



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**EL MOVIMIENTO SÍSMICO EN EL VALLE DE MÉXICO:  
ANÁLISIS DE DATOS DE UN ARREGLO 3D DE PEQUEÑA  
APERTURA EN LA COLONIA ROMA**

**Agathe Roullé**

TESIS

presentada en el Posgrado en Ciencias de la Tierra del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México como requisito para obtener el grado de

**Doctor en Ciencias de la Tierra  
(Sismología)**

DIRECTOR DE TESIS:

DR. FRANCISCO J. CHÁVEZ-GARCÍA

*México D.F., agosto de 2004*



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**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**

Durante mi estancia en México, entre febrero de 2001 y agosto de 2003, mi trabajo de tesis fue financiada por la Secretaría de Relaciones Exteriores mexicana y el Ministère des Affaires Etrangères francés mediante un acuerdo bilateral entre Francia y México. El último año de trabajo, durante mi estancia en Estrasburgo, Francia, fue financiado por la Universidad Louis Pasteur mediante una docencia de medio tiempo. Agradezco a todas las personas que apoyaron mi proyecto y me permitieron obtener esos financiamientos.

Realicé la mayor parte de mi tesis en el seno de la coordinación de Ingeniería Sismológica del Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México. Quisiera expresar mi gratitud a Francisco Chávez García por haberme aceptado en su equipo y por su confianza durante esa tesis. Las discusiones con él fueron muy fructuosas y me permitieron aprender mucho sobre el riesgo sísmico en general y los efectos de sitio en particular. Agradezco también a Michel Cara del equipo de Sismología de banda ancha del Instituto de Física del Globo de Estrasburgo, Francia, por su apoyo. También ha resultado importante tener un punto de vista exterior aportado por un sismólogo cuya área de estudio no es el Valle de México. Sus comentarios y explicaciones mejoraron notablemente mi trabajo. Agradezco también a los miembros de mis jurados mexicano y francés por haber aceptado leer y comentar mi trabajo.

Parte de mi trabajo consistió en participar en la instalación y el mantenimiento de un arreglo acelerográfico en la Ciudad de México con ingenieros y técnicos de la coordinación de Instrumentación del Instituto de Ingeniería, UNAM. Este trabajo de campo fue sinónimo de alegres momentos de convivencia y les agradezco por ello. Gracias en particular a Eduardo Vázquez Miranda y Mauricio Ayala por haber compartido conmigo su experiencia técnica y por sus largas discusiones sobre los usos y costumbres de nuestros países respectivos. Gracias también a David Almora, Gerardo Castro Parra, Juan Manuel Velasco, Miguel Torres, Marco Antonio Macías, Jorge, y la señora Celia. La compra, instalación y operación del arreglo estuvieron patrocinadas por el CONACYT, bajo el número de proyecto 32588-T. Este trabajo no hubiera sido completo sin los datos registrados por la RACM. Agradezco a todas las personas que me proporcionaron los datos que necesitaba para avanzar en mi trabajo. Los datos de la RACM fueron proporcionados por Leonardo Alcántara del Instituto de Ingeniería de la UNAM, Cesar Morquecho Zamarripa y Enrique Guevara Ortiz del CENAPRED, y Juan Manuel Espinosa Aranda del CIRES. Jeffrey Barker de la Universidad de Birmingham (Estados Unidos) me facilitó los datos registrados por un arreglo temporal instalado en 1994 en la zona de lomas. Agradezco también a Carlos Gutiérrez por haberme proporcionado los resultados de los perfiles de velocidad realizados durante la instalación del arreglo en la Colonia Roma.

Muchos sismólogos, geotécnicos, geofísicos, ingenieros civiles, técnicos me ayudaron con datos, explicaciones, críticas o consejos durante este trabajo. Pienso en particular en (en desorden): Jorge Aguirre, Miguel Rodríguez, Mario Ordaz Shroeder, Krishna Singh, Julio Cuenca, Javier Pacheco, Francisco Sánchez Sesma, Raúl Valenzuela Wong, Efraín Ovando, Javier Almendros de la Universidad de Granada (España), Edgar Méndez, Luis Rivera, Jean-Jacques Lévêque, Valérie Ansel. Gracias a ellos. Agradezco de todo corazón a todas las personas que me ayudaron a resolver los problemas administrativos de todo rango que encontré durante mi estancia en México y para mi regreso en Francia: Araceli Cháman Gamez, Monica Lizbeth Salgado Miranda, Teresa Becerril, y Brigitte

Lhéritier del Ministère des Affaires Etrangères. Gracias también a Janine Fischbach y a Monique Willer por su gentileza.

Disfruté mucho mi estancia a México, donde descubrí un país atractivo, colorido, de gran riqueza cultural y ambiental, y lleno de contradicciones. Allá, sentí también mis primeros terremotos fuertes, ¡sensación inolvidable para una joven sismóloga! Nicolás me hizo descubrir y amar a ese país. Gracias a él y a todos los familiares, amigos, colegas o simples desconocidos que facilitaron mi integración en ese país e hicieron de mi estancia una experiencia inolvidable. Un gracias especial a los tocayos del cubículo 105, Hugo y Hugo-San, a Claudia Romero, y a todos mis colegas y amigos del Instituto de Ingeniería.

