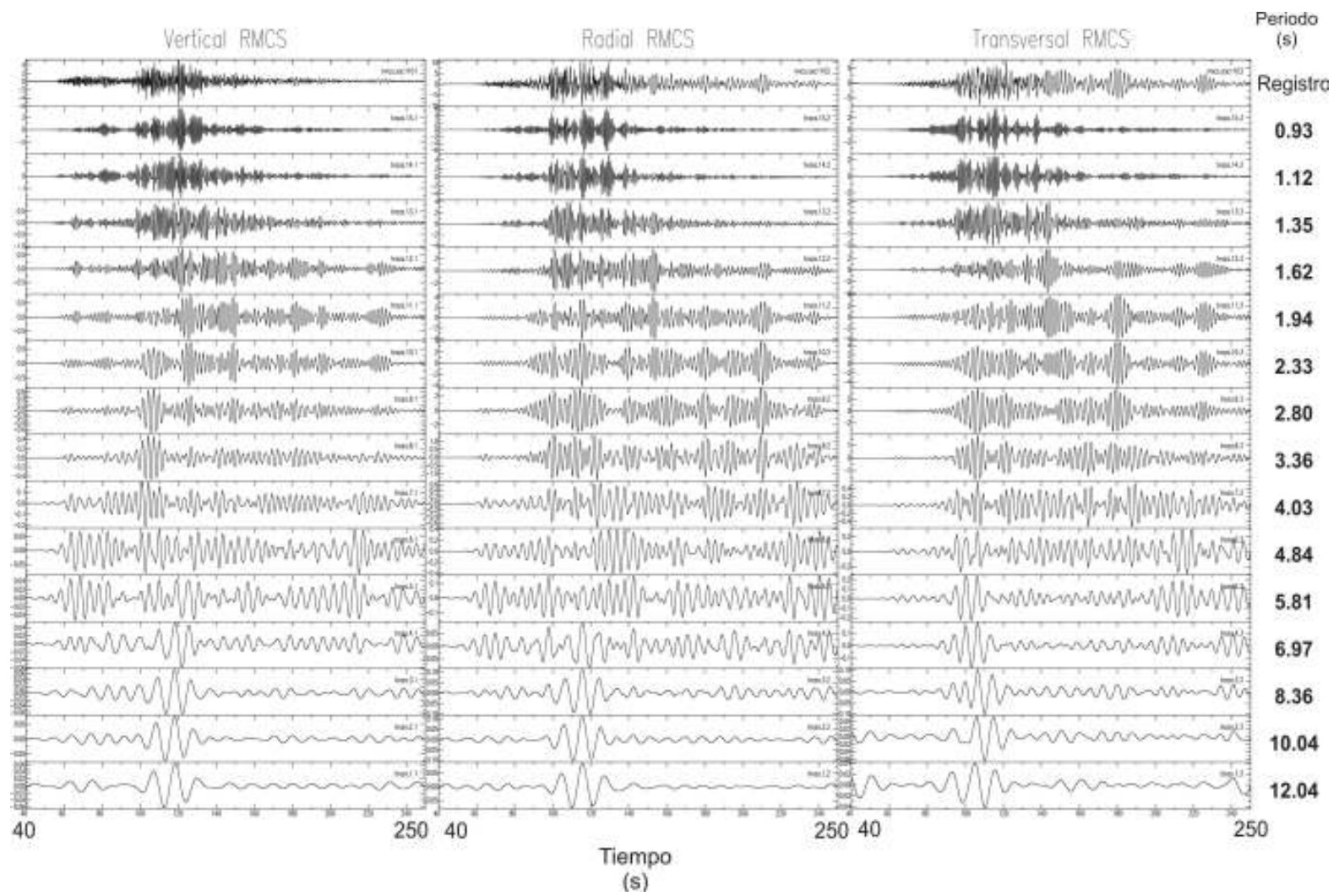


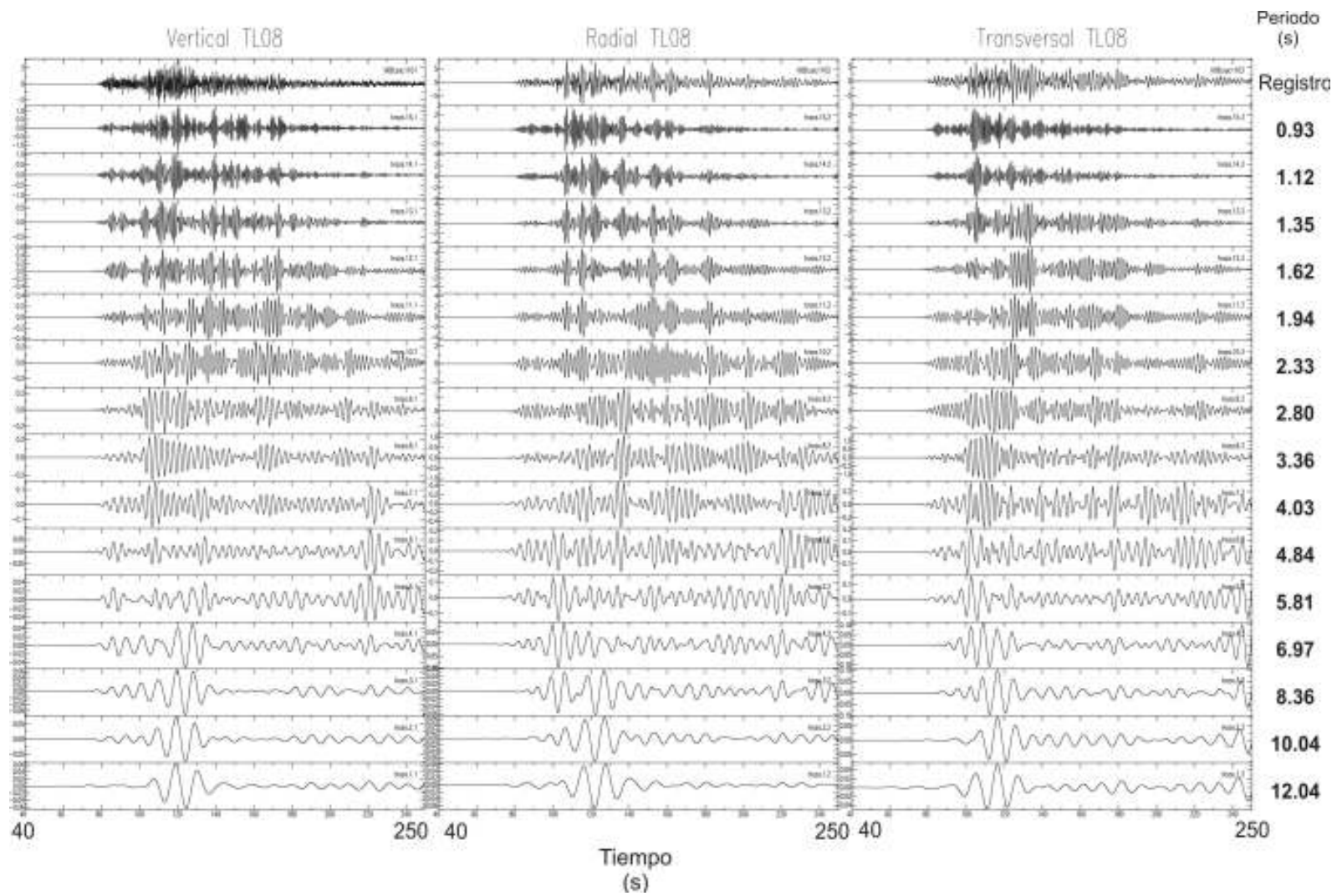


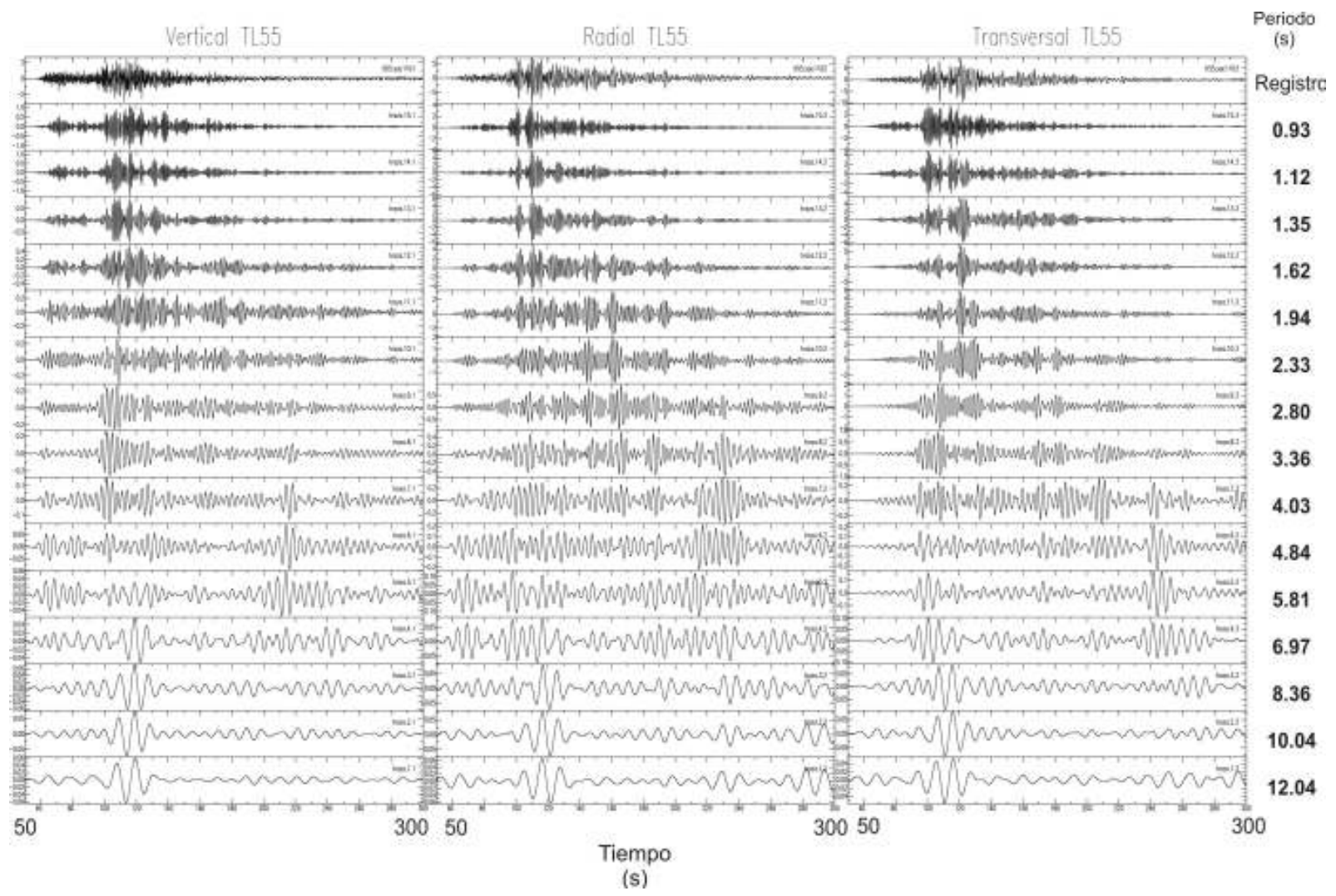


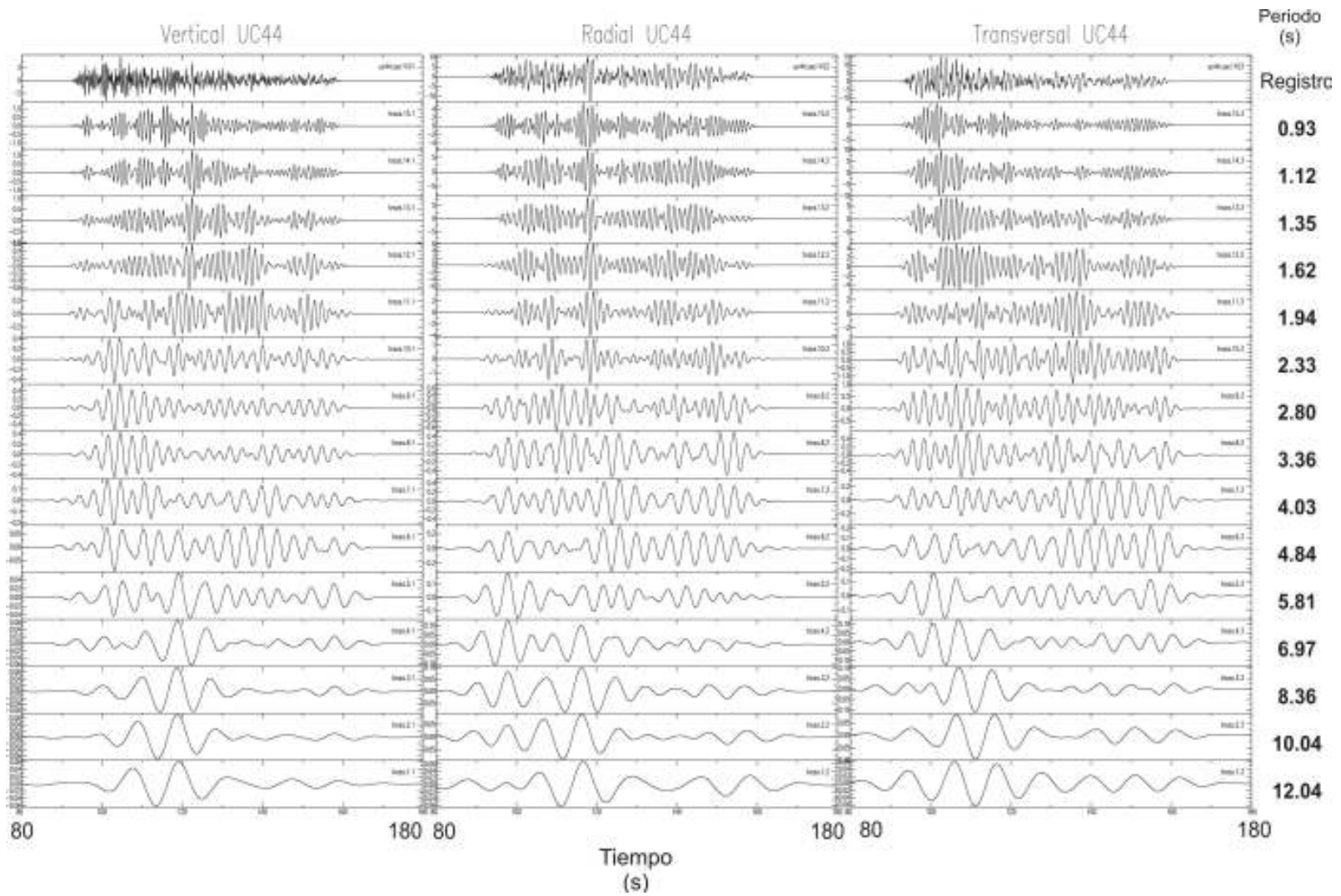


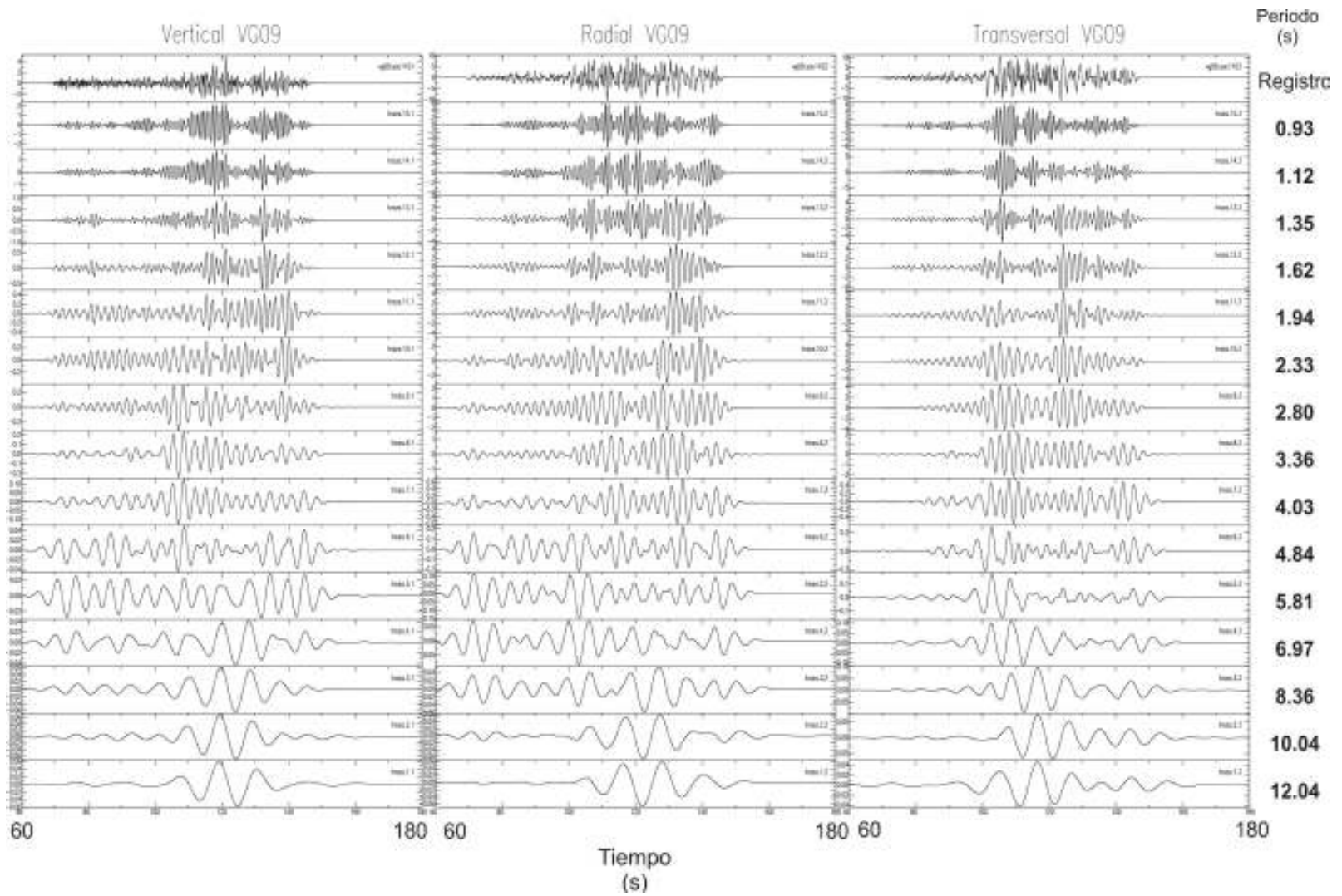


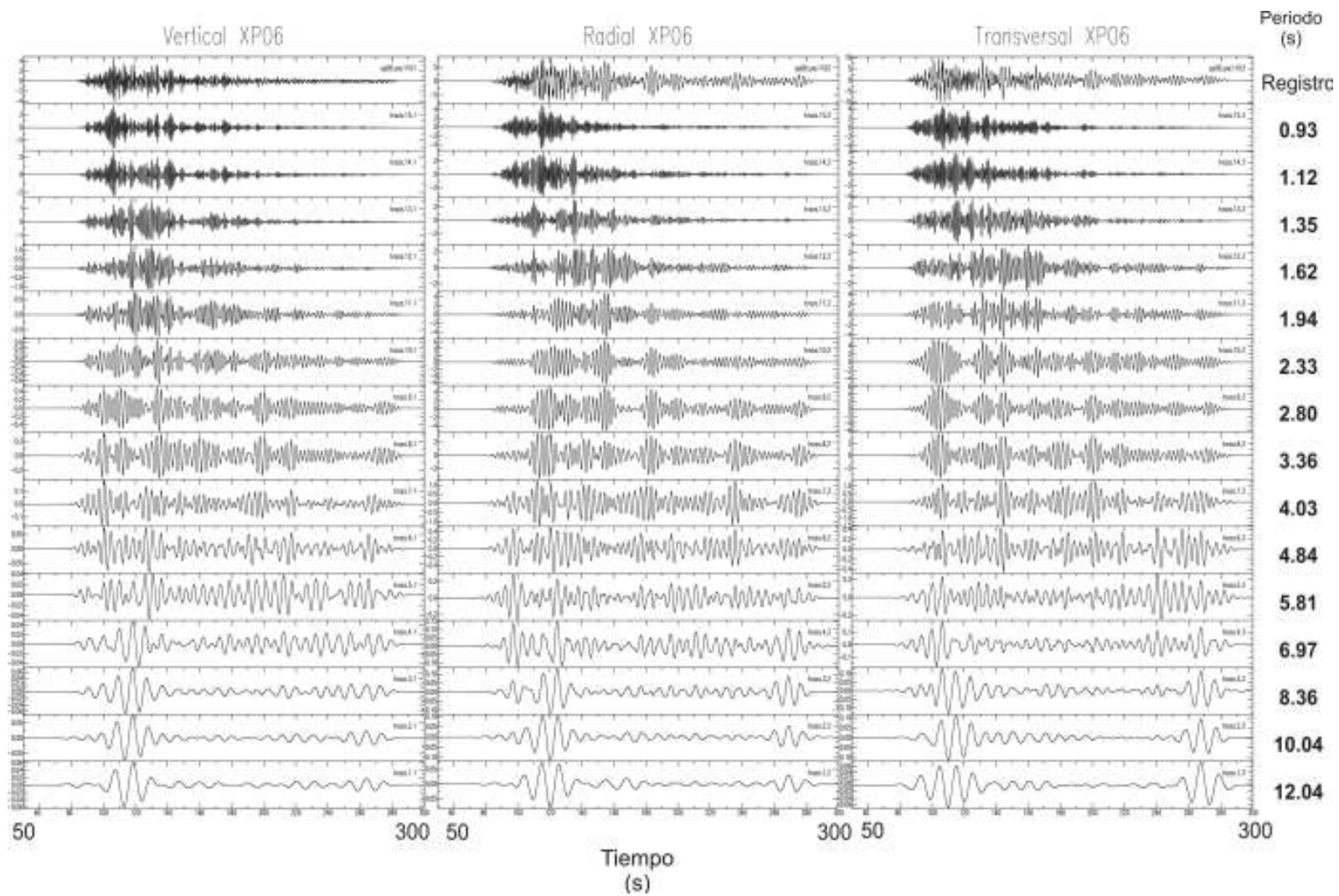


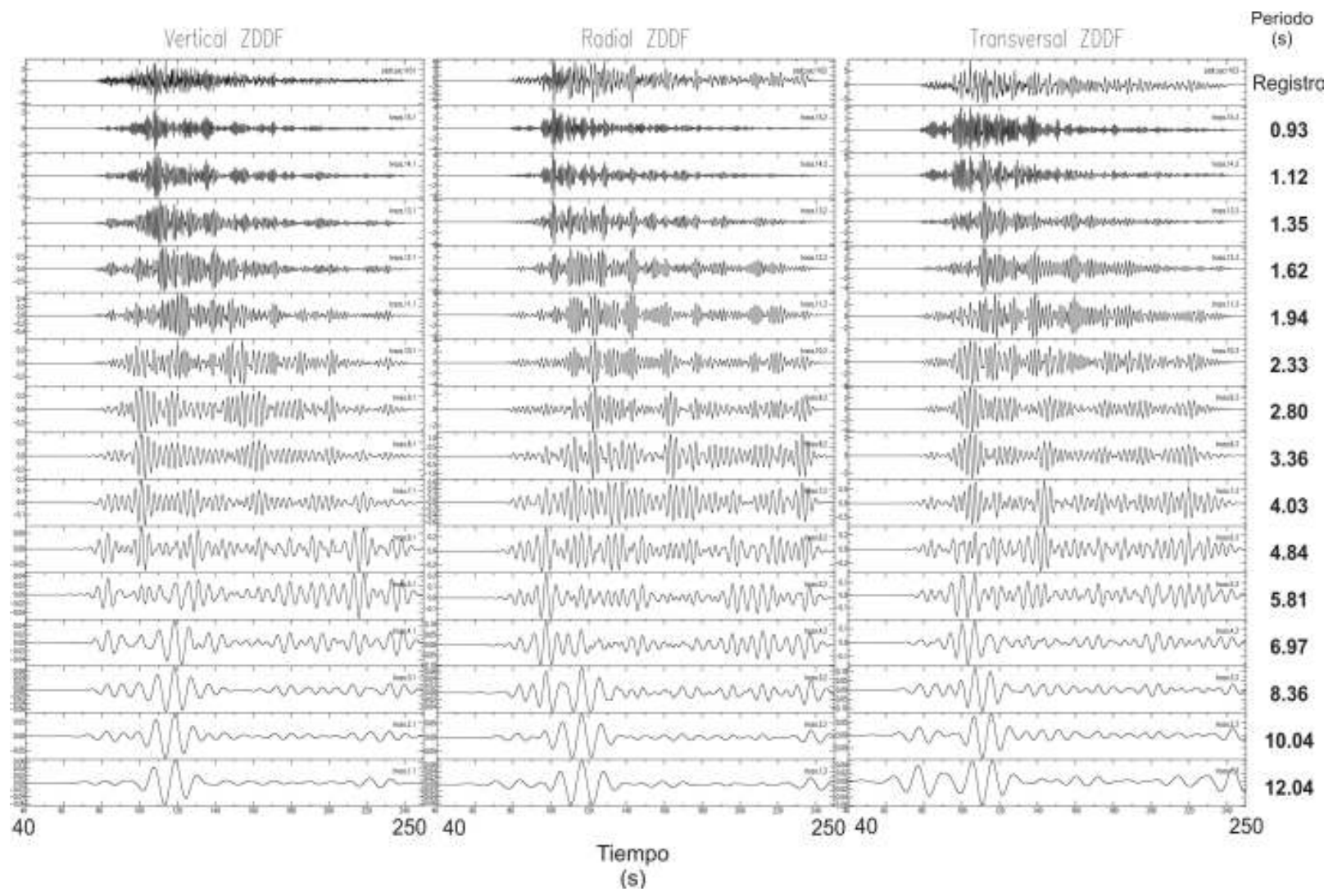




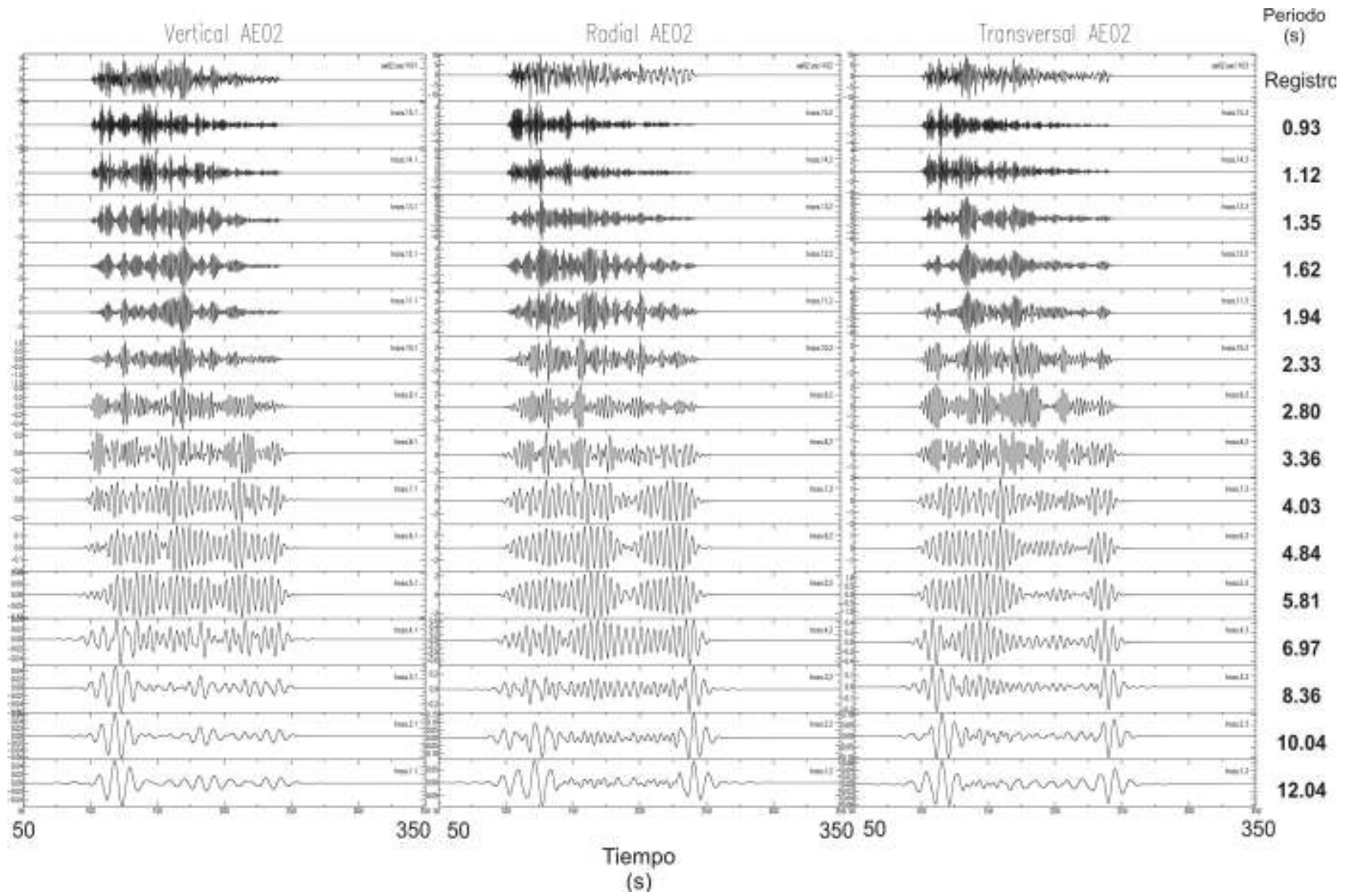


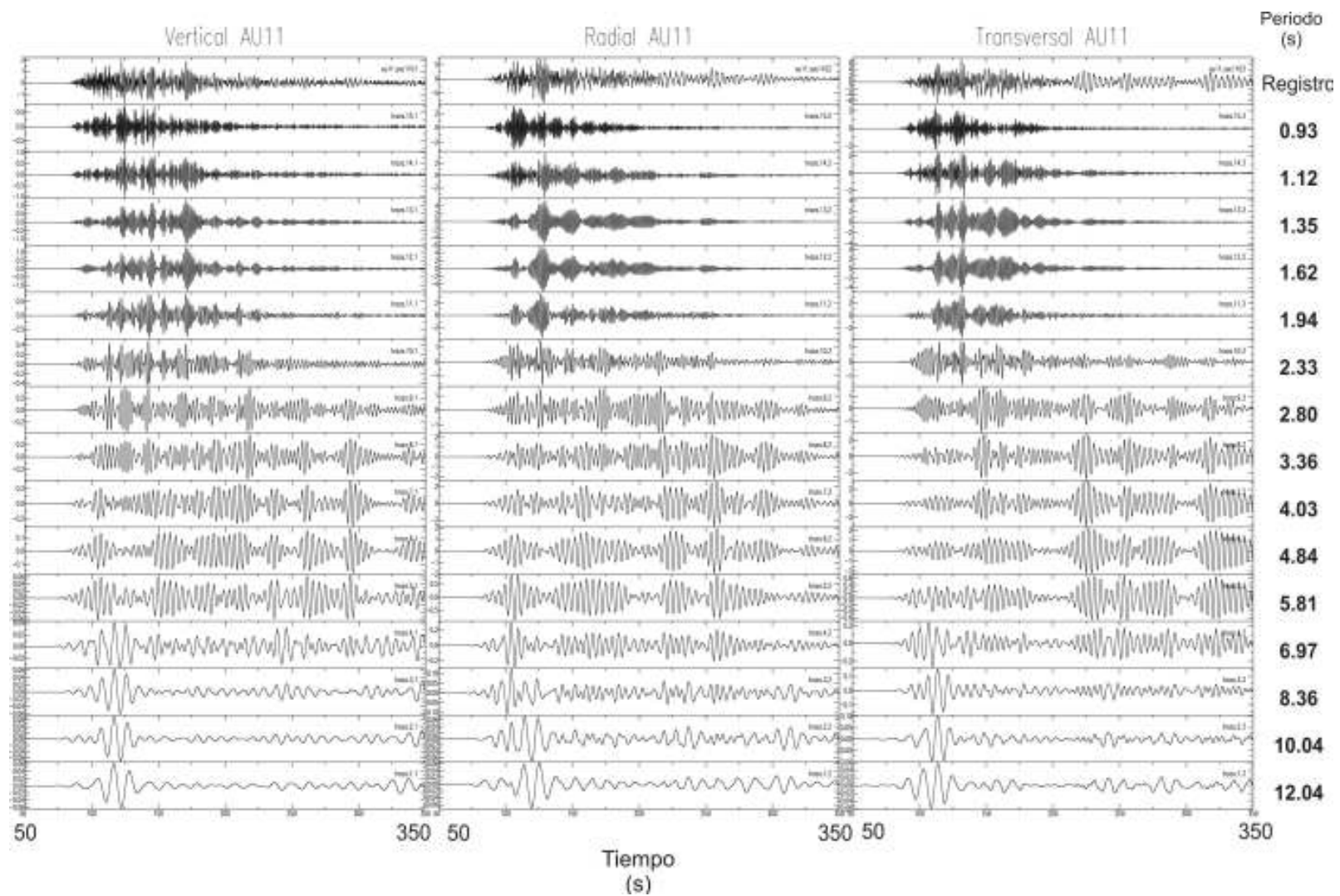


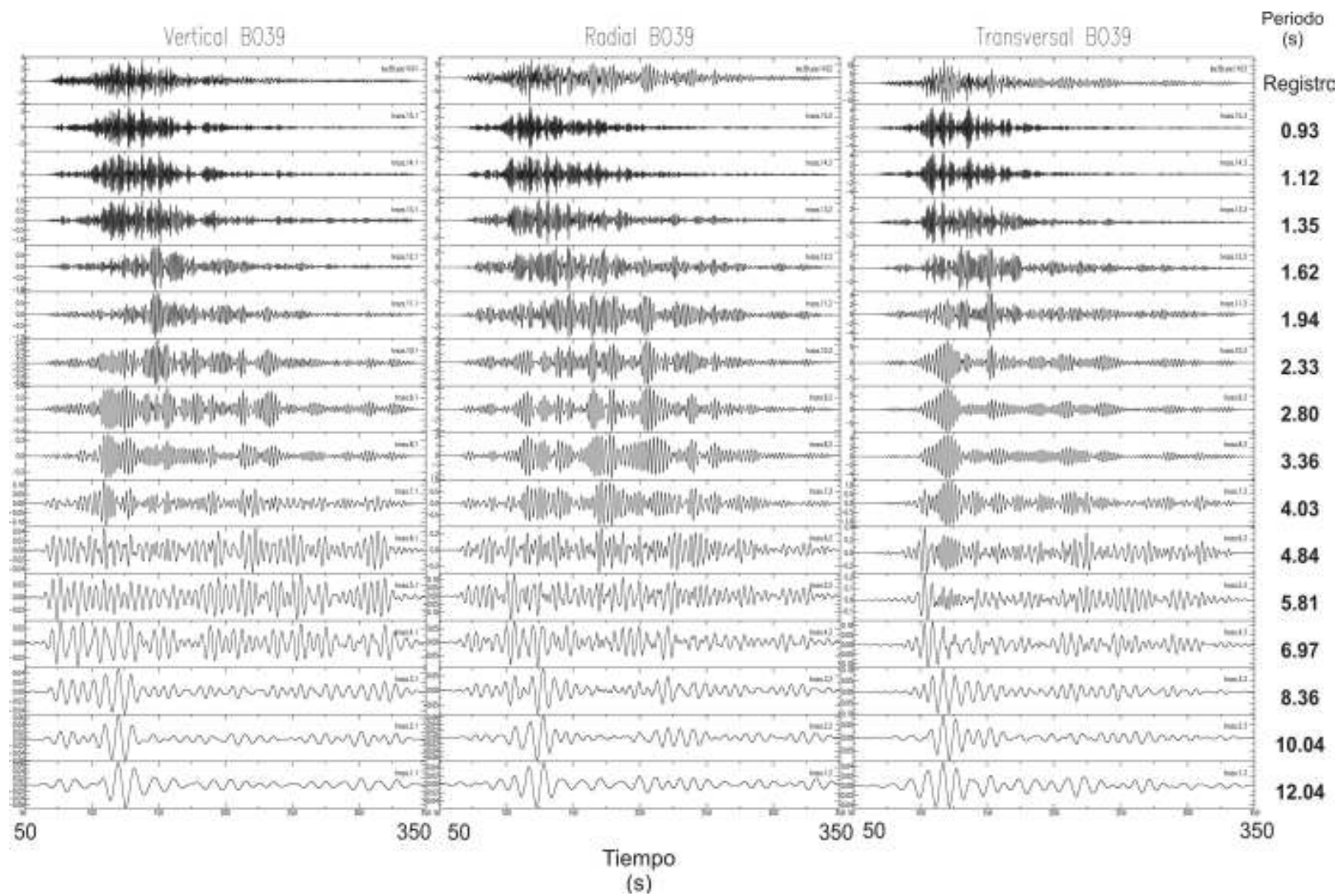


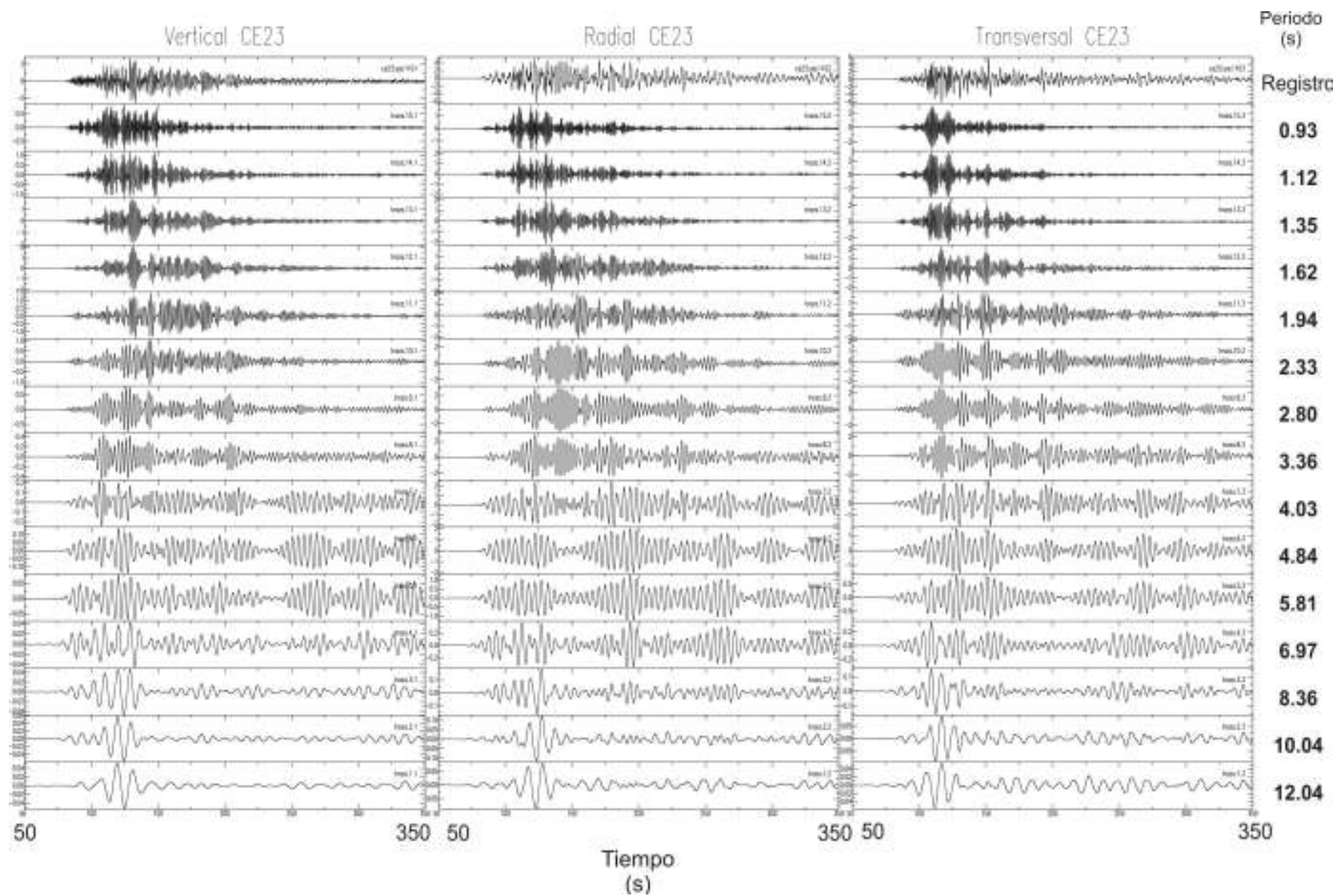


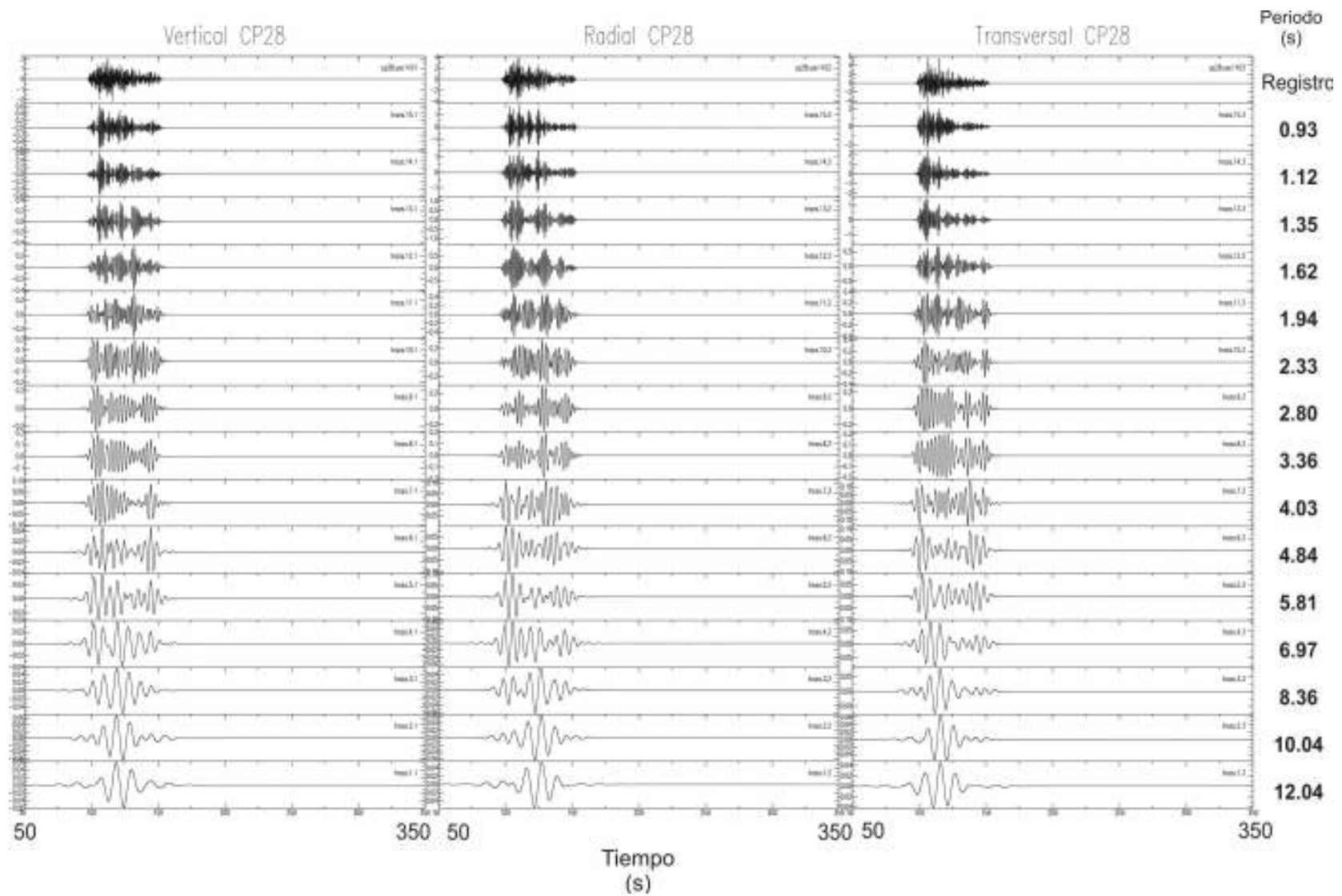
Arreglo A4

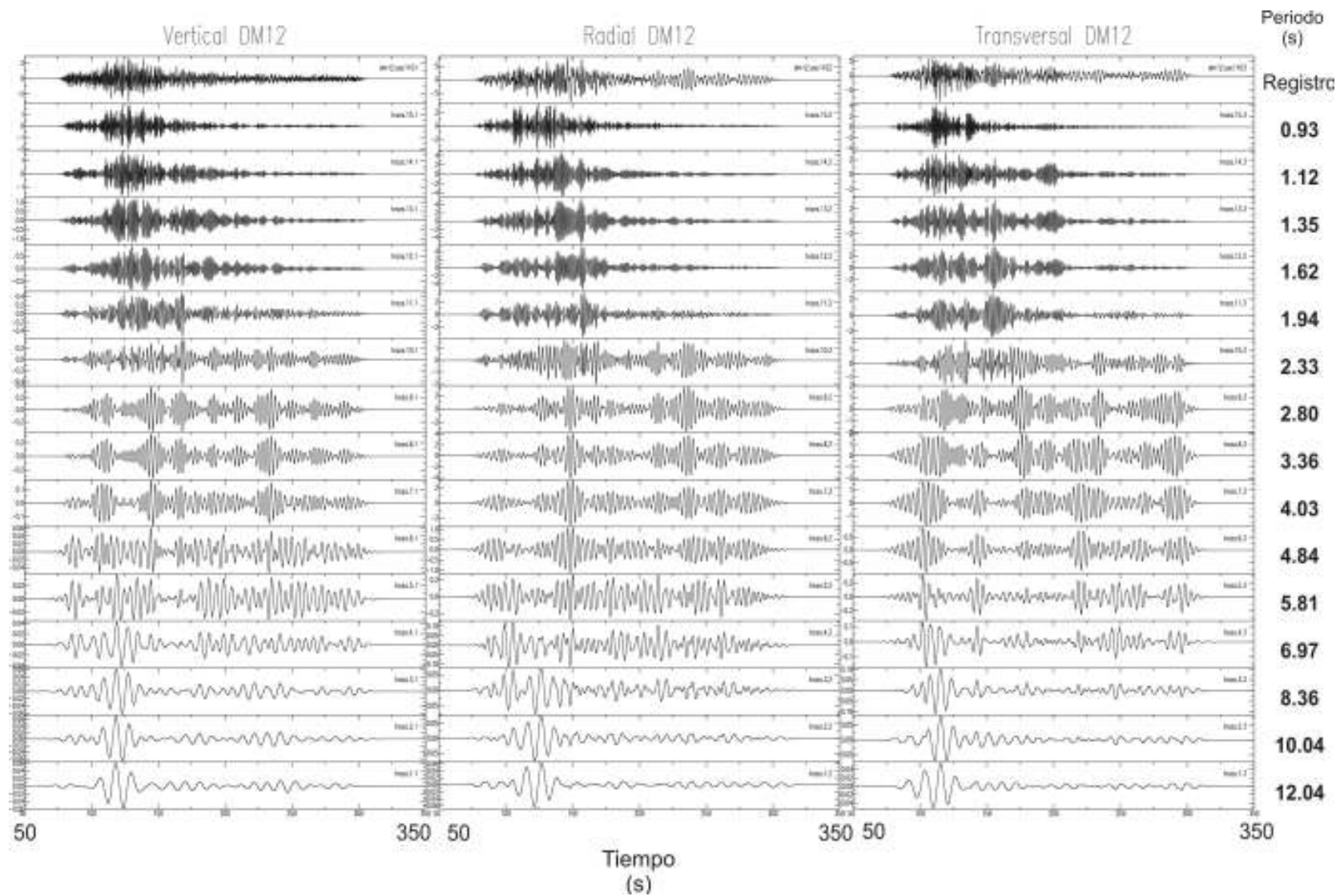


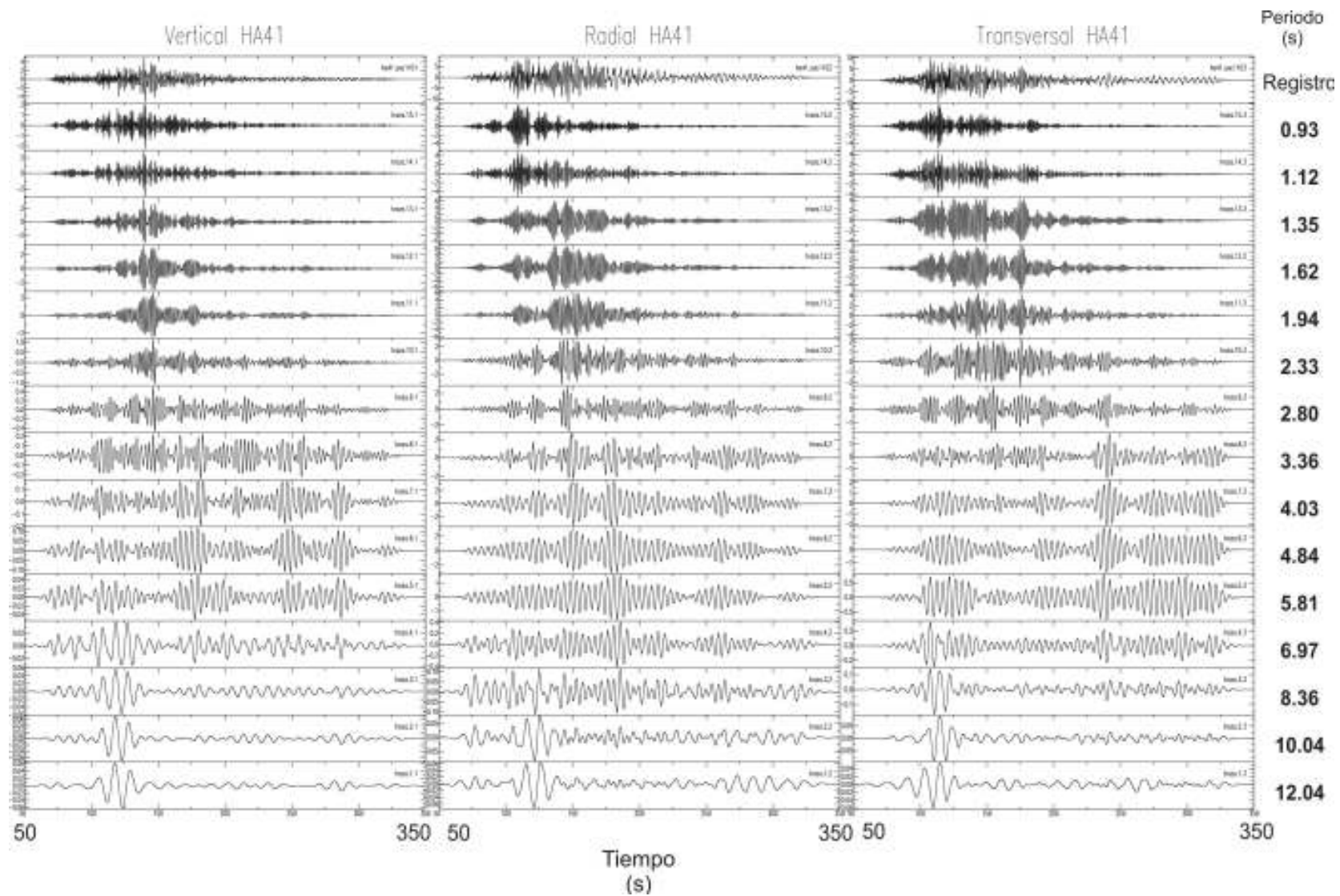