Quisiera también agradecer también a mis colegas y amigos de Estrasburgo. Muchas gracias a Alessia por su ayuda, sus discusiones fructuosas y por haber corregido con paciencia mis artículos; a mis cuates del cubículo 404, Anne, Gideon, Rosaria, Benoît; y del 3er piso Olivier, Juan y Mathieu.

Expreso mi profundo reconocimiento a mis papas por su apoyo incondicional en los momentos difíciles y por compartir conmigo los momentos de alegría. Doy finalmente las gracias a Nicolás quien, por su amor de la vida, su ánimo frente a la enfermedad y su sed de saber, me alentó a sacar adelante mi tesis. Una dedicatoria cariñosa a mi abuela Yvonne quien no pudo ver esta tesis terminada.

# ÍNDICE

<b>1</b>	<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>10</b>
<b>2</b>	<b>UNA RED ACELEROGRÁFICA DE PEQUEÑA APERTURA EN LA COLONIA ROMA</b>	<b>14</b>
<b>2.1</b>	<b>PRESENTACIÓN DE LA REPÚBLICA MEXICANA .....</b>	<b>14</b>
2.1.1	CONTEXTO TECTÓNICO Y SISMOLÓGICO .....	14
2.1.2	MODELO ESTRUCTURAL ENTRE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN Y LA CUENCA DE MÉXICO .....	15
<b>2.2</b>	<b>PRESENTACIÓN DE LA CUENCA DE MÉXICO.....</b>	<b>16</b>
2.2.1	FORMACIÓN DE LA CUENCA .....	16
2.2.2	ESTRATIGRAFÍA .....	18
2.2.3	ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA.....	19
2.2.4	MODELO ESTRUCTURAL DE LA CUENCA.....	20
<b>2.3</b>	<b>INSTALACIÓN DEL NUEVO ARREGLO.....</b>	<b>22</b>
2.3.1	OBJETIVOS .....	22
2.3.2	DESCRIPCIÓN DE LOS SITIOS .....	23
2.3.3	DESCRIPCIÓN DE LOS INSTRUMENTOS .....	26
2.3.4	INSTALACIÓN DE LOS ACELERÓGRAFOS DE SUPERFICIE.....	26
2.3.5	INSTALACIÓN DE LOS ACELERÓGRAFOS DE POZO .....	28
2.3.6	ESTACIONES COMPLEMENTARIAS Y ARREGLO FINAL.....	29
<b>2.4</b>	<b>RESPUESTA DEL ARREGLO .....</b>	<b>32</b>
2.4.1	CASO DE UN ARREGLO LINEAL .....	32
2.4.2	RESPUESTA DEL ARREGLO DE LA COLONIA ROMA .....	34
<b>2.5</b>	<b>SISMOS REGISTRADOS POR EL NUEVO ARREGLO .....</b>	<b>35</b>
2.5.1	SISMO DE COYUCA .....	36
2.5.2	SISMO DE COLIMA.....	37
<b>2.6</b>	<b>PERFILES SUPERFICIALES DE VELOCIDAD EN LA ZONA DE ESTUDIO .....</b>	<b>39</b>
<b>2.7</b>	<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>40</b>
<b>3</b>	<b>MÉTODOS DE ANÁLISIS DE DATOS DE ARREGLO .....</b>	<b>42</b>
<b>3.1</b>	<b>ESPECTROS DE POTENCIA FRECUENCIA-NÚMERO DE ONDA (F-K) .....</b>	<b>43</b>
3.1.1	MÉTODO CONVENCIONAL.....	43
3.1.2	MÉTODO DE CAPON O F-K DE ALTA RESOLUCIÓN.....	44
<b>3.2</b>	<b>MULTIPLE SIGNAL CHARACTERIZATION (MUSIC).....</b>	<b>44</b>
3.2.1	TEORÍA.....	44

3.2.2	ALINEACIÓN DE LOS SISMOGRAMAS .....	46
3.2.3	CÁLCULO DE LA MATRIZ DE COVARIANZA .....	47
3.2.3.a	Caso de señales de banda ancha.....	47
3.2.3.b	Promedio espacial .....	47
3.2.3.c	<i>Pre-whitening</i> (casos sintéticos) .....	48
3.2.4	DETERMINACIÓN DEL NÚMERO DE SEÑALES .....	48
3.2.4.a	Criterios estadísticos .....	48
3.2.4.b	Criterios por umbral .....	49
3.2.5	ESTIMACIÓN DE LAS INCERTIDUMBRES .....	51
3.2.6	APLICACIONES ANTERIORES DEL MÉTODO .....	52
<b>3.3</b>	<b>COMPARACIÓN DE LOS MÉTODOS CON DATOS SINTÉTICOS .....</b>	<b>54</b>
3.3.1	CASO DE SEÑALES NO SIMULTÁNEAS .....	55
3.3.2	CASO DE SEÑALES SIMULTÁNEAS.....	57
3.3.3	INFLUENCIA DEL RUIDO .....	58
<b>3.4</b>	<b>COMPARACIÓN DE LOS MÉTODOS CON DATOS REALES .....</b>	<b>59</b>
3.4.1	DATOS DEL JARDÍN BOTÁNICO DE LA UNAM .....	60
3.4.2	DATOS DE LA COLONIA ROMA .....	63
<b>3.5</b>	<b>MÉTODO DE CROSS-CORRELACIÓN.....</b>	<b>67</b>
<b>3.6</b>	<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>68</b>
<b>4</b>	<b><u>ANÁLISIS DEL SISMO DEL 8 DE OCTUBRE DEL 2001 .....</u></b>	<b><u>70</u></b>
<b>4.1</b>	<b>INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>70</b>
<b>4.2</b>	<b>PROCESAMIENTO PRELIMINAR DE LOS DATOS .....</b>	<b>70</b>
<b>4.3</b>	<b>PROCESAMIENTO DE LOS DATOS EN LA SUPERFICIE LIBRE.....</b>	<b>71</b>
4.3.1	CARACTERIZACIÓN DE LOS EFECTOS DE SITIO .....	71
4.3.2	FORMA DE ONDA EN LA SUPERFICIE LIBRE.....	75
4.3.3	ANÁLISIS ESPECTRAL F-K .....	82
4.3.3.a	Parámetros del método.....	82
4.3.3.b	Resultados preliminares .....	84
4.3.3.c	Resultados con filtrado en energía .....	93
<b>4.4</b>	<b>PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DE POZO.....</b>	<b>96</b>
4.4.1	COCIENTES ESPECTRALES.....	96
4.4.2	FORMA DE ONDA.....	97
4.4.3	CROSS-CORRELACIÓN.....	101
4.4.3.a	Parámetros del método.....	101
4.4.3.b	Resultados para el arreglo vertical de la estación RMCS .....	102