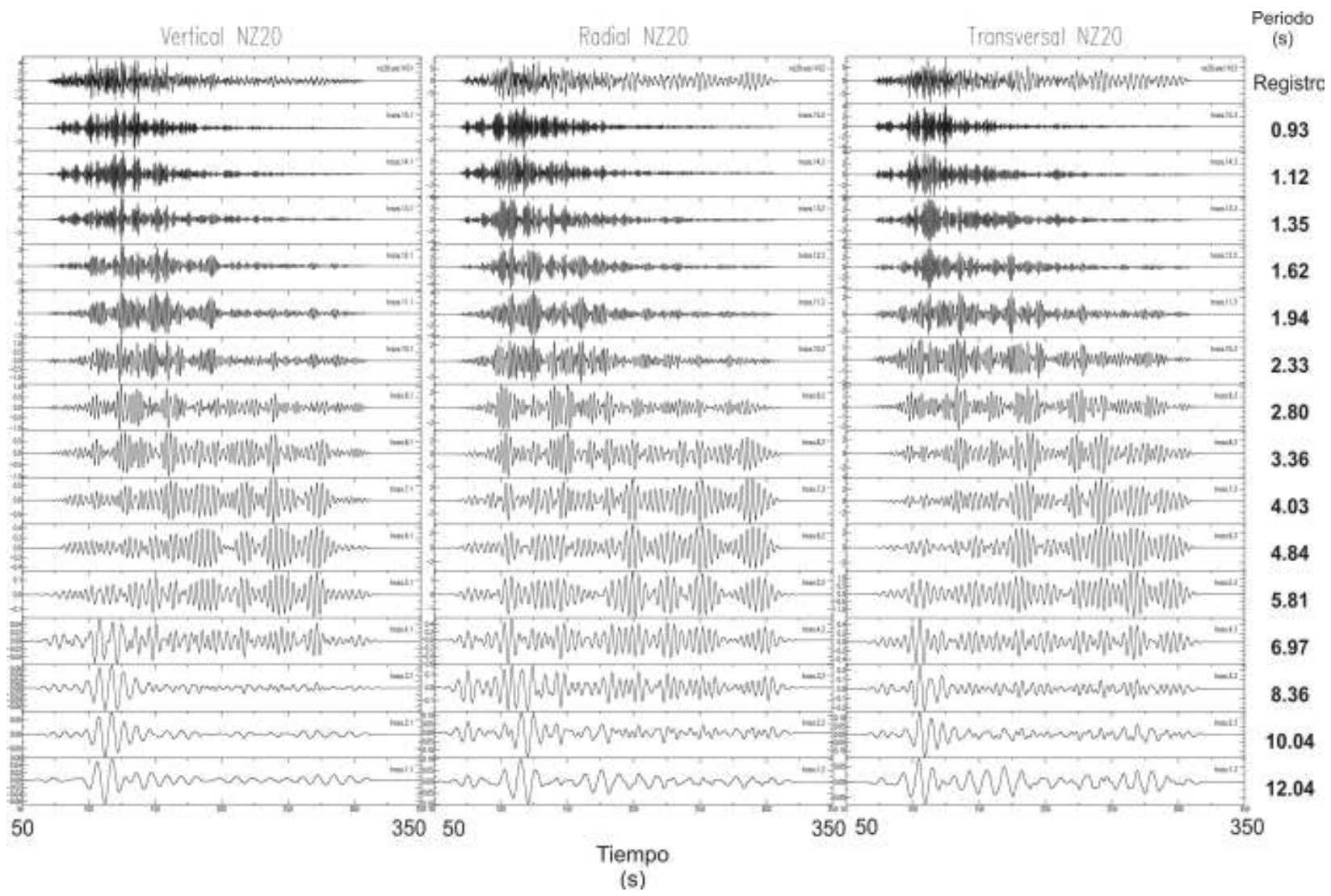


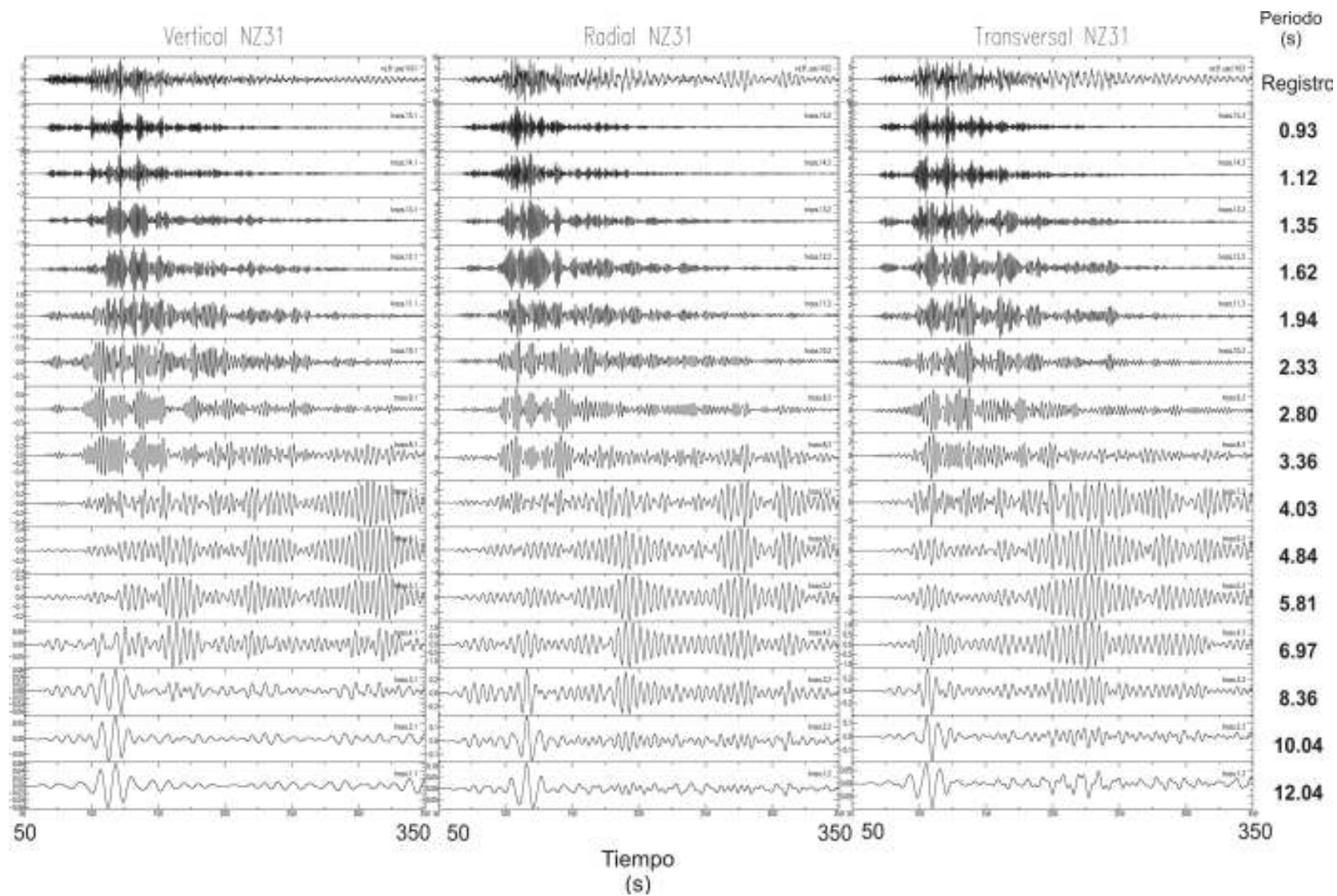


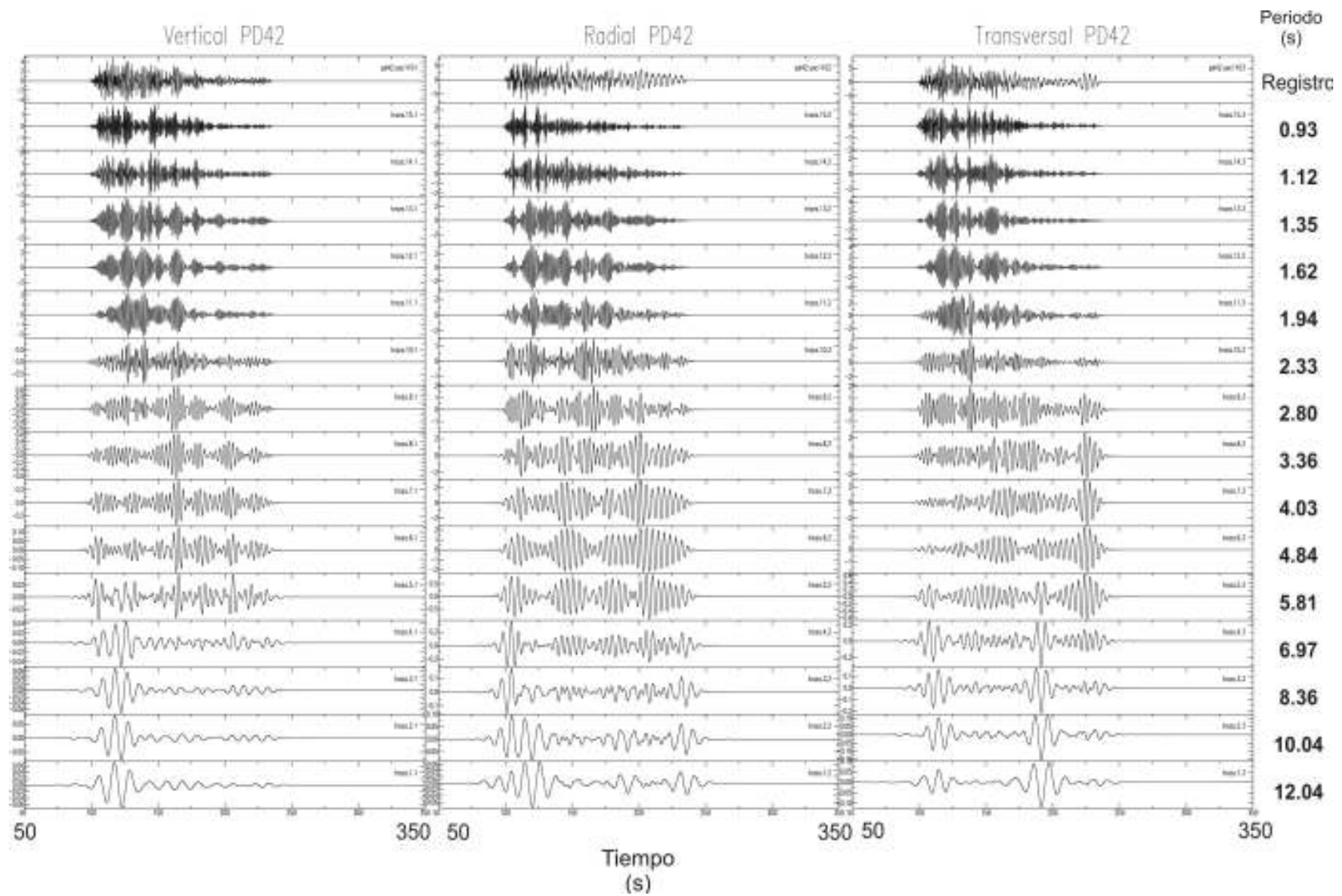


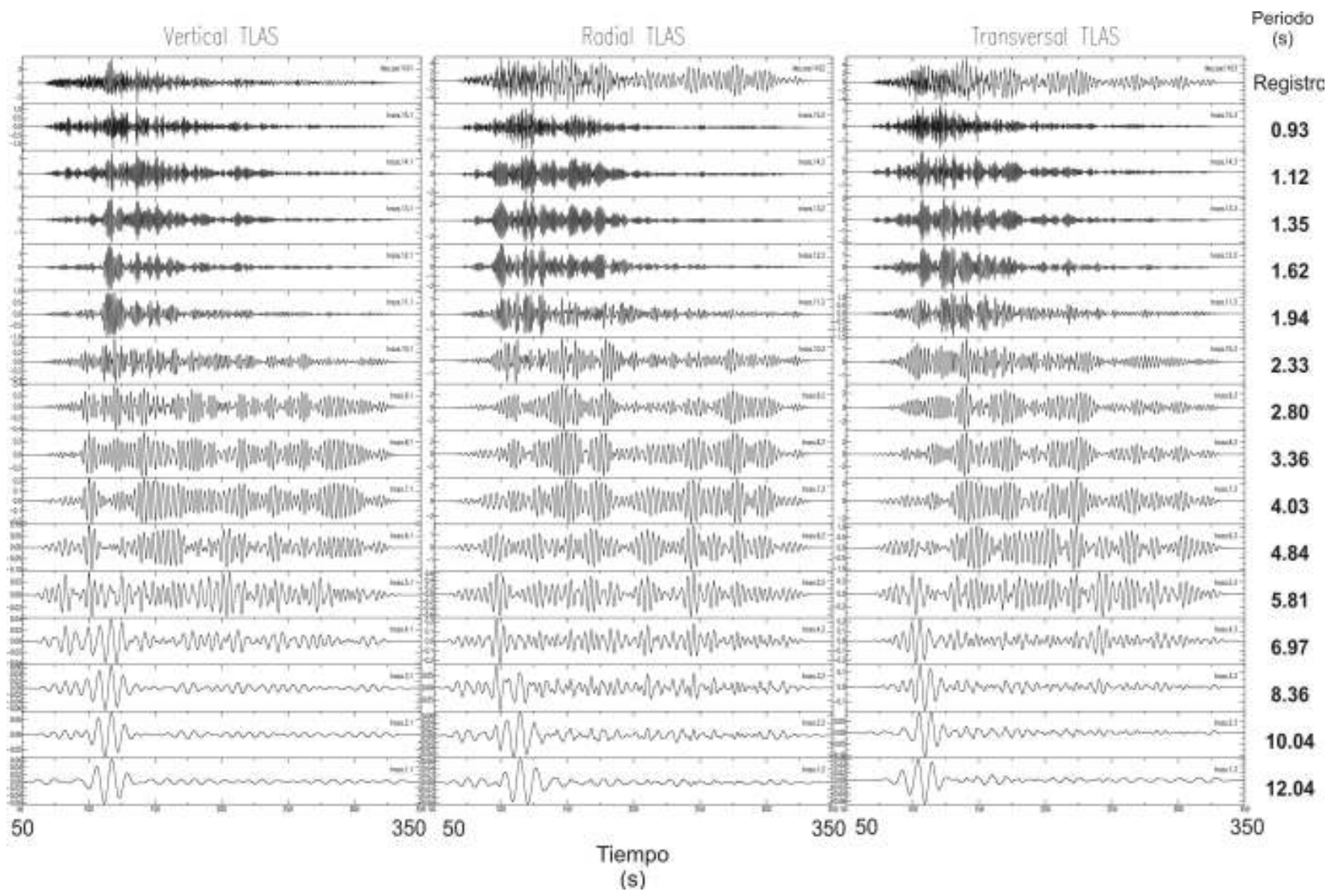


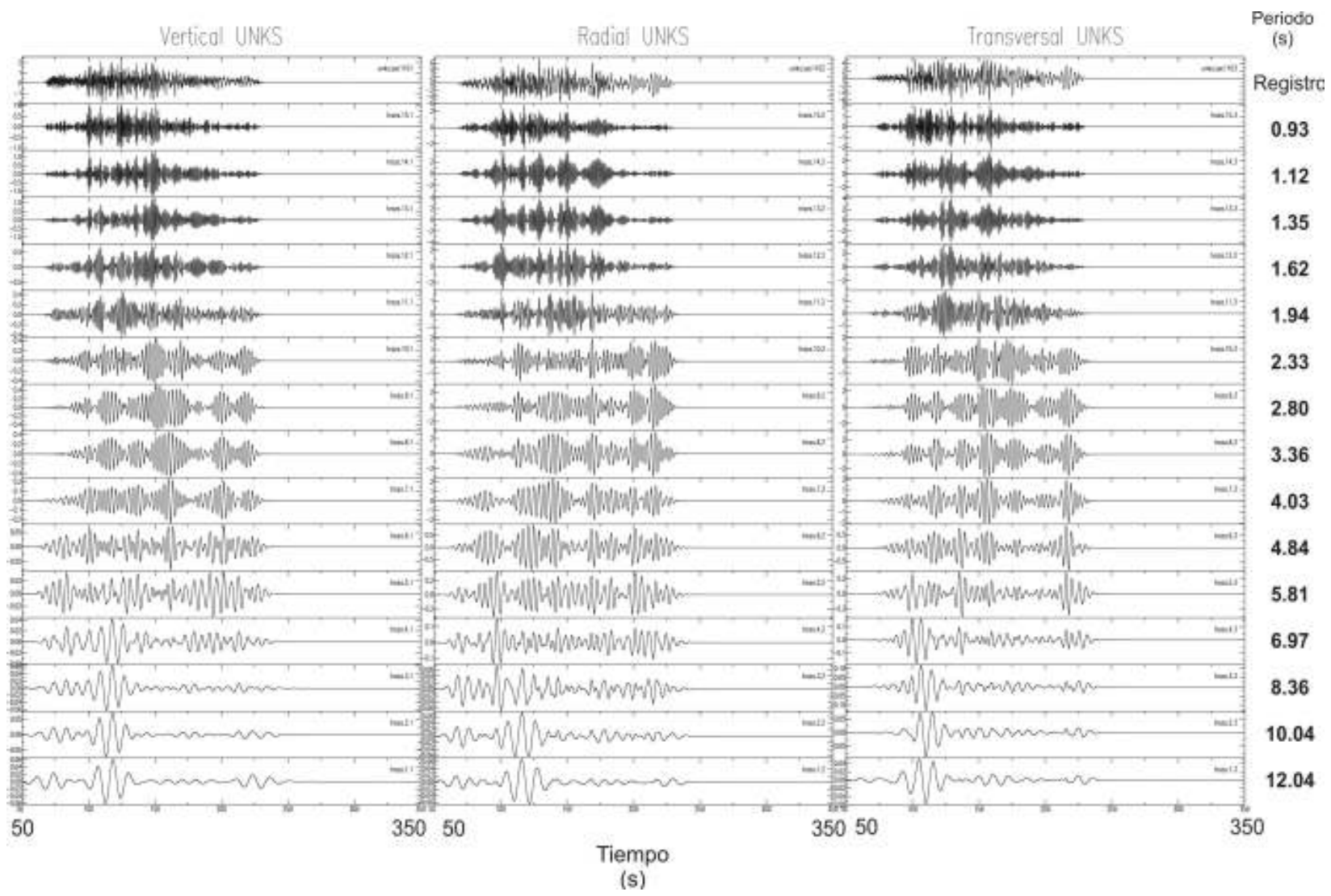


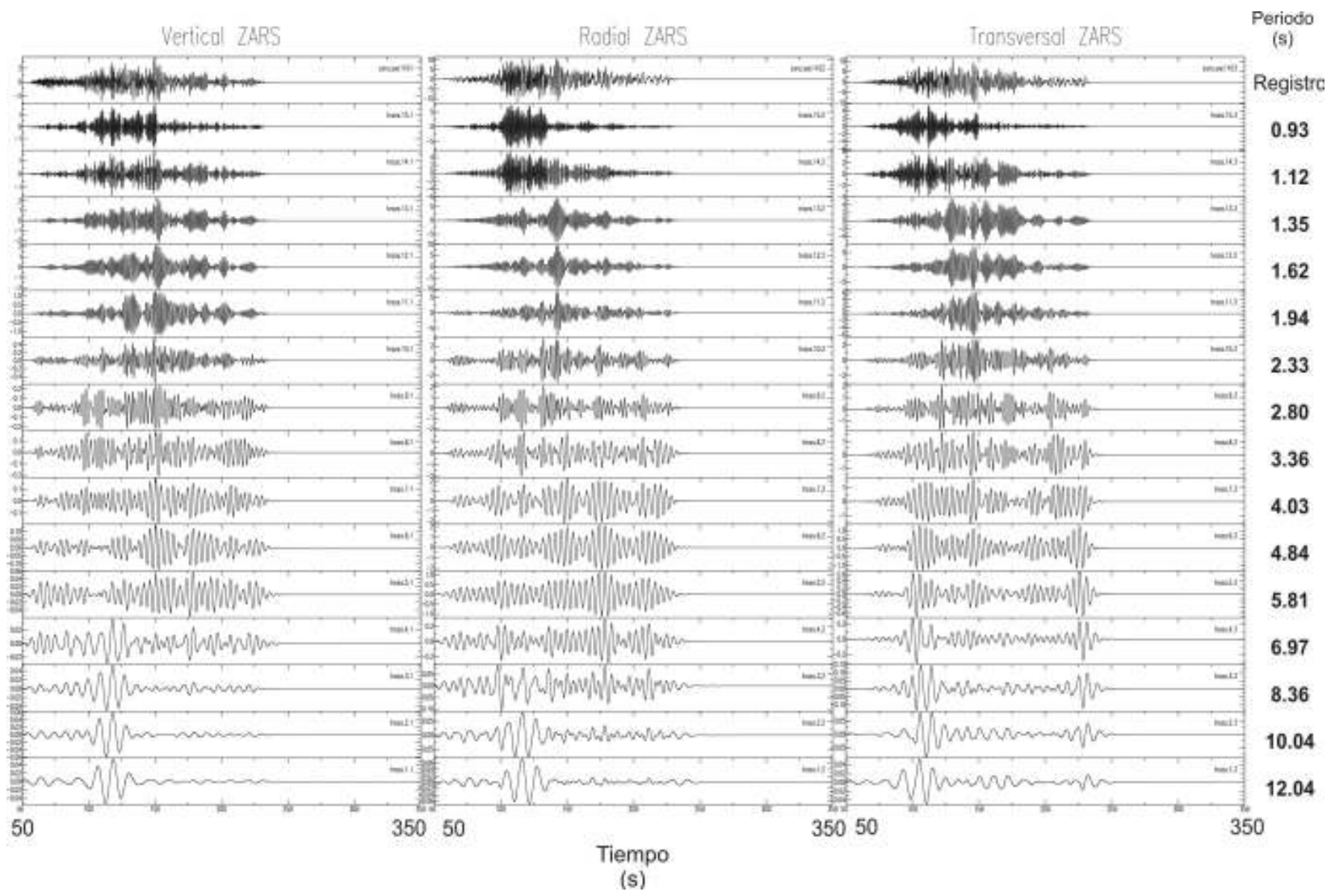












50

350

50

Tiempo
(s)

350

50

350

Periodo
(s)

Registro

0.93

1.12

1.35

1.62

1.94

2.33

2.80

3.36

4.03

4.84

5.81

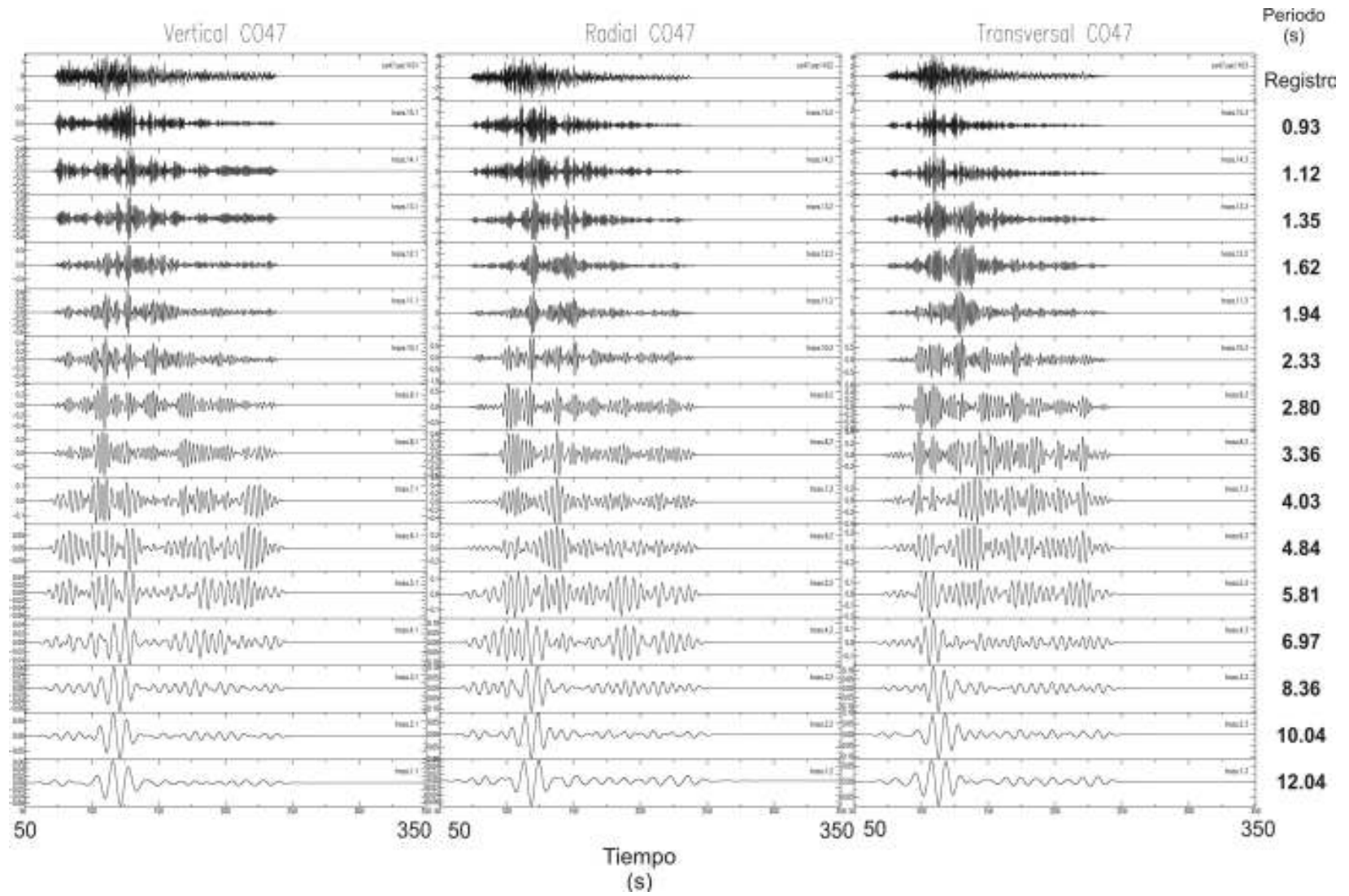
6.97

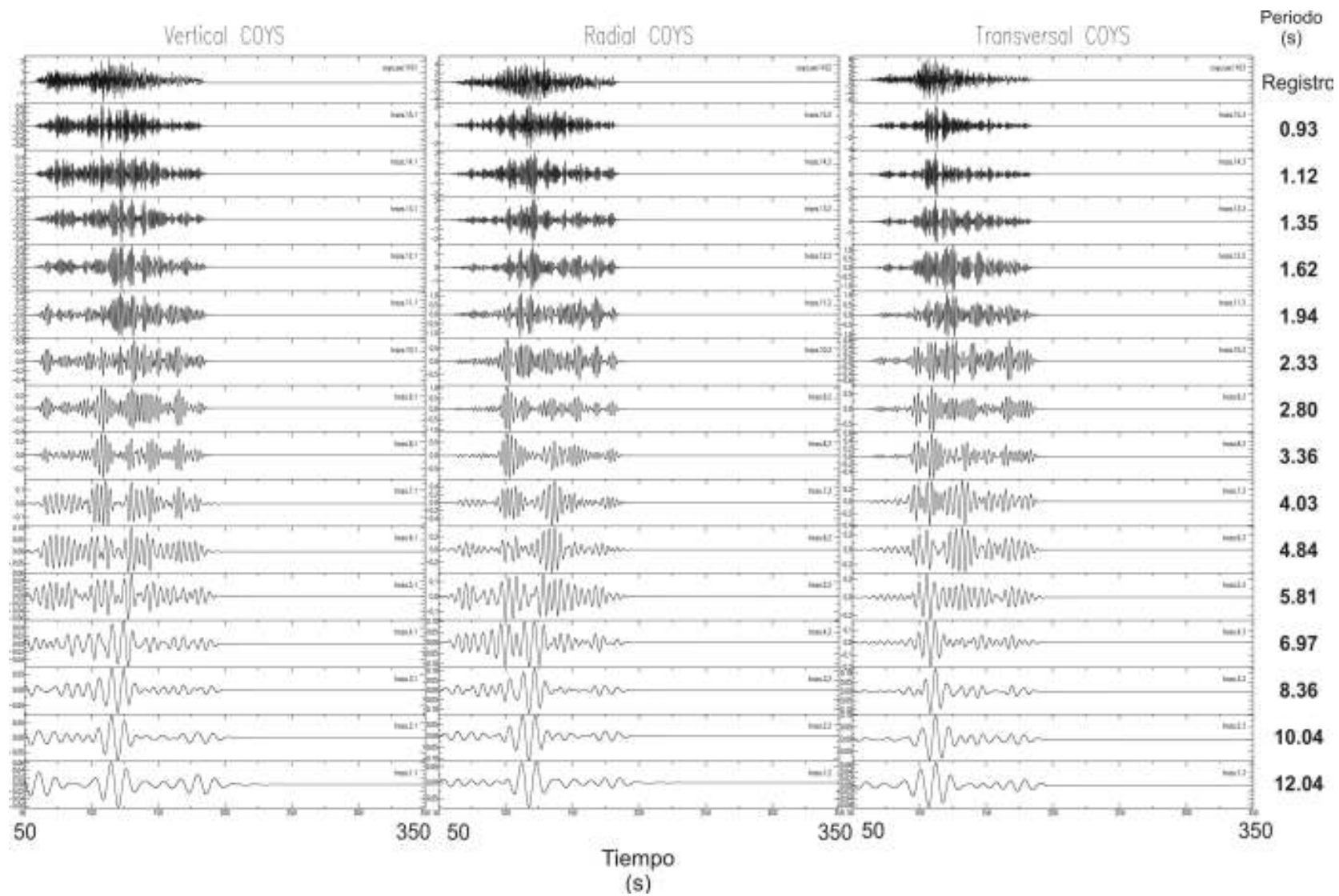
8.36

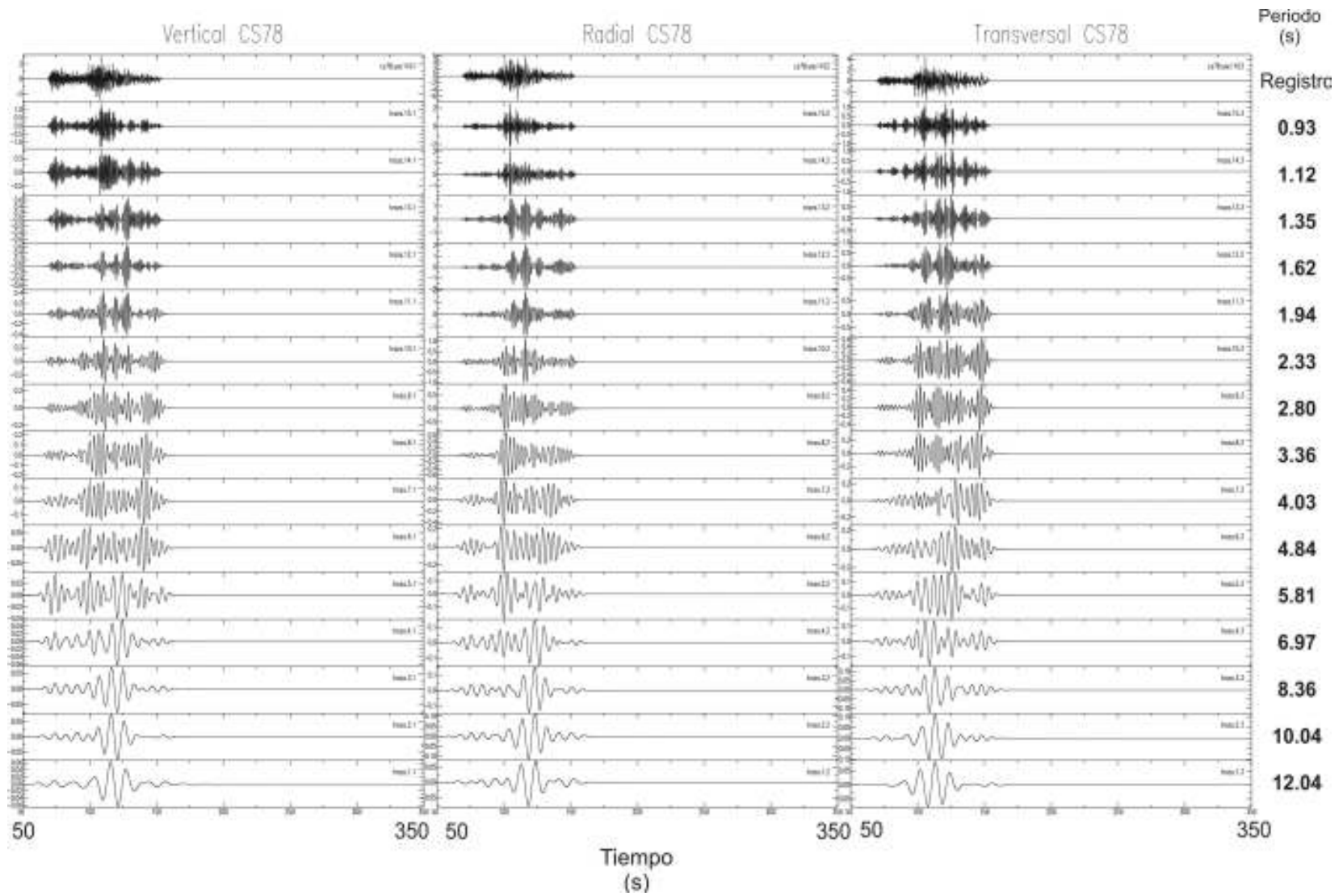
10.04

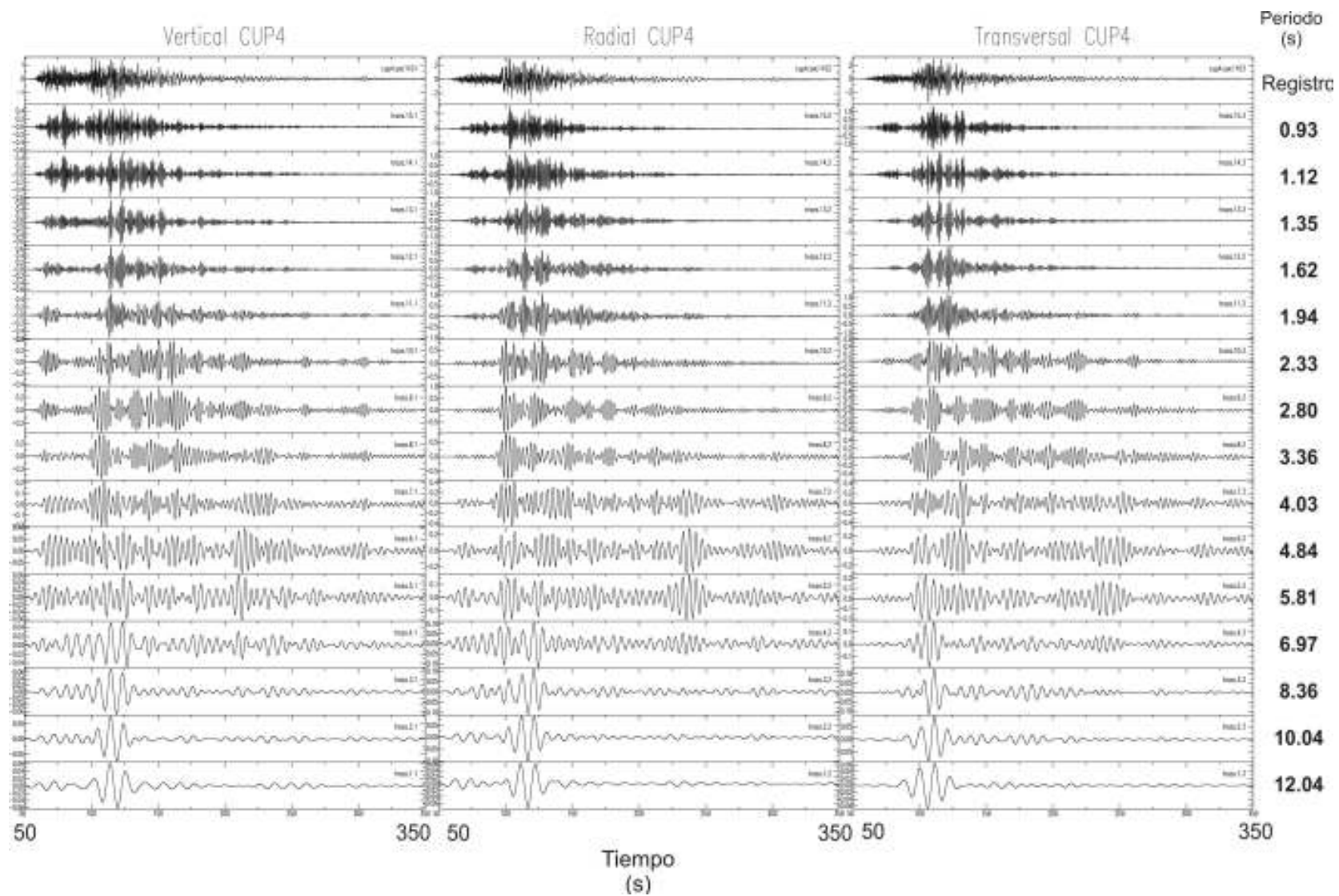
12.04

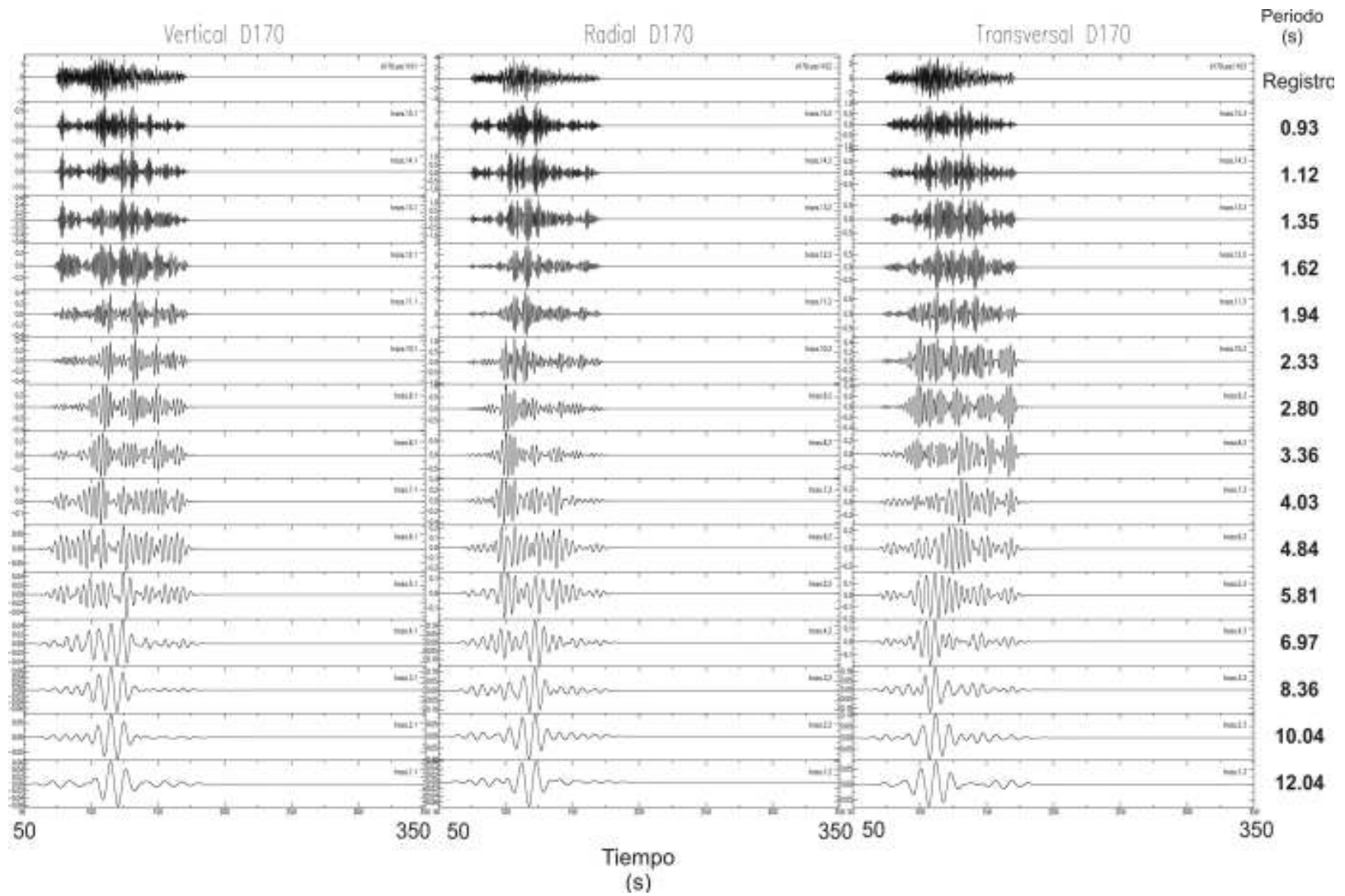