4.4.3.c	Resultados para el arreglo 3D (estaciones de pozo + estaciones de superficie).....	102
<b>4.5</b>	<b>ANÁLISIS DE POLARIZACIÓN.....</b>	<b>105</b>
4.5.1.a	Descripción del método.....	105
4.5.1.b	Resultados en la zona del lago .....	107
4.5.1.c	Resultados en la zona de lomas (estación CUP4) .....	110
<b>4.6</b>	<b>CONCLUSIONES ACERCA DEL SISMO DE COYUCA.....</b>	<b>112</b>
<b><u>5 ANÁLISIS DEL SISMO DEL 22 DE ENERO DE 2003.....</u></b>		<b><u>114</u></b>
<b>5.1</b>	<b>PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DE SUPERFICIE .....</b>	<b>114</b>
5.1.1	CARACTERIZACIÓN DE LOS EFECTOS DE SITIO .....	114
5.1.2	FORMA DE ONDA EN LA SUPERFICIE LIBRE .....	117
5.1.3	ANÁLISIS ESPECTRAL F-K .....	128
5.1.3.a	Resultados preliminares .....	128
5.1.3.b	Resultados con filtrado en energía .....	135
<b>5.2</b>	<b>PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DE POZO.....</b>	<b>137</b>
5.2.1	COCIENTES ESPECTRALES.....	137
5.2.2	FORMA DE ONDA.....	138
5.2.3	CROSS-CORRELACIÓN.....	140
5.2.3.a	Resultados para el arreglo vertical de la estación RMCS .....	140
5.2.3.b	Resultados para el arreglo 3D (estaciones de superficie + estaciones de pozo).....	141
<b>5.3</b>	<b>ANÁLISIS DE POLARIZACIÓN.....</b>	<b>148</b>
5.3.1.a	Resultados en la zona de lago .....	148
5.3.1.b	Resultados en la zona de lomas (estación CUP4) .....	150
<b>5.4</b>	<b>DISCUSIÓN.....</b>	<b>152</b>
<b><u>6 CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS.....</u></b>		<b><u>158</u></b>
<b><u>7 REFERENCIAS .....</u></b>		<b><u>161</u></b>

## **RESUMEN**

La Ciudad de México es conocida por la importancia de los efectos de sitio observados en su zona de lago, caracterizada por la presencia de una capa superficial de arcilla blanda. Estos efectos se traducen en particular por una amplificación importante del movimiento sísmico (hasta un factor 50 para periodos entre 0.3 y 1 Hz) entre la zona de lago y la zona de lomas. Se puede observar también una larga duración del movimiento fuerte en la zona. A pesar de la instalación de más de 100 acelerógrafos en el Valle de México después del sismo de Michoacán de 1985 ( $M=8.1$ ), todavía no se ha podido entender la relación entre la amplificación del movimiento sísmico y su larga duración observada en la zona de lago. Para mejorar nuestra comprensión del campo de ondas observado en la Ciudad de México, se realizó un análisis sistemático de sus características a partir de los registros de un arreglo 3D de pequeña apertura nuevamente instalado en la colonia Roma, en la zona de lago.

En 2001, se instalaron 11 nuevos acelerógrafos en la colonia Roma, alrededor del arreglo del CENAPRED conocido como “arreglo Roma”. El arreglo completo (viejas + nuevas estaciones) consiste en 15 estaciones de superficie y 6 de pozo, formando un arreglo 3D de apertura inferior a 1 km con base de tiempo absoluto. Desde su instalación, este arreglo permitió registrar dos eventos: el sismo de Coyuca del 08/10/2001 ( $M=6.1$ ) ocurrido en las costas de Guerrero, y el sismo de Colima del 22/01/2003 ( $M=7.6$ ). Esta tesis presenta los resultados obtenidos por el análisis de ambos sismos.