Arreglo A5

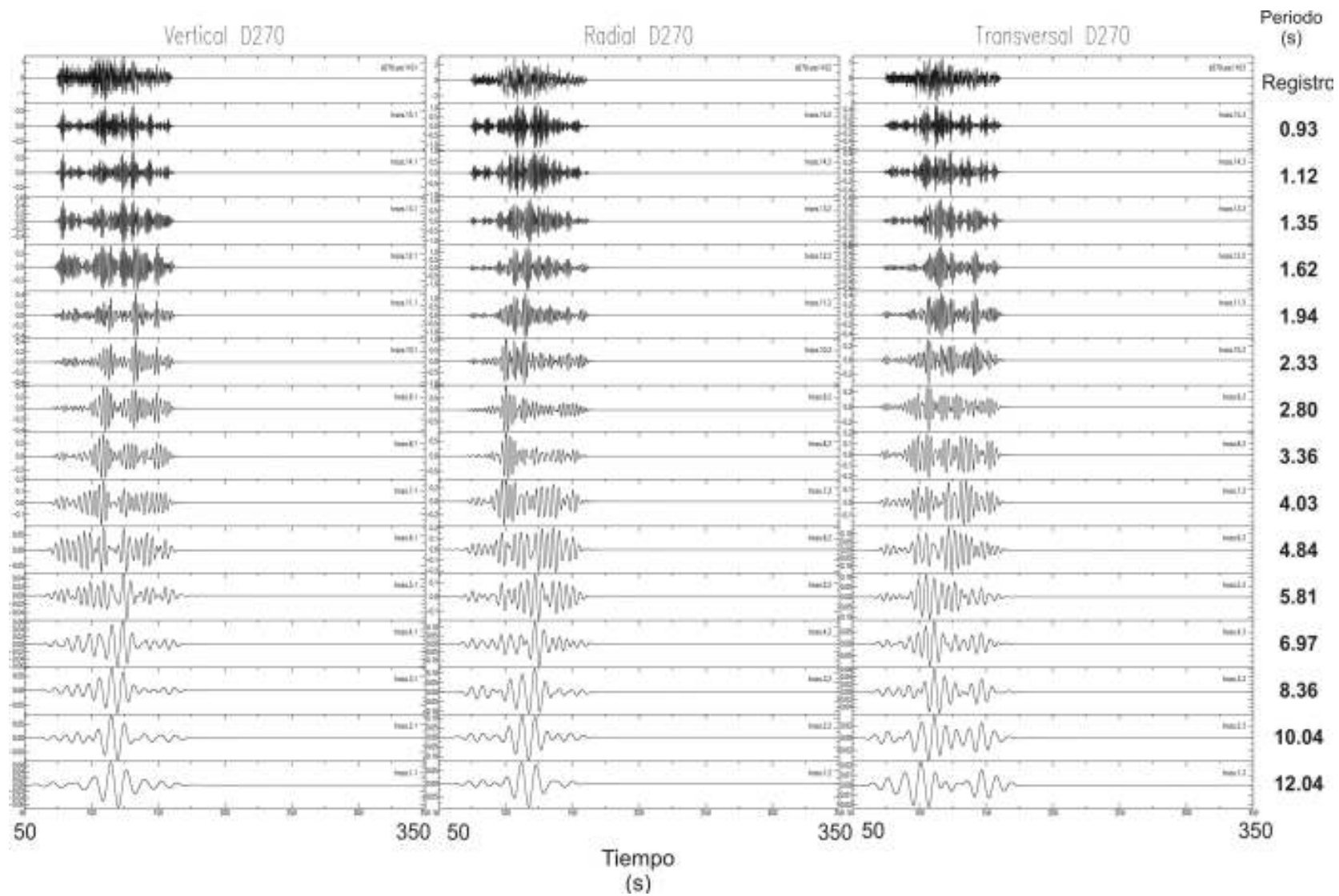


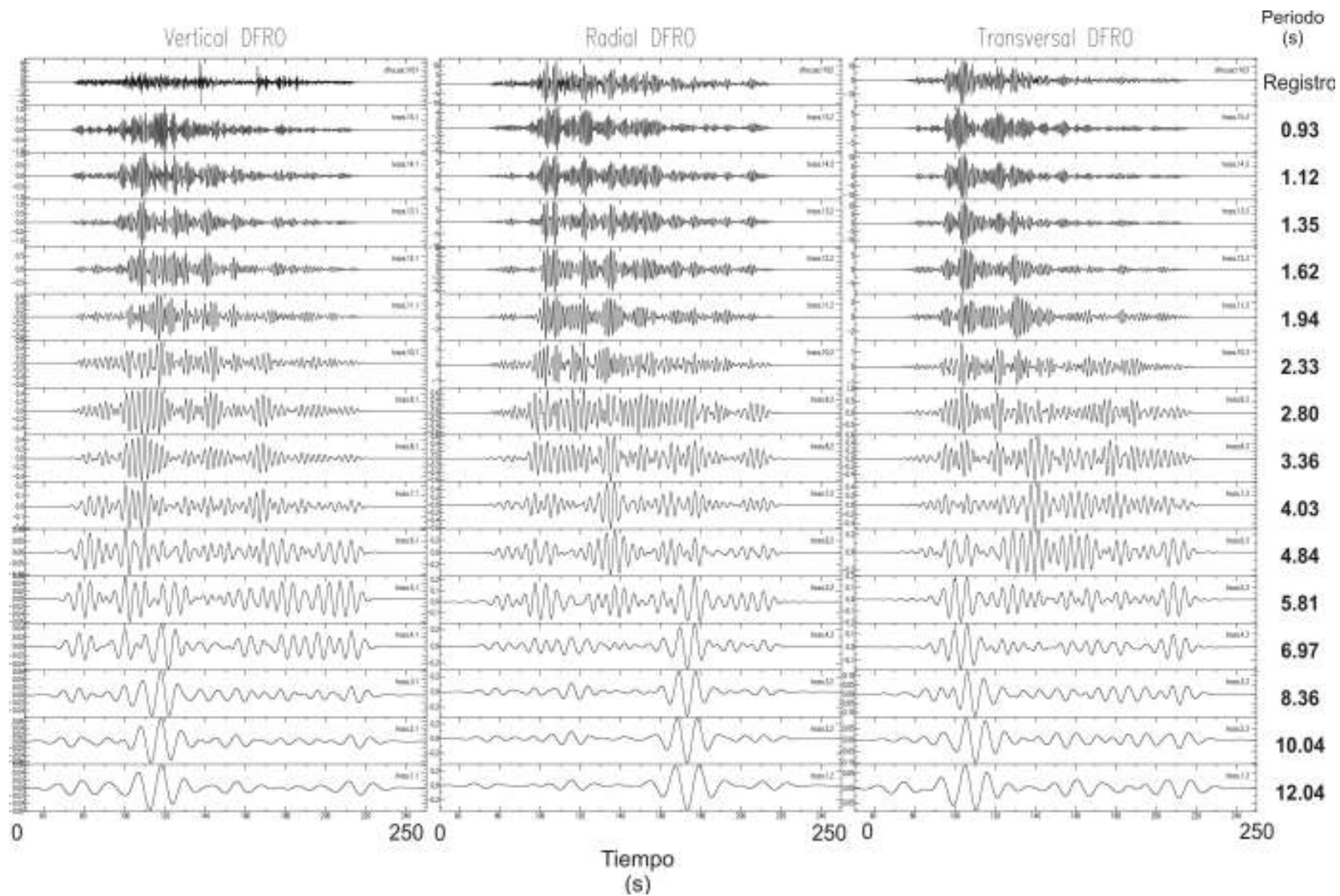


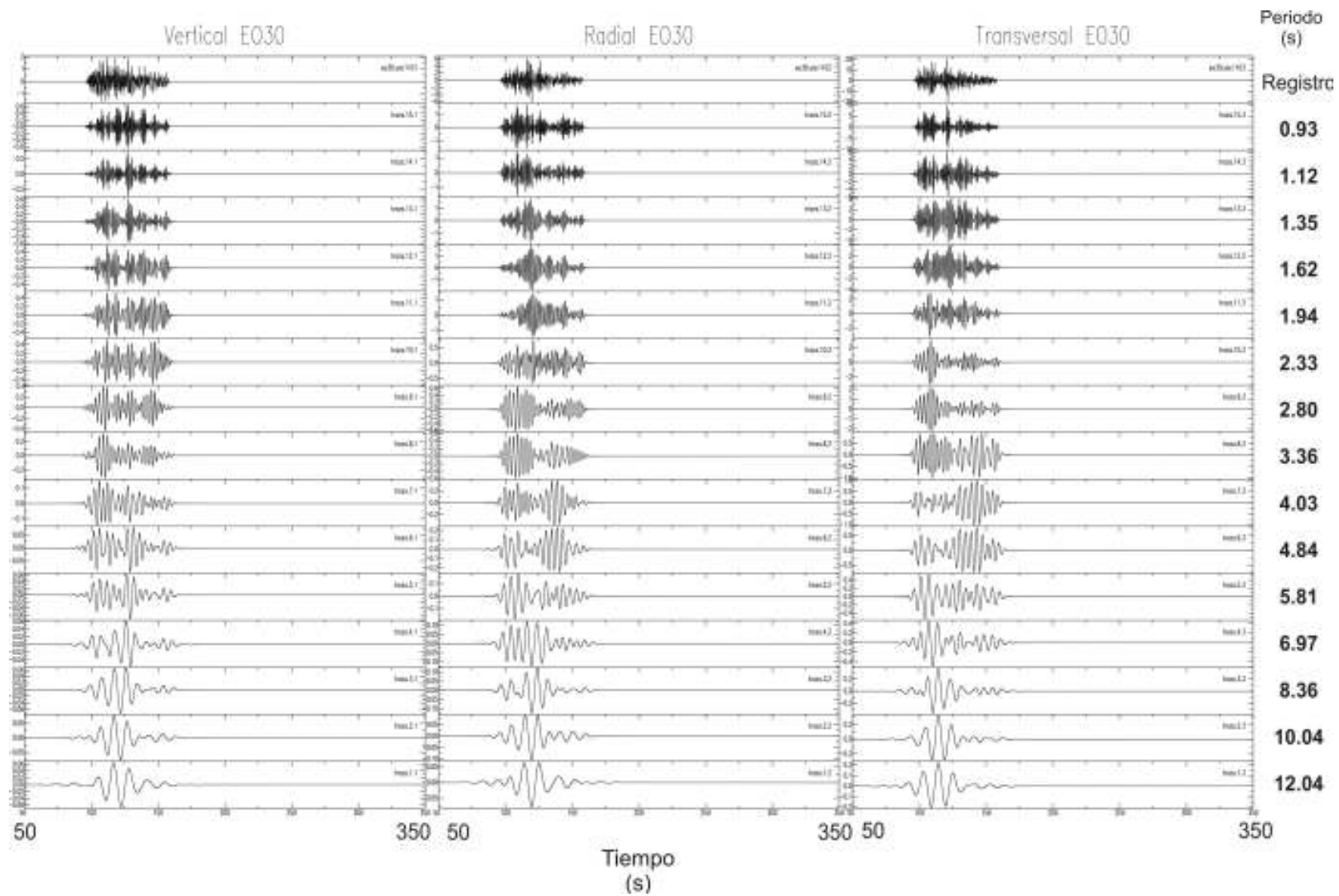


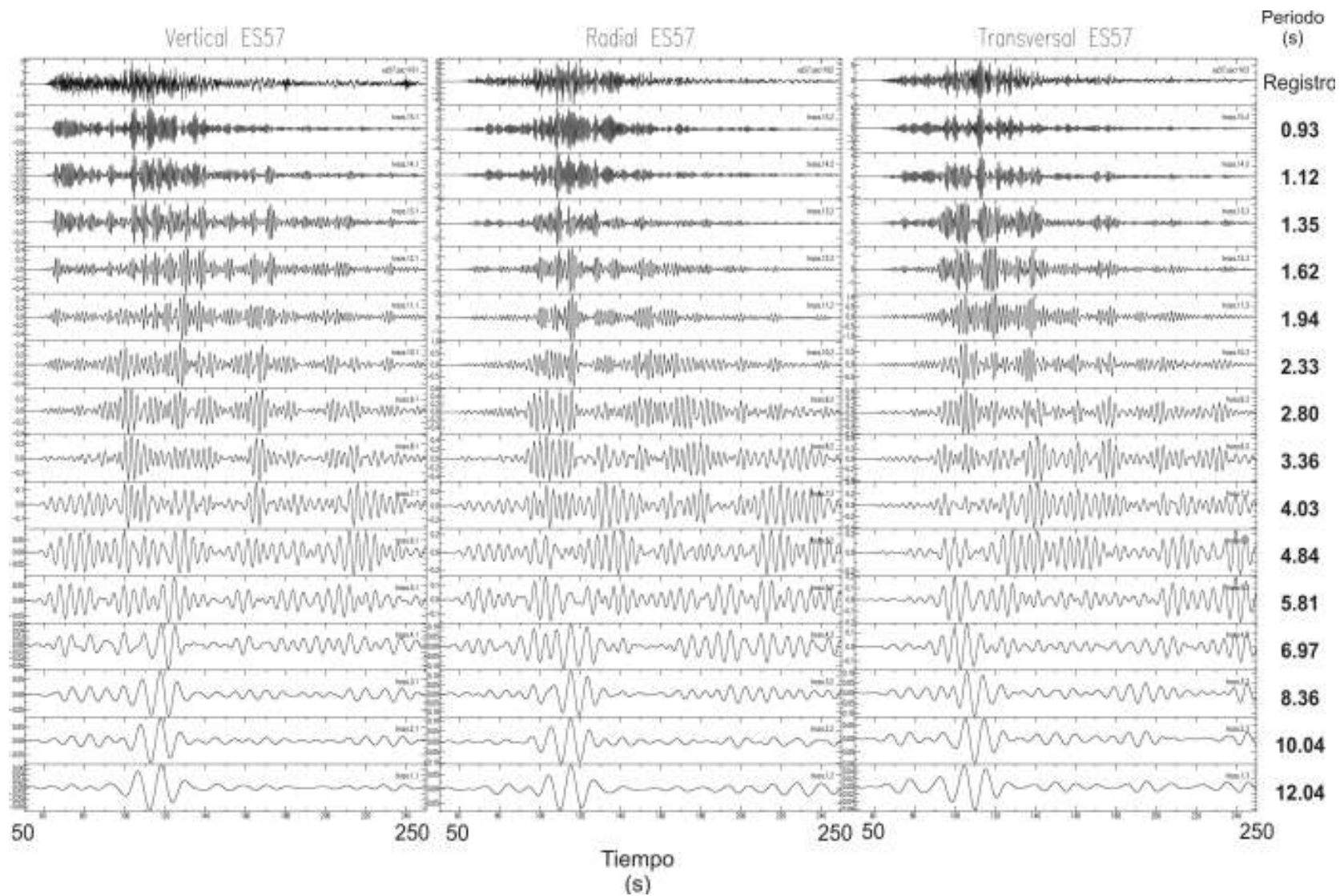


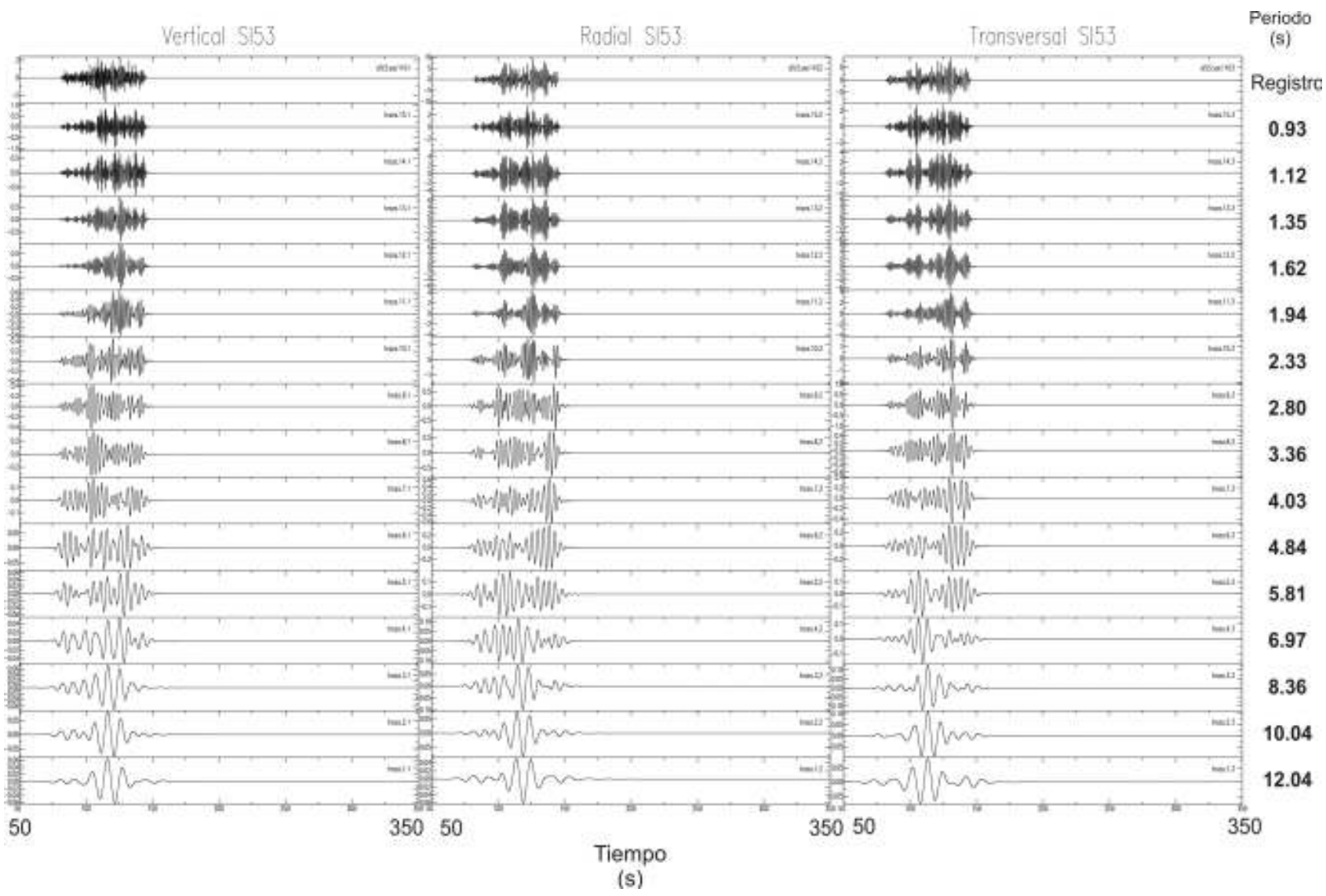


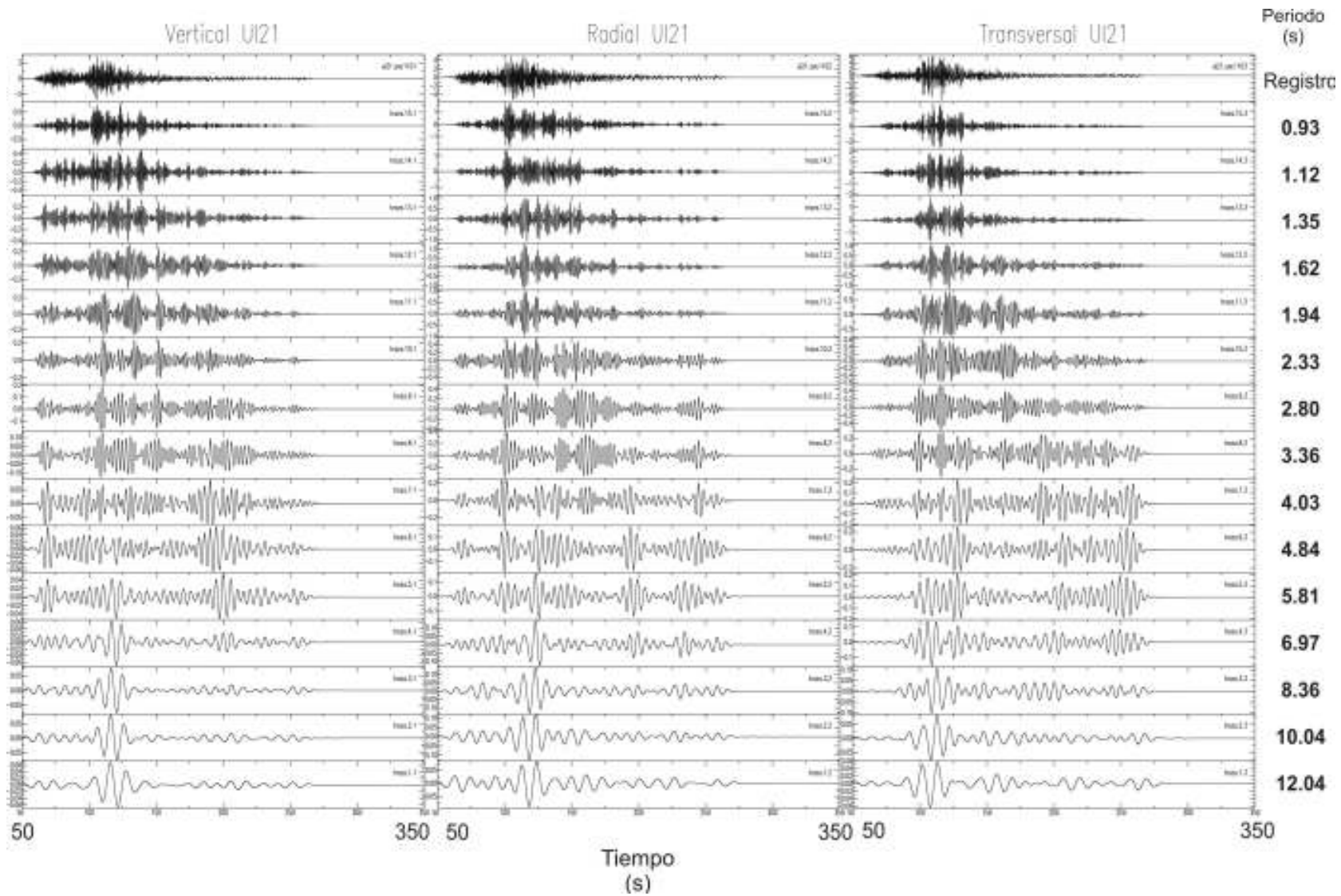




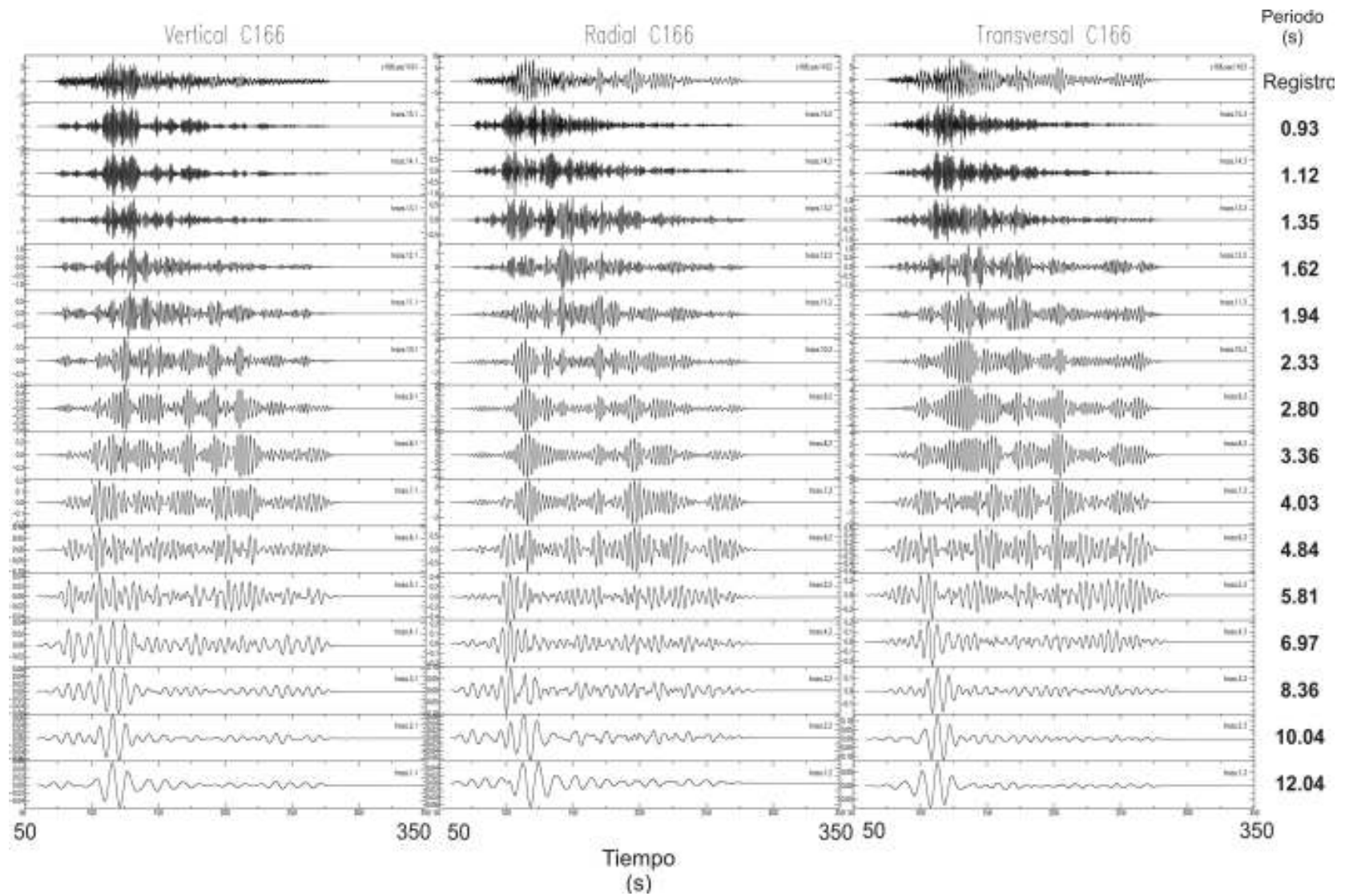


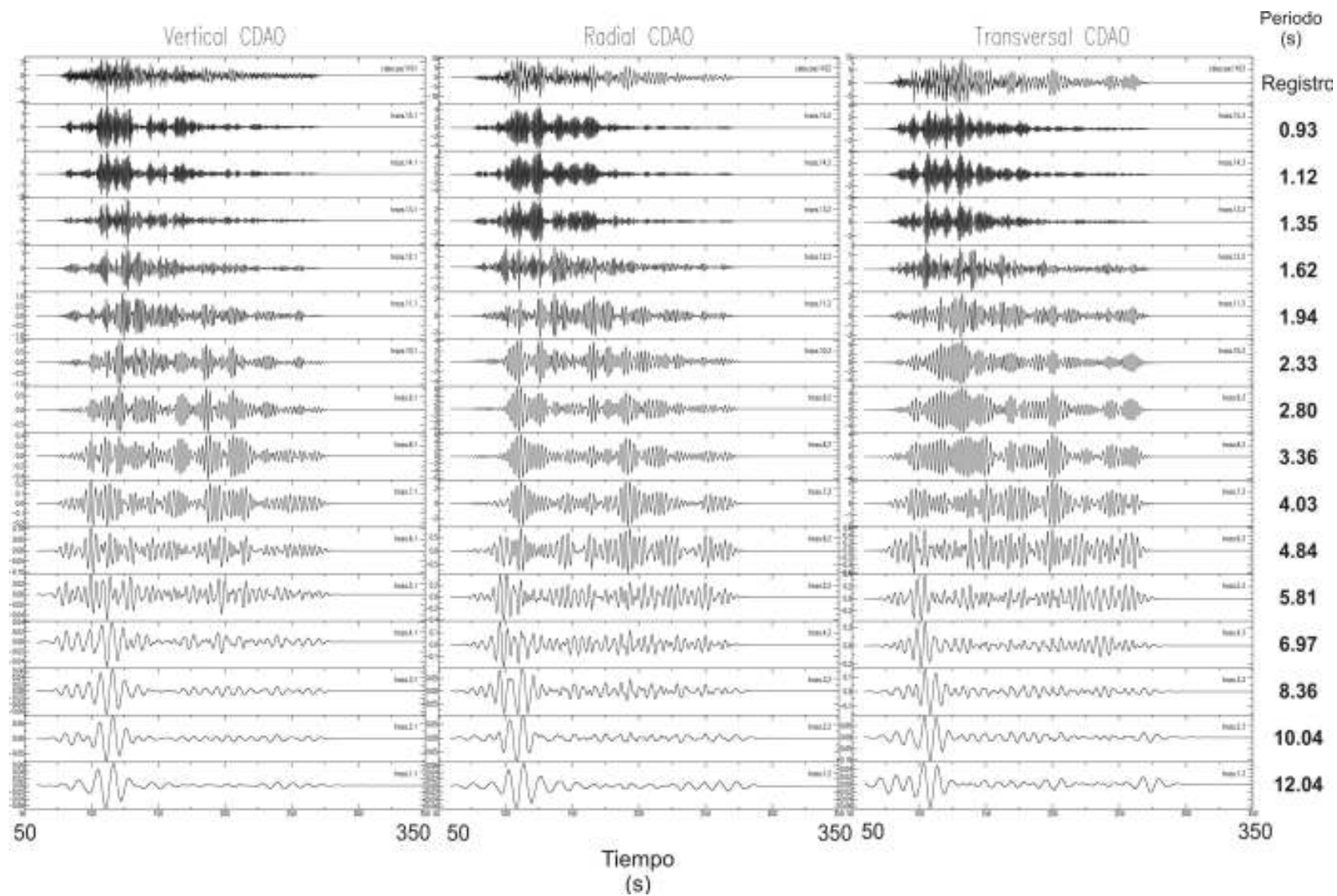


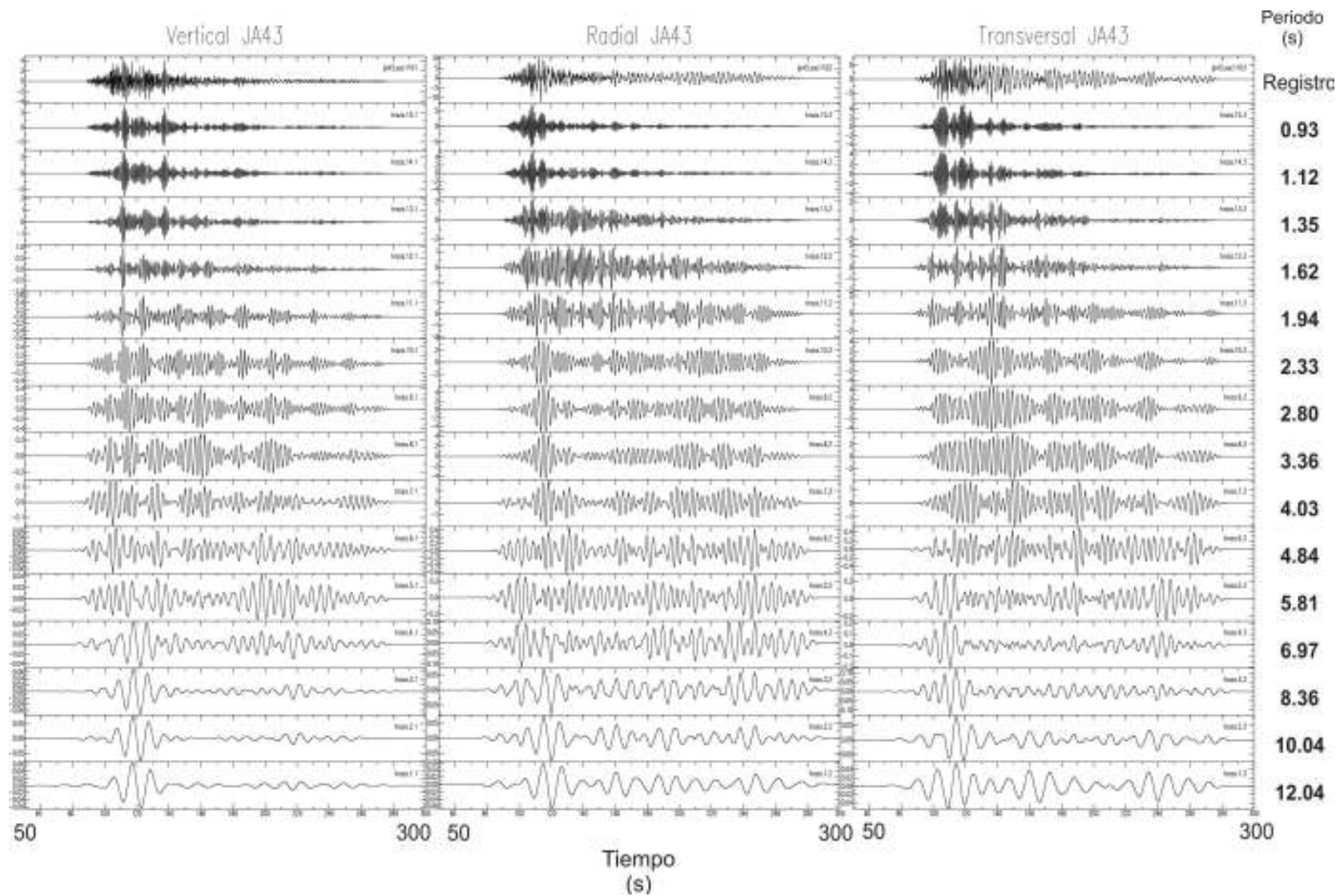


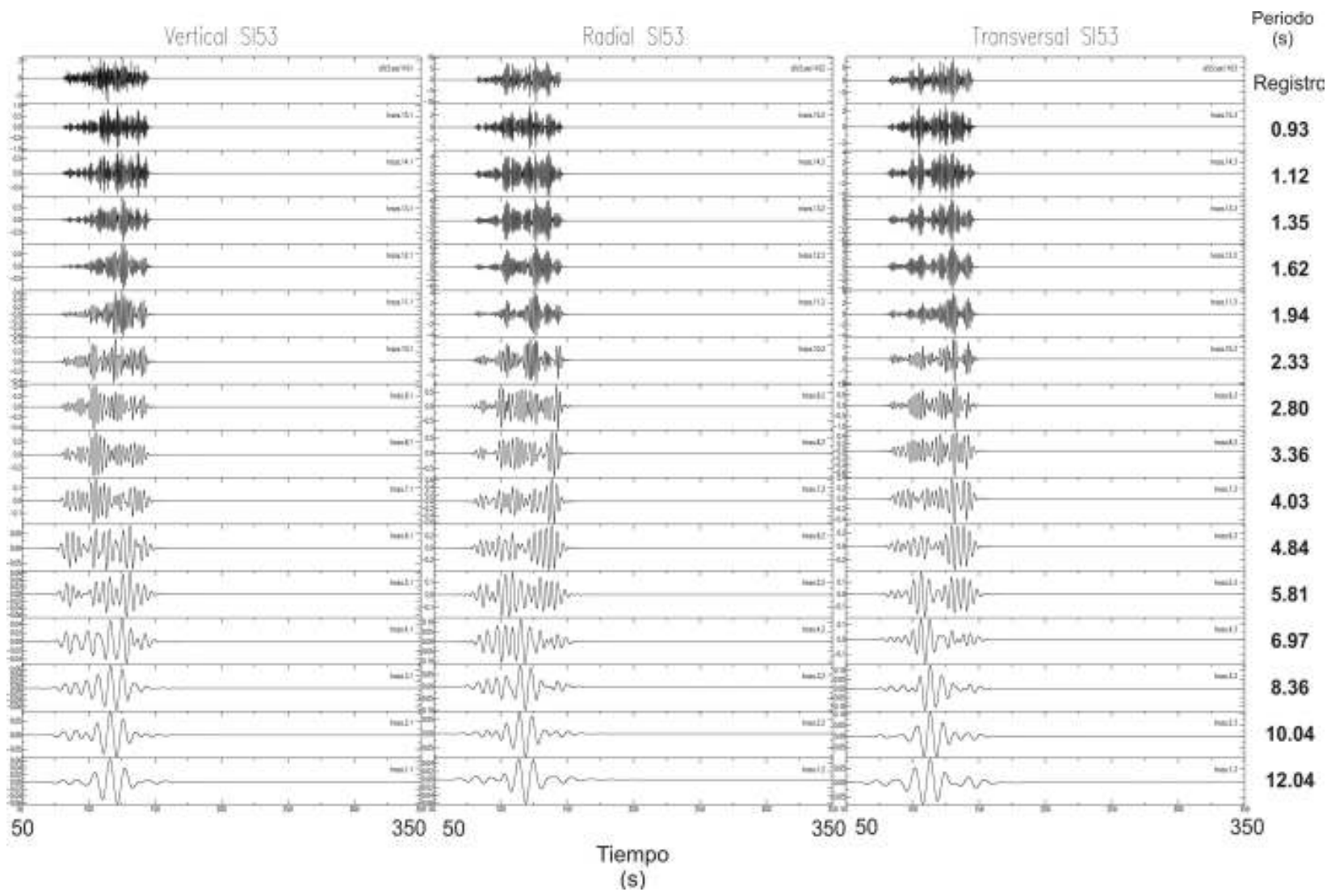


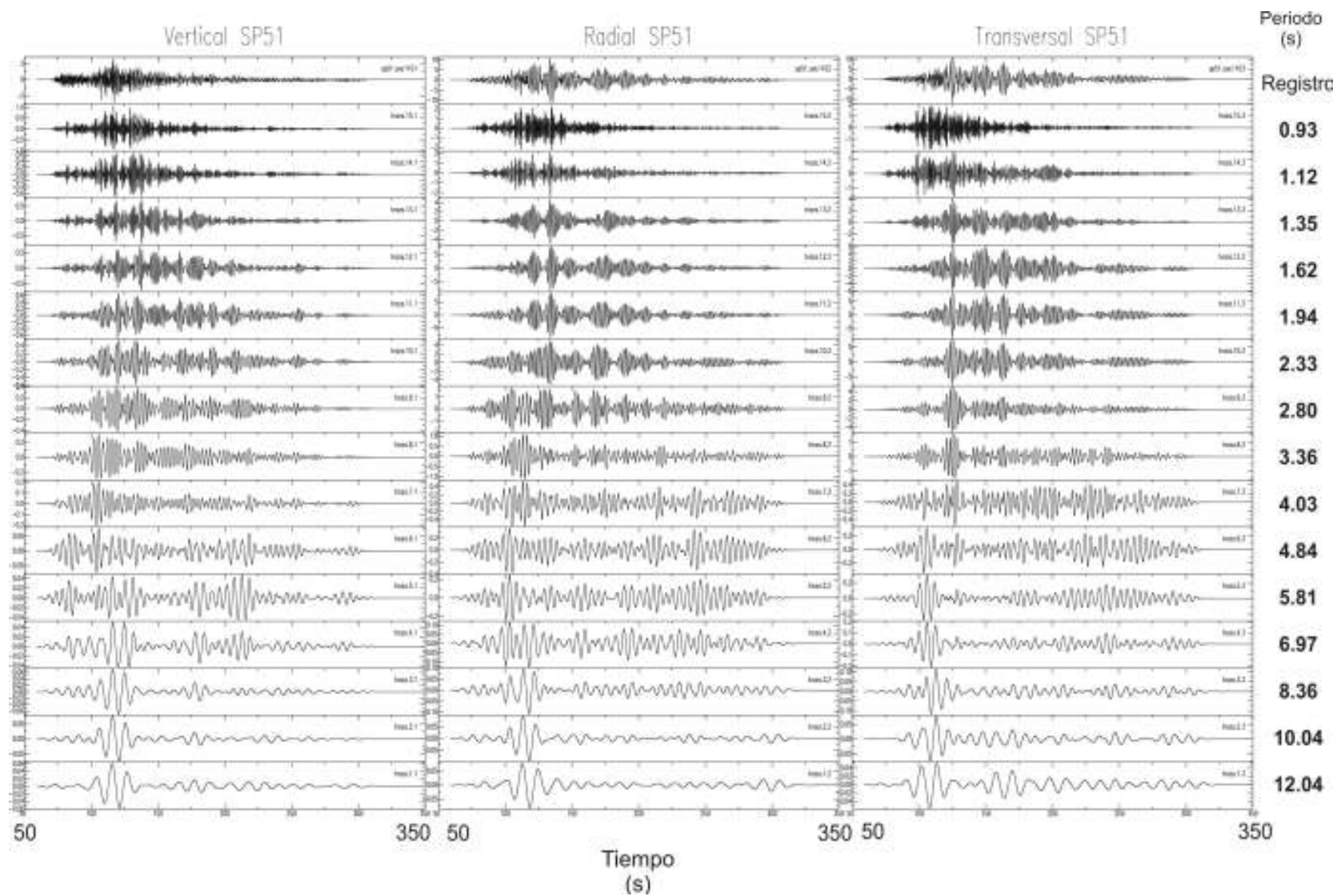
Arreglo A6

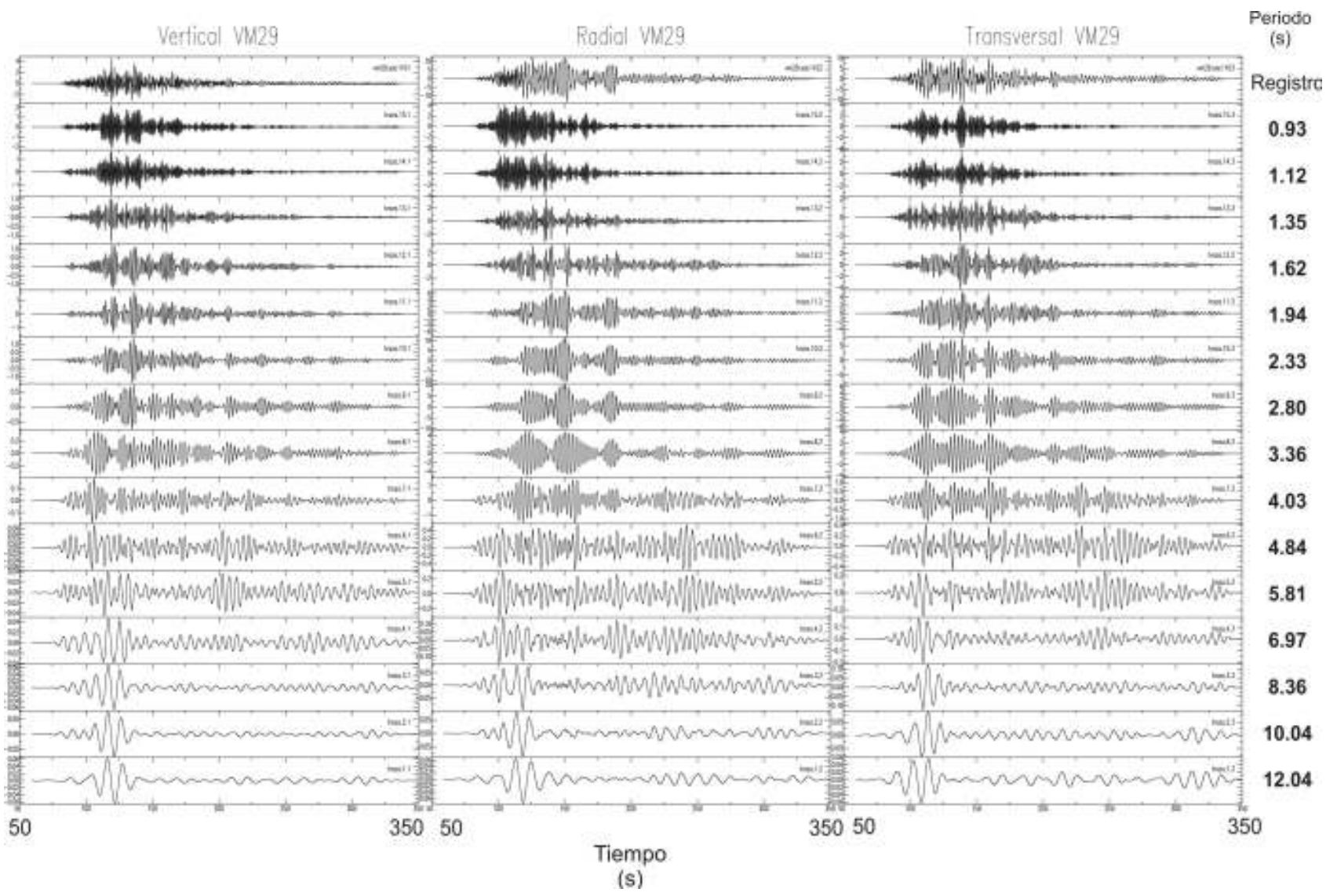