Debido a la complejidad del campo de ondas a estudiar, la primera etapa del trabajo consistió en elegir el método de análisis de datos de arreglo aplicable al caso de la Ciudad de México. Para ello, probamos tres métodos distintos: el método frecuencia-número de onda ( $f-k$ ) convencional, el método  $f-k$  de alta resolución y el método MUSIC sobre datos sintéticos y datos sísmicos registrados por dos arreglos diferentes, un arreglo temporal instalado en la zona de lomas en 1994 y el nuevo arreglo instalado en la colonia Roma. Las pruebas mostraron la superioridad del método  $f-k$  convencional para el análisis de nuestros datos, debido en particular a su mejor robustez en caso de datos poco coherentes.

Para obtener una estimación completa de los parámetros del campo de ondas en la colonia Roma, combinamos varios métodos: análisis visual de los registros, cocientes espectrales, análisis tiempo-frecuencia de los datos de superficie por el método  $f-k$  convencional, análisis tiempo-frecuencia del juego de datos 3D mediante un método de cross-correlación, y análisis de polarización. El análisis de los registros de los sismos de Coyuca y Colima permitió mostrar la diferencia de comportamiento sísmico para periodos inferiores y superiores al periodo de resonancia del sitio, a 2.5 s. Para los periodos superiores a 2.5 s, el campo de ondas se compone de una sucesión de trenes de ondas correspondientes al modo fundamental de ondas de superficie proveniente del epicentro y a ondas difractadas generadas probablemente al nivel de la frontera sur del Eje Volcánico Transmexicano. A 5 s de periodo, se observa una amplificación regional caracterizada por el predominio de ondas de Love. Para los periodos inferiores a 2.5 s, la resonancia de la capa de arcilla superficial gobierna el movimiento sísmico. El campo de ondas consiste en una compleja superposición de ondas difractadas provenientes del cuadrante oeste del Valle de México. Los resultados sugieren una interacción constructiva entre la resonancia local debida a la capa de arcilla blanda y los modos sucesivos de propagación de ondas de superficie guiados por la estructura cortical profunda de la cuenca de México.

## RÉSUMÉ

La ville de Mexico est connue pour les importants effets de site observables dans son ancienne zone lacustre et dus à la présence d'une couche d'argile molle superficielle. Ces effets de site se traduisent en particulier par une amplification importante du mouvement sismique (pouvant aller jusqu'à un facteur 50 entre 0.3 et 1 Hz) entre la zone lacustre et la zone de collines. De plus, dans la zone lacustre, la durée du mouvement sismique est anormalement longue. Malgré l'installation de plus de 100 accélérographes dans la vallée de Mexico depuis le tremblement de terre de Michoacán de 1985 ( $M=8.1$ ), nous ne sommes toujours pas en mesure de comprendre la relation entre l'amplification du mouvement sismique et sa longue durée. Afin d'améliorer notre compréhension du champ d'ondes observé dans la ville de Mexico, nous avons donc réalisé une analyse systématique de ses paramètres de propagation à partir d'un réseau accélérographique 3D de faible ouverture nouvellement installé dans un quartier localisé dans la zone lacustre, la colonia Roma.

En 2001, 11 nouveaux accélérographes ont été installés autour d'un réseau géré par le CENAPRED et appelé "réseau Roma". Le réseau complet (anciennes stations + nouvelles stations) forme un réseau 3D de faible ouverture (moins de 1 km), constitué de 15 stations de surface et 6 de puits, et disposant d'une base de temps absolu. Depuis son installation, ce réseau a permis d'enregistrer deux séismes : le séisme de Coyuca, dans l'état du Guerrero, le 08/10/2001 ( $M=6.1$ ) et le séisme de Colima ( $M=7.6$ ) du 22/01/2003. Cette thèse présente les résultats obtenus lors de l'analyse de ces deux séismes.

En raison de la complexité du champ d'ondes à étudier, la première étape du travail a consisté à choisir une méthode d'analyse de données adaptée au cas de la ville de Mexico. Pour cela, trois méthodes ont été testées : la méthode fréquence-nombre d'onde ( $f-k$ ) conventionnelle, la méthode  $f-k$  haute résolution, et la méthode MUSIC. Les tests ont été réalisés à partir de données synthétiques et d'enregistrements sismologiques réalisés par deux réseaux distincts : le nouveau réseau de la colonia Roma et un réseau temporaire installé en 1994 dans la zone de collines. Les tests ont démontré que la méthode  $f-k$  conventionnelle, plus robuste en cas de données peu cohérentes, était la mieux adaptée à notre cas.

Afin d'estimer en détail les paramètres du champ d'ondes enregistré dans la colonia Roma, nous avons combiné plusieurs méthodes d'analyse: analyse visuelle des enregistrements, rapports spectraux, analyse temps-fréquence des données enregistrées en surface, analyse temps-fréquence basée sur une méthode de corrélation pour le jeu de données 3D, et analyse de polarisation. Les résultats ont montré la différence de comportement sismique de part et d'autre de la période de résonance du site à 2.5 s. Pour les périodes supérieures à 2.5 s, le champ d'ondes se compose d'une succession de trains d'ondes correspondants au mode fondamental d'ondes de surface venant de l'épicentre et à des ondes diffractées probablement formées au niveau de la frontière sud de l'Axe Volcanique Transmexicain. A 5 s de période, on observe une amplification régionale du mouvement sismique caractérisée par une domination des ondes de Love. Pour les périodes inférieures à 2.5 s, le mouvement sismique est gouverné par la résonance de la couche d'argile superficielle. Le champ d'ondes consiste alors en une superposition d'ondes diffractées provenant de l'ouest de la vallée. Les résultats suggèrent une interaction constructive entre la résonance locale due à la couche d'argile molle et les modes successifs de propagation des ondes de surface guidées par la structure corticale profonde du bassin de Mexico.