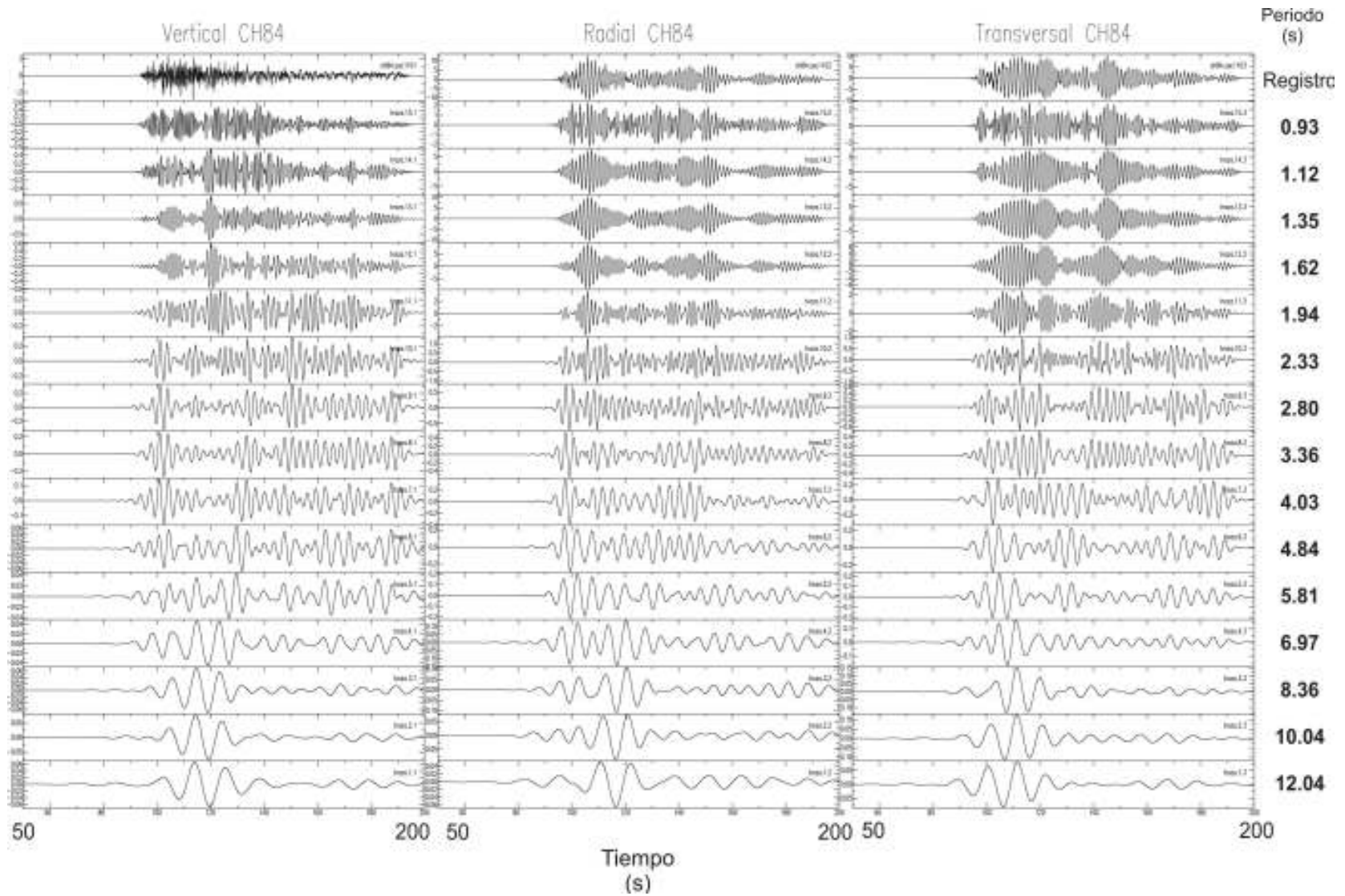


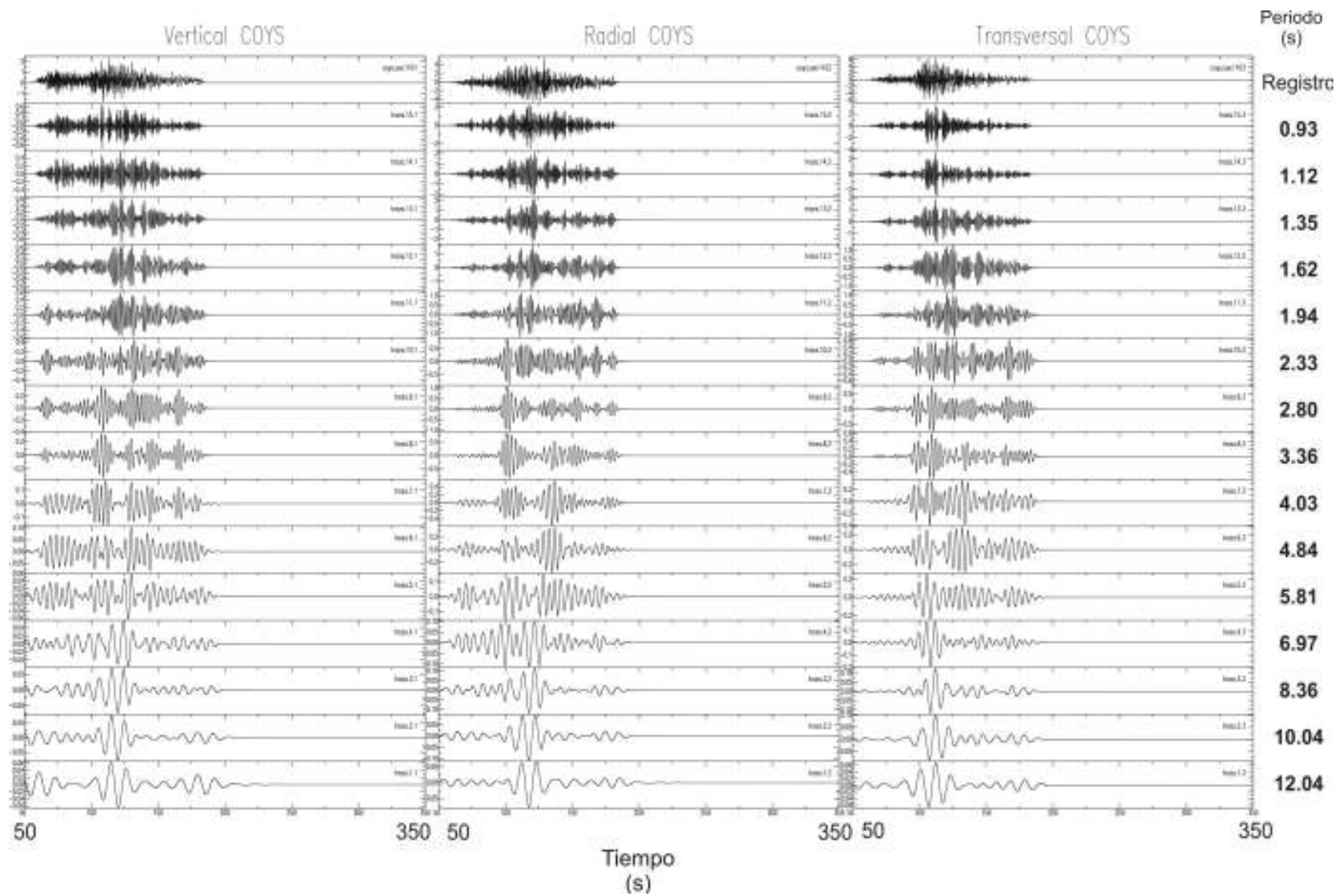


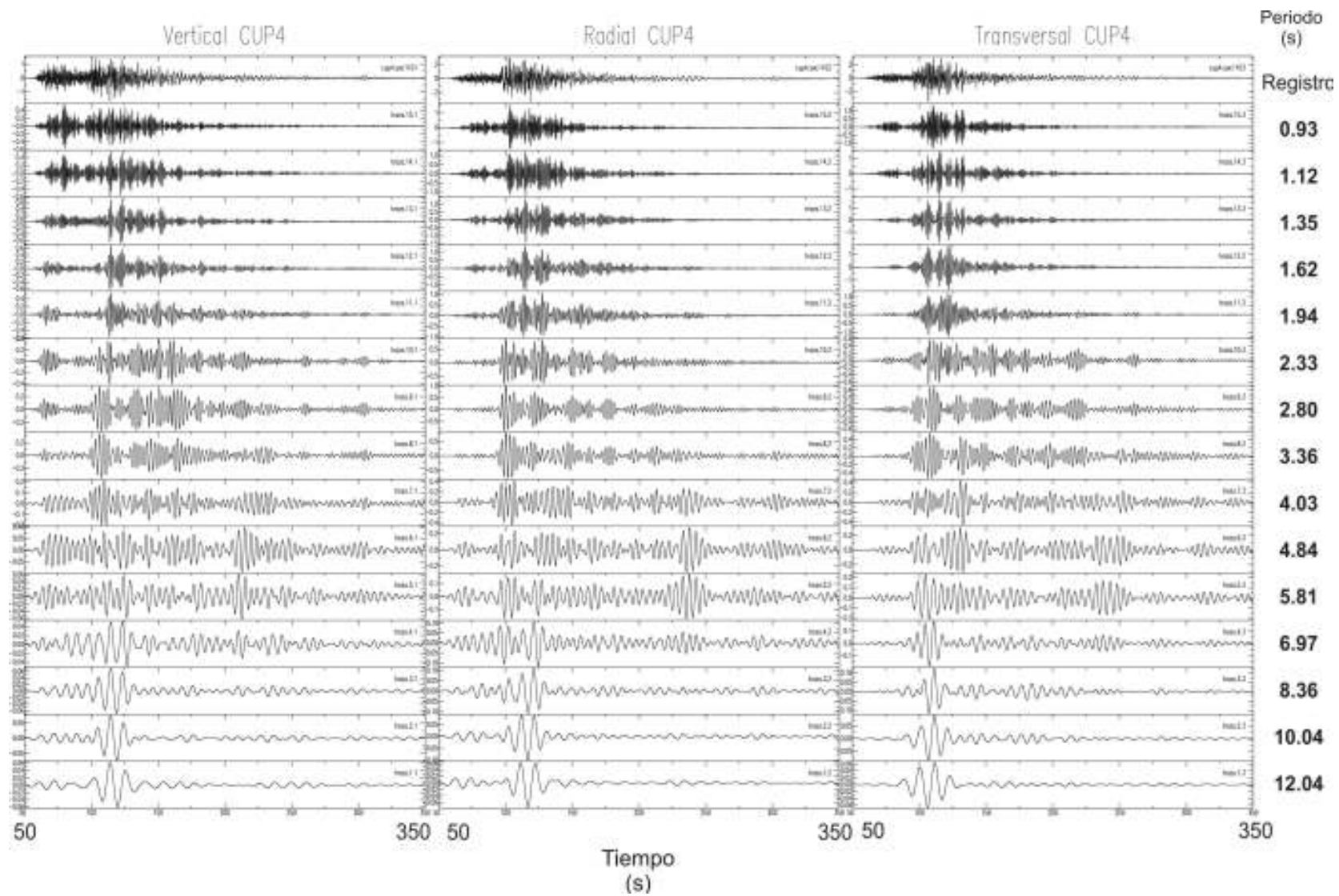


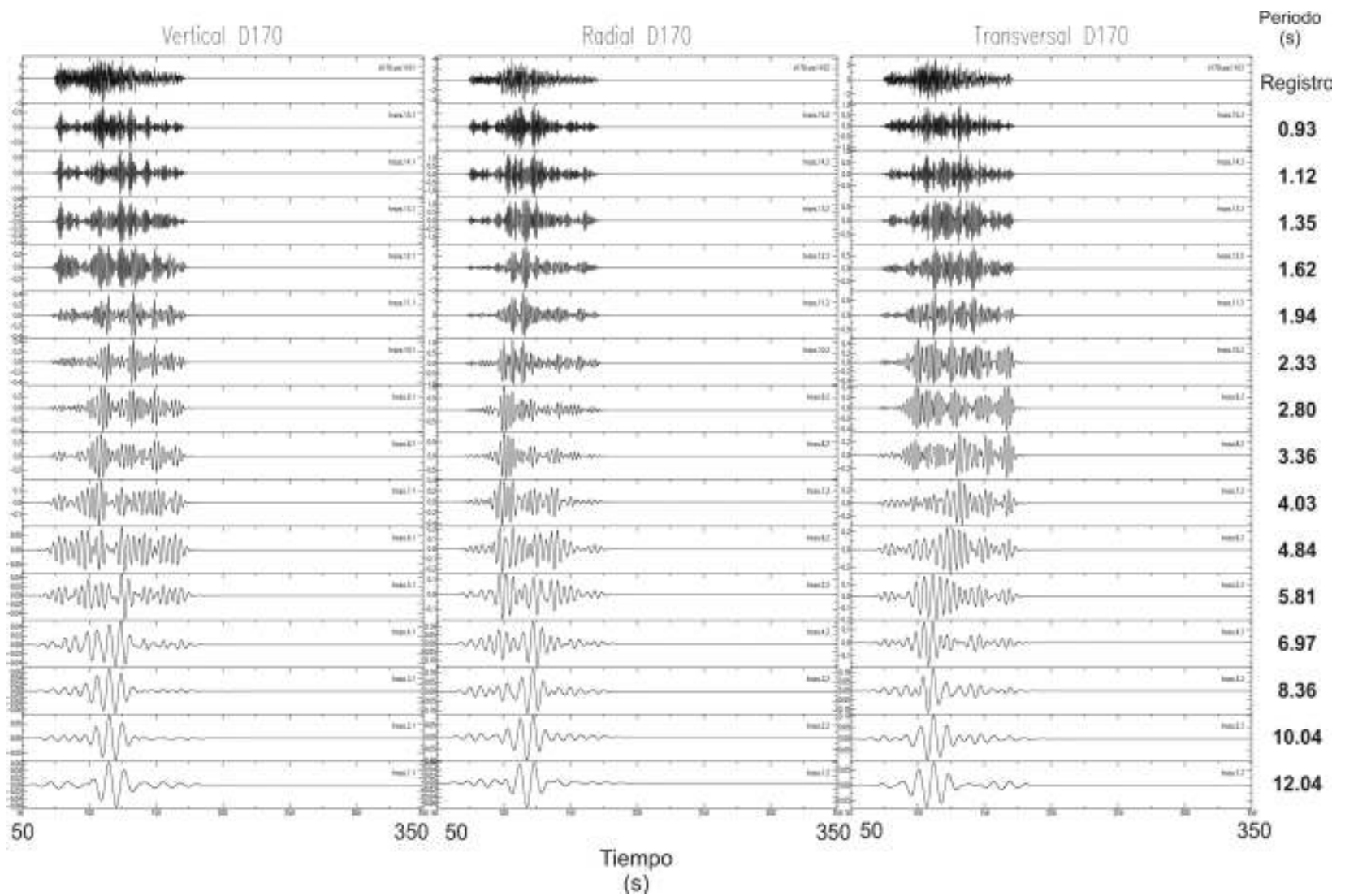


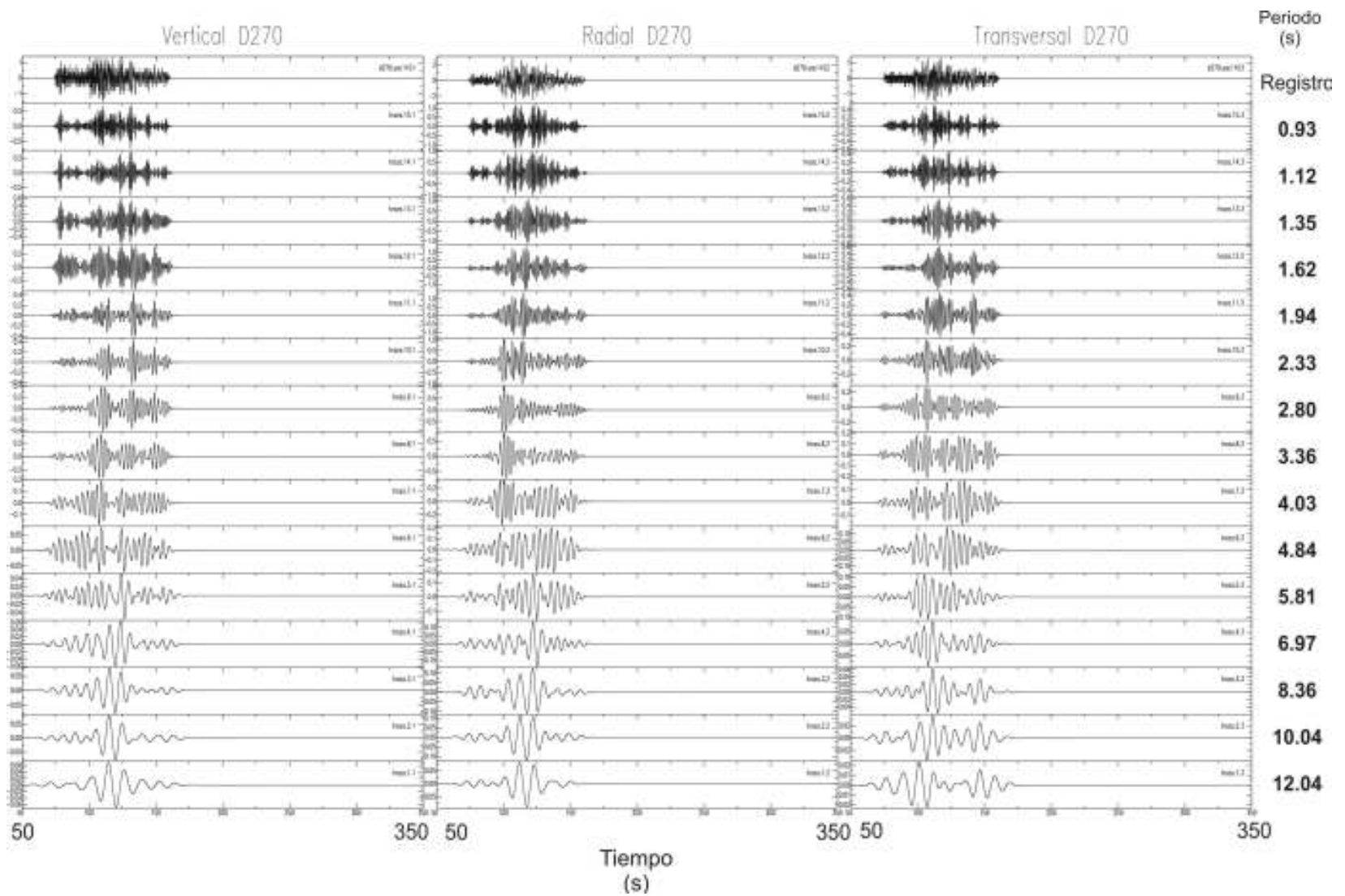
Arreglo A7

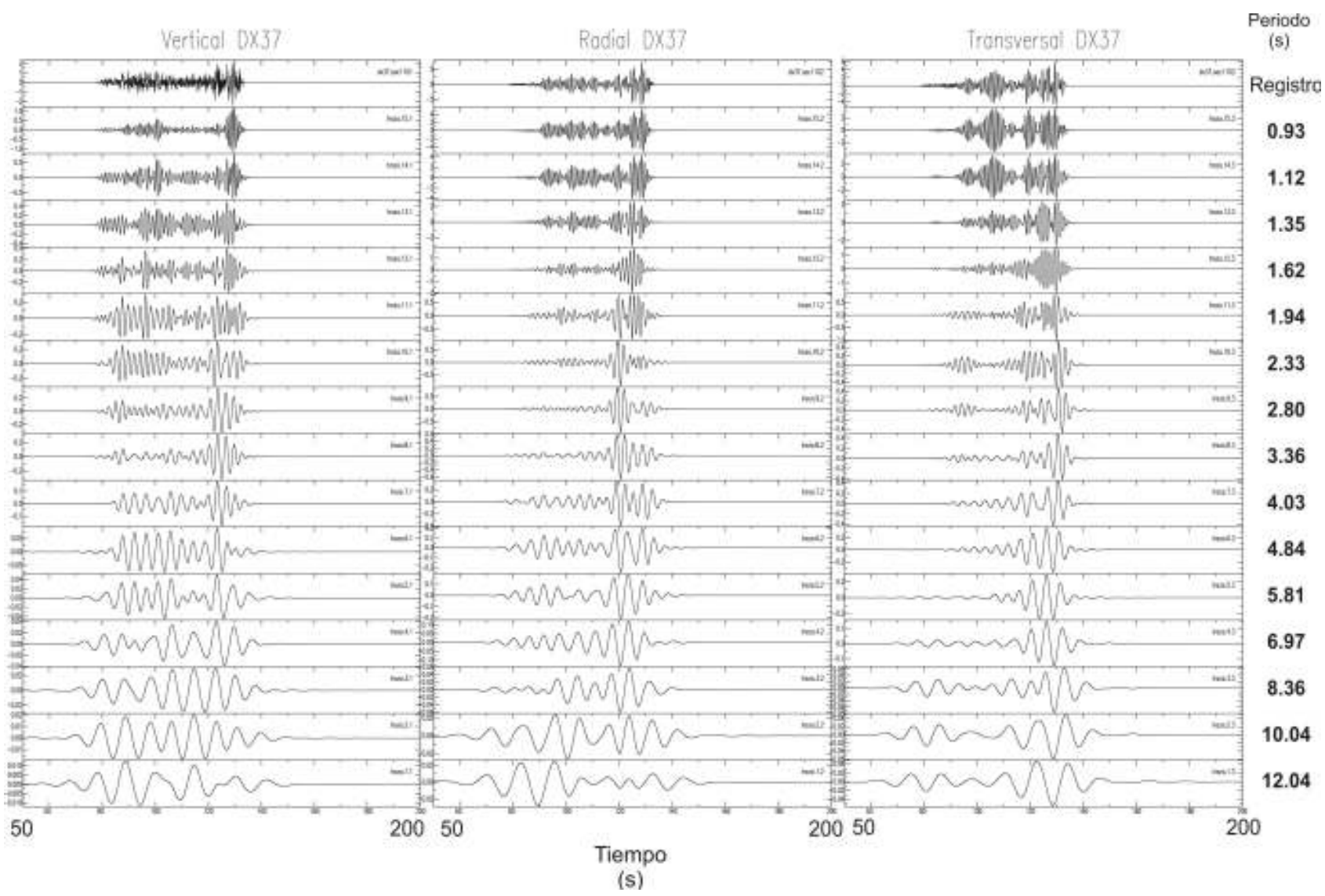


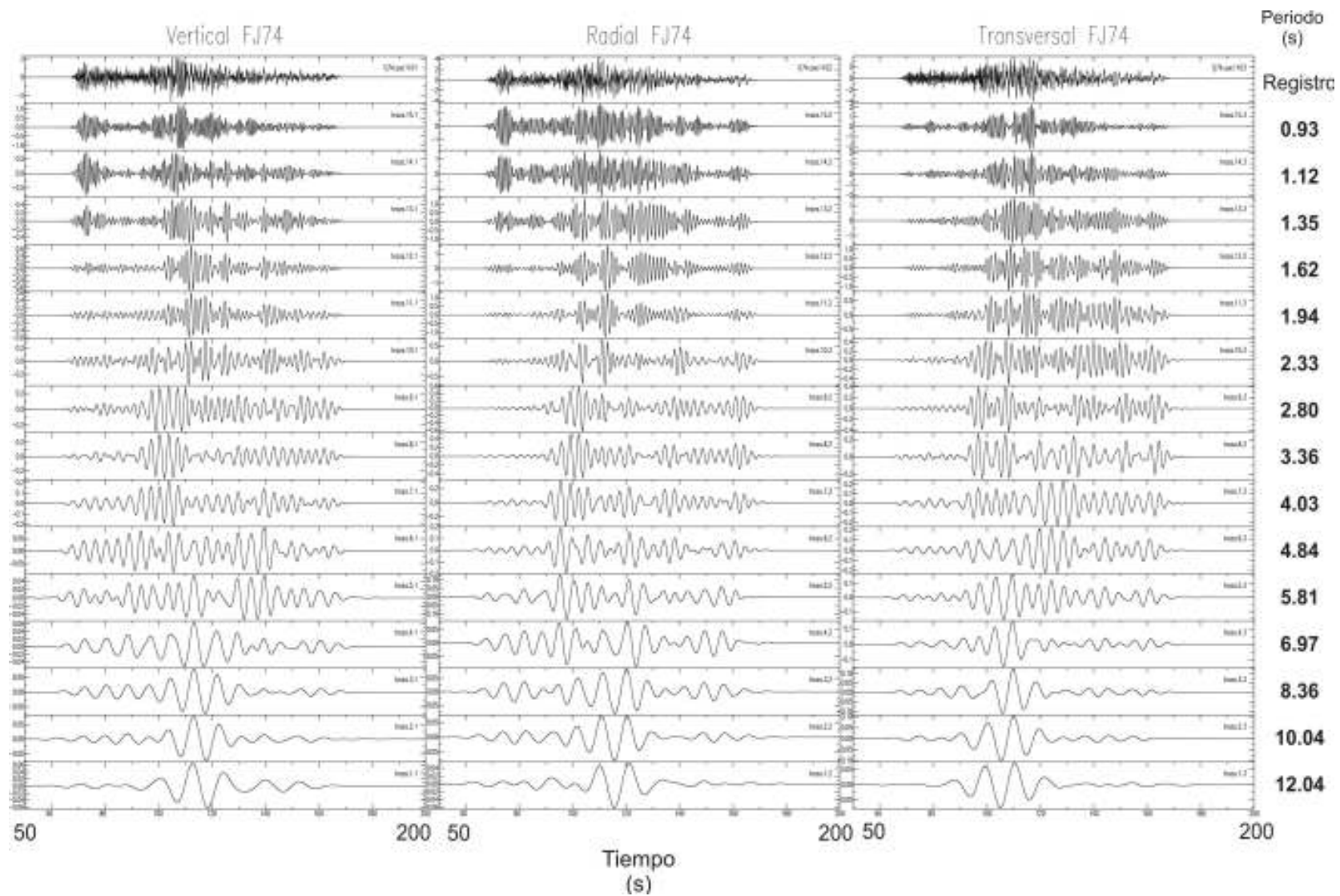