## **SUMMARY**

The seismic motion in the lake-bed zone of Mexico City is affected by strong site effects due to the presence of a soft surficial clay layer. These site effects are, in particular, responsible for an important amplification of ground motion, which can reach a factor 50 for periods between 0.3 and 1 Hz, between the lake-bed zone and the hill zone. We also can observe a large duration of strong ground motion in this area. Despite the installation of more than 100 new digital strong motion stations in Mexico City after 1985, only little progress have been done towards understanding the relation between the amplification of ground motion in the lake-bed zone and the large duration of seismic motion. In order to improve our comprehension of the observed wavefield in Mexico City, we have realized a systematic analysis of its characteristics from the records of a small aperture 3D array installed in 2001 in the colonia Roma, in the lake-bed zone of the city.

In 2001, it has been decided to install 11 new accelerometers in the colonia Roma, a district located the lake-bed zone of the city, near an existing array operated by CENAPRED and known as “the Roma array”. Together with the existing stations, these new instruments form a 3D array of small aperture (less than 1 km), with 15 surface and 6 borehole stations. Since its installation, this new array recorded the 10/08/2001 Coyuca event, Guerrero, (M=6.1) and the 01/22/2003 Colima (M=7.6) event. This thesis presents the results obtained from the analysis of both events.

The application of available array processing techniques to the complex case of Mexico City could be difficult. We then have tested three methods to analyse their capacity to process the data from our new dense accelerograph array: the conventional frequency-wavenumber ( $f-k$ ) method, the maximum-likelihood  $f-k$  method and the Multiple Signal Characterization technique (MUSIC). Our tests have used both synthetic signals and earthquake data from two different arrays: a temporal array installed on firm soil in Mexico City in 1994, and the new dense array of colonia Roma. The results show the superiority of the conventional  $f-k$  method, more robust than the other two methods in case of data with small coherence.

To obtain a complete estimation of the parameters of the wavefield in colonia Roma, we combine different methods: visual analysis of the filtered data, spectral ratios,  $f-k$  analysis for the datasets recorded by the surface stations, cross-correlation analysis for the 3D datasets, and polarization analysis. The analysis of the two recorded events showed that the characteristics of ground motion as a function of period are different for periods larger or smaller than the site resonant period (2.5 sec). For periods longer than 2.5 sec, the wavefield is composed of successive pulses corresponding to the fundamental mode of surface waves propagating from the epicenter, and to diffracted surface waves probably generated on the southern boundary of the Mexican Volcanic Belt. At 5 s period, we observe a regional amplification characterized by a dominance of Love waves. For periods shorter than 2.5 sec, the resonance of the superficial clay layer becomes predominant. The wavefield consists in a superposition of diffracted waves propagating from the western part of the valley. The results suggest a constructive interference between the local resonance caused by the very soft superficial clay layer and different modes of surface waves guided by the deep crustal structure of the Mexico City basin.

# **1 INTRODUCCIÓN**

El 19 de septiembre de 1985, un sismo de magnitud 8.1 ocurrió en las costas de Michoacán, México. Este evento causó destrucciones enormes en la Ciudad de México, ubicada a 350 km del epicentro. El costo se eleva a más de 10,000 muertos y más de 800 edificios derrumbados o dañados. El costo económico fue de 4,000 millones de dólares (Chávez-García *et al.*, 1994). Con este sismo inició un trabajo científico importante para analizar las causas de la catástrofe, tanto del punto de vista de la sismología (estudio detallado de los efectos de fuente, trayecto y sitio) como de la ingeniería civil para mejorar el código de construcciones. En la actualidad, hay avances importantes en cuanto a la comprensión de los fenómenos responsables del movimiento sísmico en la Ciudad de México (es posible por ejemplo realizar una estimación estadística de la respuesta del suelo esperada para sismos futuros y existe una microzonificación detallada del valle) pero todavía no se han podido reproducir todas las características temporales y espectrales del movimiento sísmico fuerte registrado en la zona de lago de la ciudad, zona muy peligrosa en términos de riesgo sísmico debido a su ubicación sobre una capa de arcilla blanda saturada en agua de 0 a 50 metros de espesor. Para mejorar nuestras capacidades de predicción del movimiento sísmico en la cuenca de México y evitar otra catástrofe en el futuro, parece indispensable entender la totalidad de los fenómenos en juego (hay que recordar que la Ciudad de México cuenta con más de 20 millones de habitantes). El trabajo realizado durante esta tesis es parte de ese esfuerzo de comprensión del movimiento sísmico en el valle de México. El proyecto fue patrocinado por el CONACYT (Consejo Nacional de las Ciencias y Tecnología) bajo el número 32588-T y mi tesis fue financiada por una beca conjunta del gobierno francés a través del Ministère des Affaires Etrangères y del gobierno mexicano a través de su Secretaría de Relaciones Exteriores.