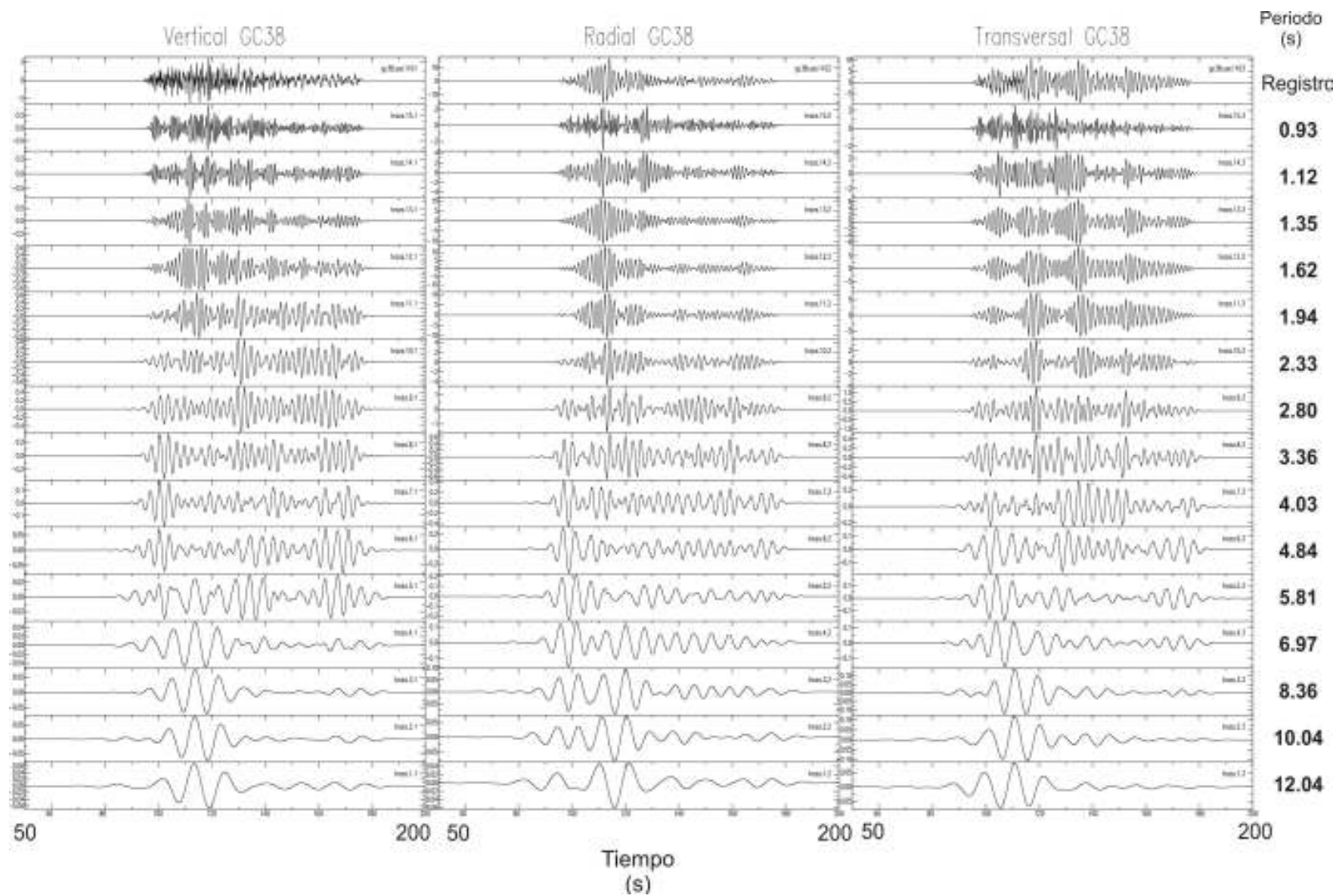


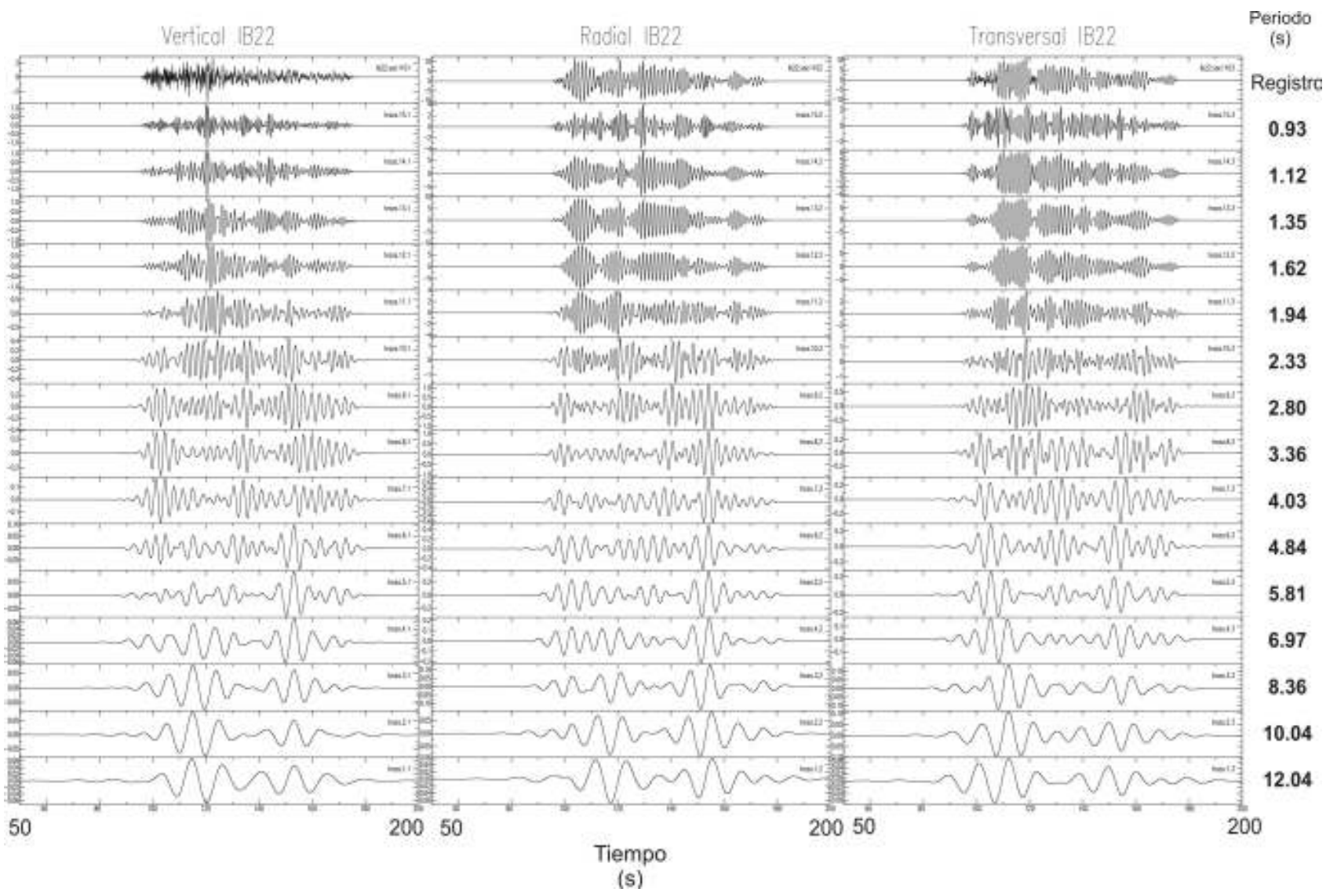


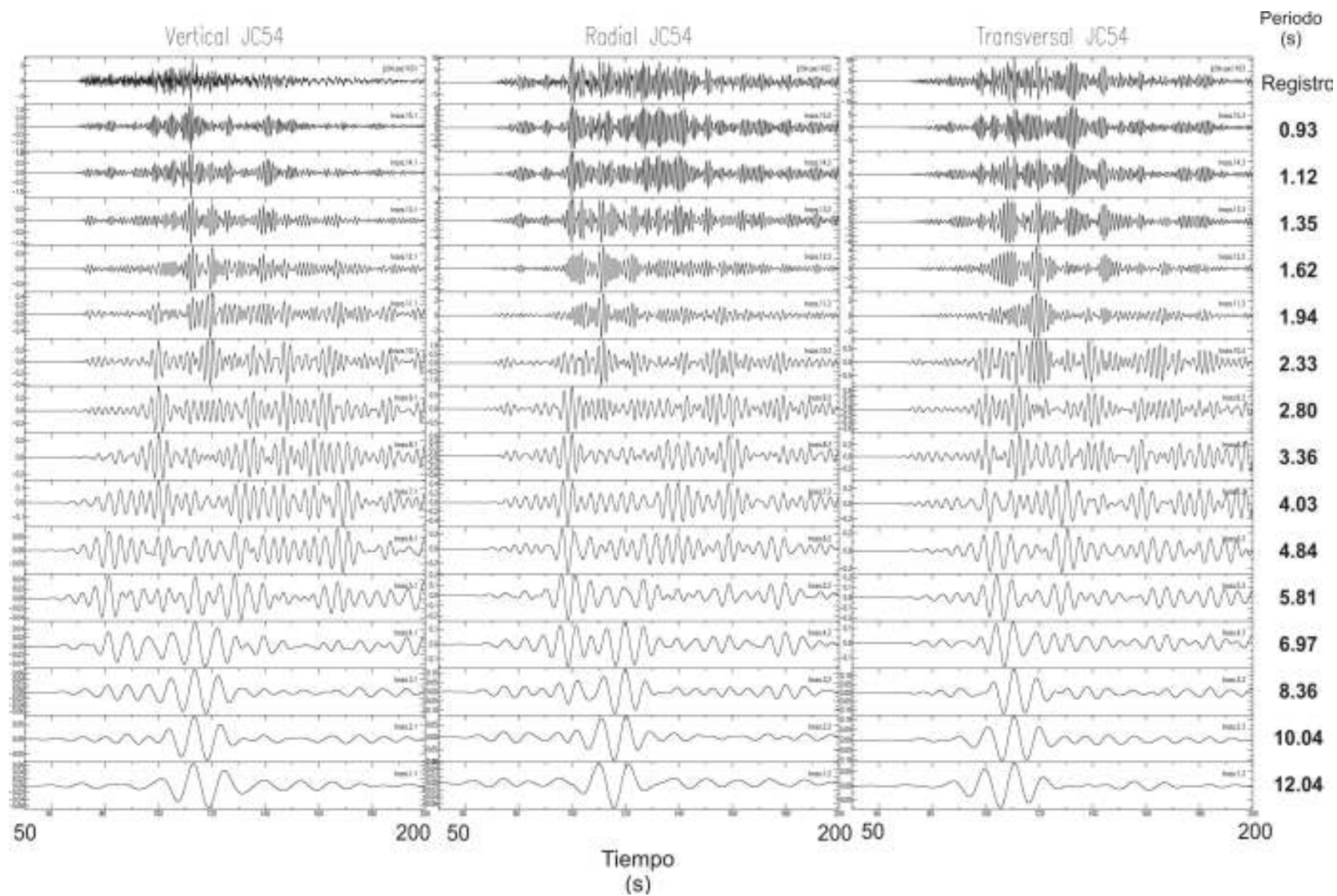


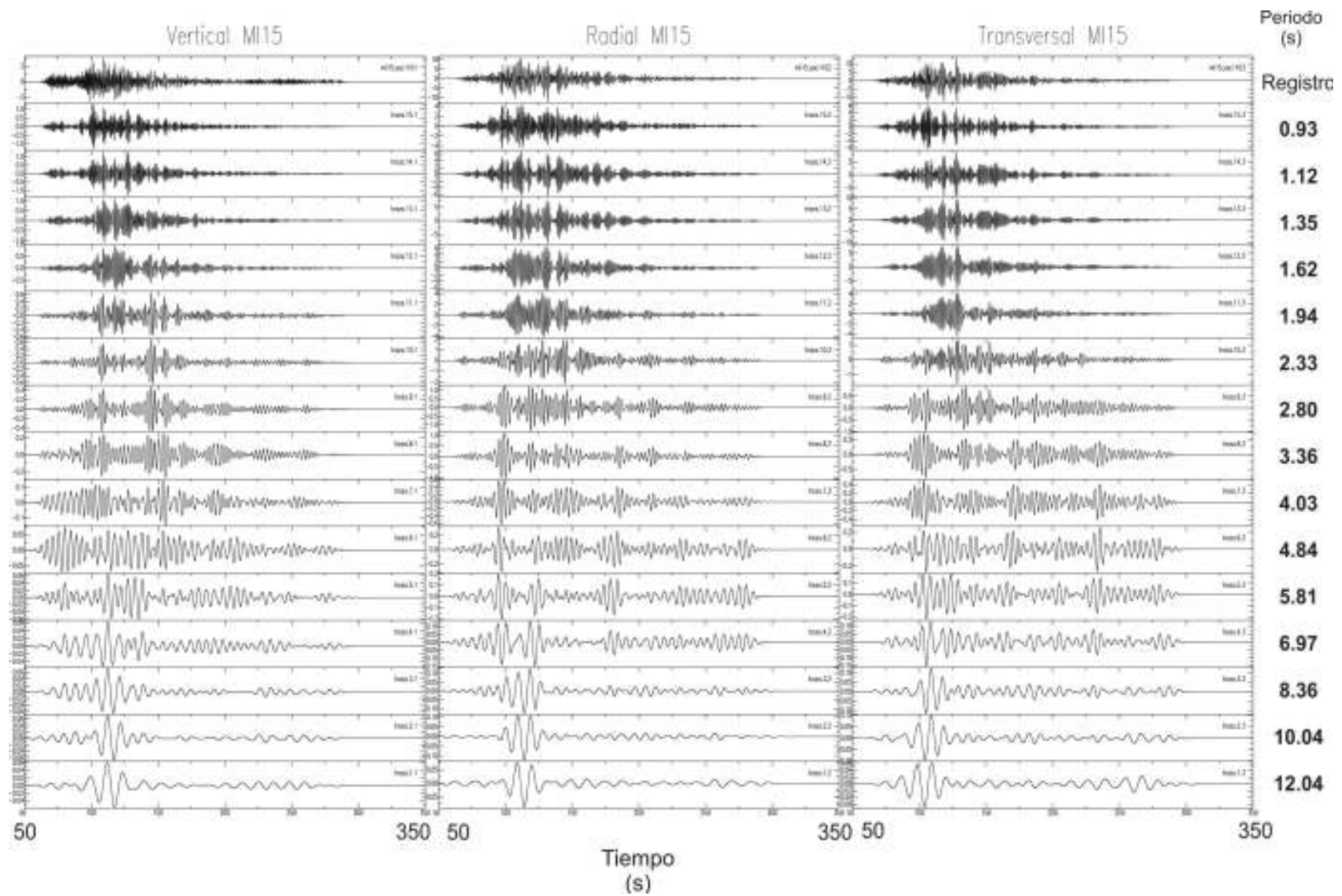


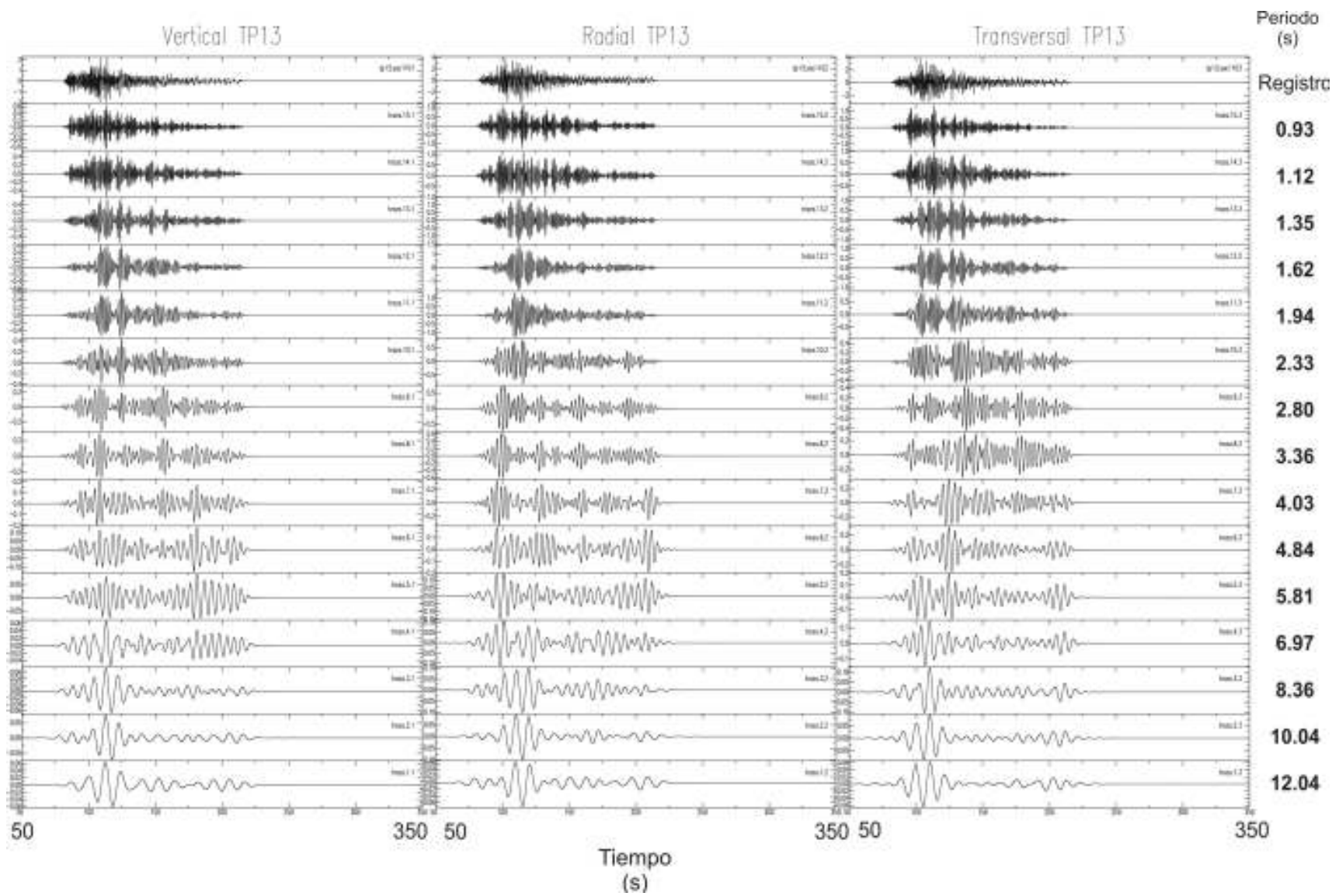


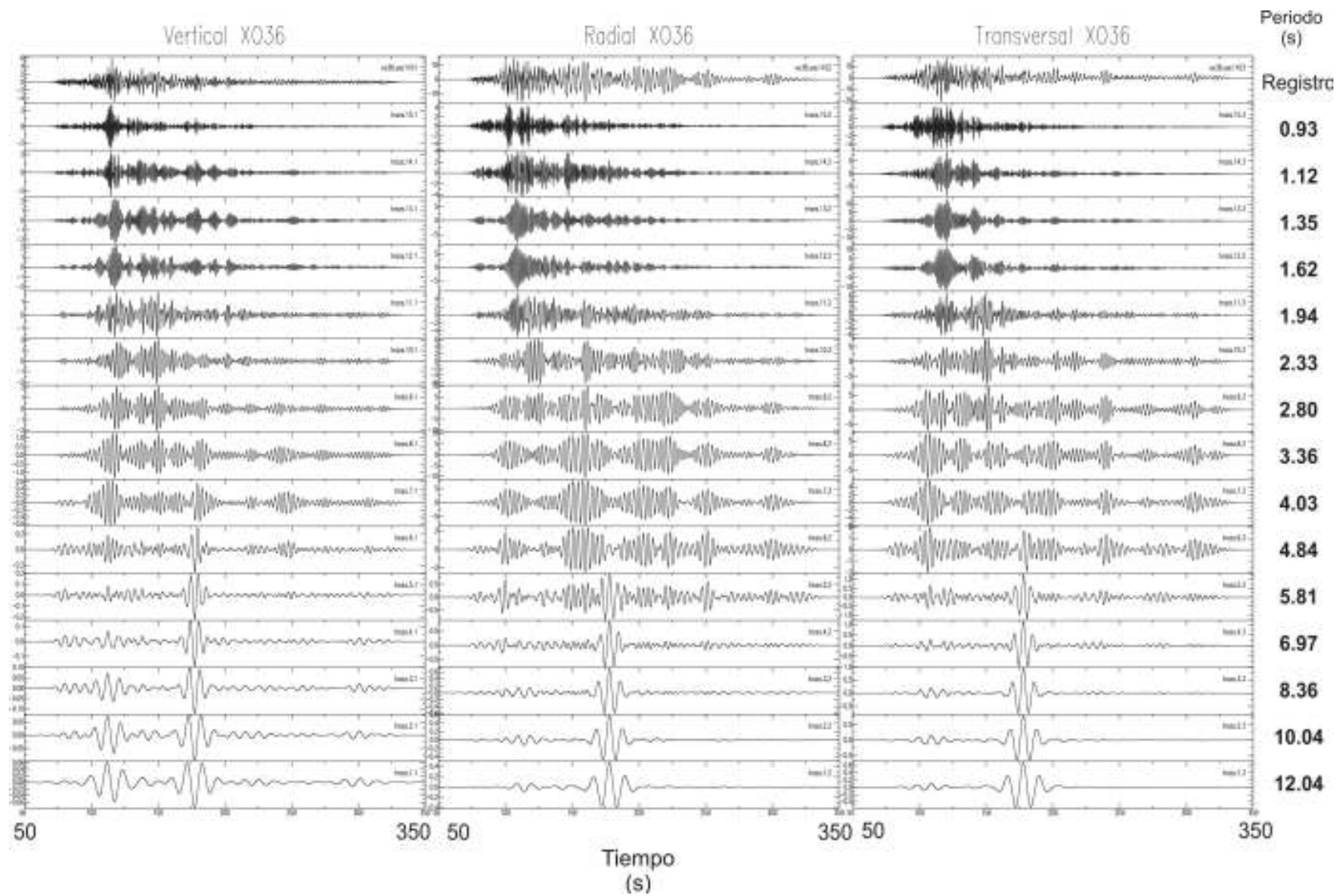












Arreglo A8