Los registros de sismos como el del terremoto del 19 de septiembre de 1985 (Michoacán) muestran fenómenos peculiares en el Valle de México: fuerte amplificación del movimiento sísmico fuerte tanto en terreno firme como en la zona lacustre del Valle de México en relación con el movimiento registrado cerca de la zona del epicentro, y larga duración de este movimiento. Para algunas frecuencias (por ejemplo entre 0.3 y 1 Hz), la amplificación puede alcanzar un factor 10 en la zona de lomas y hasta un factor 500 en la zona del lago (Singh *et al.*, 1988; Ordaz y Singh, 1992) con respecto a sitios localizados fuera del Valle de México y a la misma distancia epicentral. Durante el evento del 19 de septiembre de 1985, la aceleración máxima registrada en la zona de arcilla fue cerca de 0.2 g, tres veces mayor que la observada en terreno firme y casi igual a la aceleración registrada en la zona epicentral a 350 kilómetros de distancia (Chávez-García *et al.*, 1995). En realidad, existen dos fenómenos de amplificación distintos en la Ciudad de México. El primer fenómeno es una amplificación regional observada en la mayor parte del Valle de México y posiblemente relacionada con una capa superficial de baja velocidad en la zona sur del Eje Neovolcánico Transversal (Singh *et al.*, 1995; Cárdenas *et al.*, 1997; Shapiro *et al.*, 1997). La segunda amplificación es un fenómeno local, observada solo en la zona del lago del valle de México y provocada por resonancias debidas a la capa superficial de arcilla blanda (Seed *et al.* 1988, Singh *et al.*, 1988).

El tercer fenómeno que se puede observar en la zona de lago del valle de México es una larga duración del movimiento sísmico. En los registros del terremoto de 1985, se ven arribos tardíos de energía que incrementaron la duración del movimiento sísmico hasta alcanzar 3 veces aquella observada en terreno firme. El problema de la larga duración del movimiento fuerte no se ha podido explicar completamente hasta ahora. Los modelos 1D de propagación de ondas en el valle de México dan una buena aproximación de la respuesta espectral de las observaciones (Seed *et al.*, 1988) pero no permiten explicar la duración del movimiento sísmico (Kawase y Aki, 1989; Chávez-García y Bard, 1994). El fuerte contraste de impedancia entre el suelo blando superficial y el subsuelo rocoso permite calcular una amplitud importante para el movimiento sísmico pero no una larga duración. Otra posible explicación de la diferencia de duración entre las zonas de roca y de arcilla sería un problema de instrumentación (Singh y Ordaz, 1993). Según estos autores, los acelerógrafos no logran registrar la misma duración de movimiento fuerte en la zona de roca que en la zona lacustre por falta de sensibilidad. Sin embargo, esta hipótesis no explica las diferencias entre registros de estaciones muy cercanas. Además, no se pudieron reproducir los registros de la zona de lago utilizando registros largos de la zona de lomas como señales de entrada en modelos de propagación 1D (Sánchez-Sesma *et al.*, 1988). La tercera hipótesis avanzada para explicar la duración del movimiento en el Valle de México se apoya en modelos de propagación de ondas más complejos. Varios fenómenos fueron evocados: la presencia de ondas de gravedad en la zona de arcilla debido a fenómenos mecánicos no lineales (Chávez-García y Bard, 1993a; 1993b), la resonancia de ondas P que se propagan lateralmente (Seligman *et al.*, 1989; Mateos *et al.*, 1993), la propagación de ondas de superficie generadas por heterogeneidades laterales en el valle (Bard *et al.*, 1988; Sánchez-Sesma *et al.*, 1988; Campillo *et al.*, 1988) y el efecto de la estructura conjunta de la cuenca 2D y de la capa de material blando en superficie (Kawase y Aki, 1989). Las simulaciones numéricas mostraron que ninguna de esas hipótesis explica de manera satisfactoria la duración del movimiento observada en los registros o necesitan parámetros (como el factor de calidad  $Q_s$ ) poco realistas para explicarla (Chávez-García y Bard, 1994). En su estudio, por ejemplo, Kawase y Aki (1989) no toman en cuenta la atenuación anelástica y consideran una velocidad de 250 m/s para la capa de arcilla, velocidad demasiado alta si la comparamos con los perfiles de velocidad obtenidos en mediciones de campo. Con una velocidad más realista de 80 m/s y un factor de calidad de 25 obtenido por medidas de laboratorio, Bard *et al.* (1988) mostraron que las ondas de superficie generadas en las orillas de la cuenca sufren una fuerte dispersión y atenuación y no pueden explicar de manera convincente la duración de los registros en la zona de lago. De la misma manera, Chávez-García y Bard (1994) mostraron que las dimensiones de la cuenca de México y sus características geofísicas no permiten una resonancia de ondas P propagándose lateralmente a través del valle.

Con el modelado de la propagación de ondas sísmicas entre el epicentro y el valle de México, se demostró la importancia de la estructura 3D de la corteza (Furumura y Kennett, 1998) la cual condiciona las características del campo de ondas incidente al valle de México. Para ellos, la larga duración del movimiento sísmico en el valle se debe a la naturaleza de los trenes de onda  $S_n$  y  $L_g$  provenientes del epicentro, que se propagan de manera eficiente entre el epicentro y la Ciudad de México debido a la estructura de la zona de subducción. La estructura del Eje Volcánico permite además un aumento de la amplitud y duración de las ondas  $L_g$ . De hecho, Singh y Ordaz (1993)

atribuyeron la duración del movimiento sísmico registrado en la zona de lago a una fuente exterior a la cuenca, suponiendo la posibilidad de un efecto de multitrayecto entre la fuente y el sitio o dentro de la cuenca de México para explicar la naturaleza de la coda de los registros. En septiembre de 1985, 11 acelerógrafos registraron el terremoto de Michoacán en el Valle de México, de los cuales 8 eran instrumentos digitales y 3 instrumentos analógicos. Chávez-García *et al.* (1995) reanalizaron esos registros y mostraron que la energía en baja frecuencia de los componentes verticales se había propagado en el modo fundamental de ondas Rayleigh. A frecuencias mayores, estos autores mostraron la existencia de ondas superficiales generadas entre el epicentro y el valle de México lo que confirmó la importancia de la estructura cortical para comprender el movimiento sísmico registrado en la zona de lago de la ciudad. El análisis complementario de los registros del sismo del 25/04/1989 demostró la existencia de pulsos de energía difractados por una heterogeneidad localizada entre el valle de México y Teacalco, a 80 km al sur del Distrito Federal, probablemente la frontera sur del Eje Volcánico Transmexicano. Chávez-García *et al.* (1995), Chávez-García y Romero-Jiménez (1996) y Chávez-García y Salazar (2002) plantearon la hipótesis de una interacción entre ondas superficiales guiadas por la estructura profunda de la cuenca y la resonancia local de la capa de arcilla blanda de la zona de lago.

El objetivo de mi tesis es mejorar la comprensión de la propagación del campo de ondas sísmicas por el valle de México, en particular entender la relación entre el fenómeno de amplificación regional en el centro del país y la duración del movimiento sísmico en la zona del lago del Valle de México e investigar la hipótesis planteada por Chávez-García *et al.* (1995).

Para realizar este trabajo, se instaló un arreglo 3D de pequeña apertura en la colonia Roma Norte, zona fuertemente dañada en 1985, con el fin de analizar en detalles el campo de ondas observado en la zona de lago de la Ciudad de México. Con este arreglo de 1 km de apertura equipado con una base de tiempo común mediante GPS y compuesto de 15 estaciones de superficie y 6 estaciones de pozo, esperamos estimar con precisión la naturaleza y los parámetros de propagación de las ondas dominantes (velocidad de fase y dirección de propagación) tanto para las longitudes de onda cortas (del orden de 100 m) generadas por la capa de arcilla blanda de muy baja velocidad de corte (del orden de 80 m/s) como para las longitudes de onda kilométricas de las ondas guiadas por la estructura profunda de la cuenca. Presentaré en el capítulo 2 el arreglo acelerográfico instalado en 2001 en la colonia Roma Norte y estudiaré la respuesta de este arreglo en términos de número de onda para validar su adecuación a nuestro problema. Terminaré ese capítulo con una breve presentación de los dos eventos registrados por el nuevo arreglo entre 2001 y 2003. En el capítulo 3, presentaré los tres métodos planteados para el procesamiento de los datos de superficie: método frecuencia-número de onda ( $f-k$ ) convencional, método  $f-k$  de alta resolución y MUSIC (Multiple Signal Characterization). Después de una descripción teórica de estos tres métodos, se presentarán las pruebas sintéticas realizadas con ellos para precisar sus límites y ventajas respectivas. Luego, se realizará un cotejo de los tres métodos sobre dos juegos de datos distintos (uno registrado en la zona de lomas, el otro registrado en la zona de lago). Estas pruebas nos permitirán elegir el método más adecuado al estudio del campo de ondas registrado en la zona de lago por nuestro nuevo arreglo de pequeña apertura. Finalmente, presentaré el método de

cross-correlación utilizado para el análisis tiempo-periodo de los datos de pozo registrado en la colonia Roma. En los capítulos 4 y 5, analizaré los eventos registrados el 08/10/2001 ( $M=6.1$ ) en las costas de Guerrero y el 22/01/2003 ( $M=7.6$ ) en las costas de Colima. Este análisis permitirá a la vez definir patrones de propagación comunes a ambos sismos y destacar las diferencias de efectos de propagación causados por epicentros y magnitudes distintas. El capítulo 6 concluirá este trabajo y permitirá exponer las conclusiones y las perspectivas de esta tesis en términos de metodología, de comprensión del campo de ondas en el valle de México y de modelado numérico.

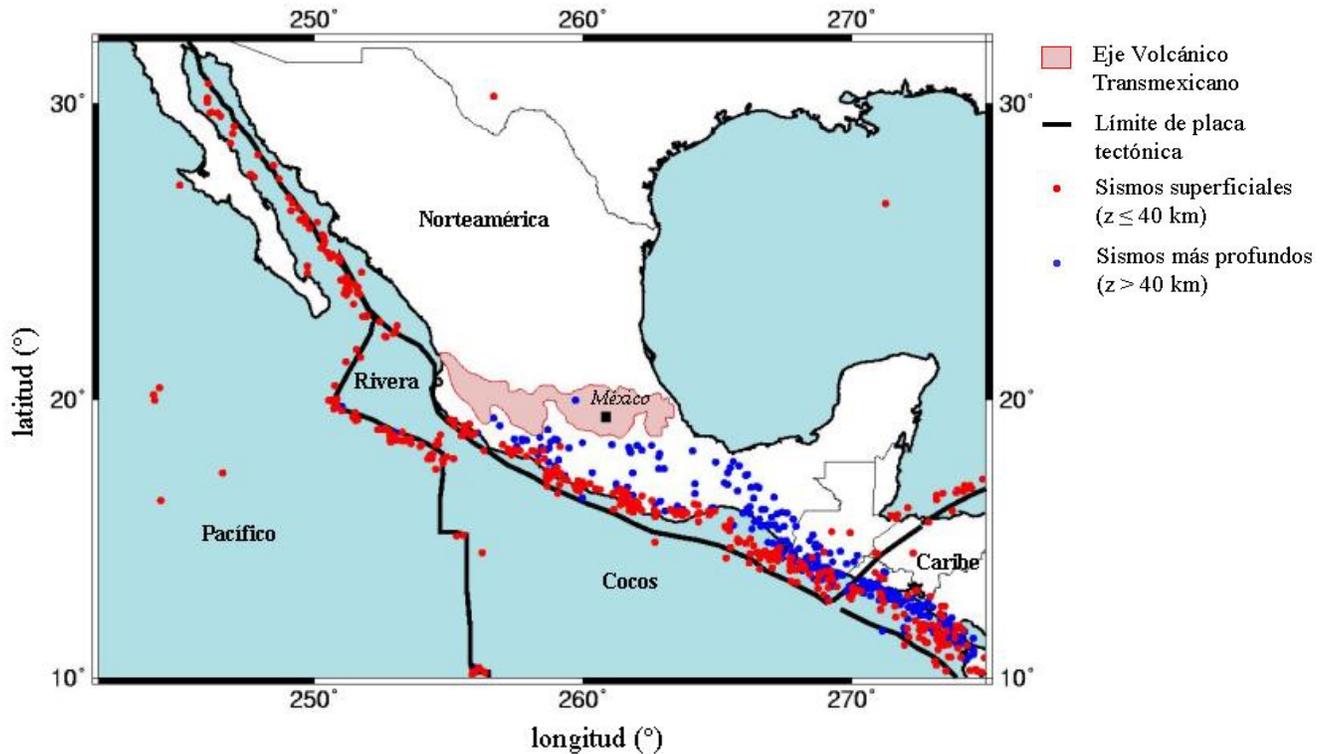
## **2 UNA RED ACELEROGRÁFICA DE PEQUEÑA APERTURA EN LA COLONIA ROMA**

En 1985, la colonia Roma Norte y las colonias cercanas sufrieron importantes daños materiales y humanos. Por ello, por la magnitud de los efectos de amplificación que tuvieron lugar ahí, fue elegido como uno de los sitios prioritarios a instrumentar. Se instalaron acelerógrafos de campo libre y de pozo, se instrumentaron varios edificios (el edificio Jalapa y el Córdoba), y se realizaron estudios geotécnicos avanzados para entender el comportamiento del suelo en esta zona. Como parte de este esfuerzo de comprensión del movimiento sísmico fuerte, y en complemento del arreglo de 5 estaciones operado por el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) en el jardín Pushkín (arreglo Roma), se instaló un arreglo acelerográfico de pequeña apertura en esta zona. En este capítulo, presentaré brevemente la cuenca de México, la ubicación del nuevo arreglo, describiré los instrumentos que lo componen, su instalación y los primeros eventos registrados.

### **2.1 PRESENTACIÓN DE LA REPÚBLICA MEXICANA**

#### **2.1.1 Contexto tectónico y sísmológico**

El territorio Mexicano se encuentra dividido entre cinco placas tectónicas: la placa Norteamérica que contiene todo Norteamérica, parte del océano Atlántico y parte de Siberia, la placa de Pacífico donde se encuentra Baja California, la placa de Caribe que contiene las islas caribeñas y los países de Centro América, y las dos pequeñas placas oceánicas de Cocos y Rivera que conforman el rompecabezas tectónico de México. Los grandes temblores que nos interesan en este estudio ocurren a lo largo de la costa de Pacífico y se deben a la subducción de las placas de Cocos y de Rivera bajo la placa de Norteamérica a lo largo de la trinchera Mesoamericana (figura 2.1). DeMets *et al.* (1991) mostraron que la placa de Cocos subduce bajo la placa de Norteamérica con una velocidad relativa que aumenta hacia el sureste, a lo largo de la trinchera (de 4.8 cm por año cerca la longitud 255.5°E a 7.5 cm por año cerca de la longitud 266°E). La sismicidad en la trinchera varía, con una sismicidad baja en la zona correspondiente a la subducción de la placa de Rivera bajo la placa de Norteamérica enfrente del estado de Jalisco (solo se han reportado seis sismos de magnitud superior a 7.0 desde 1837 en esa zona). En contraste, se reportan mucho más eventos en la zona correspondiente a la subducción de la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica. La subducción de la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica dio origen a la formación de un arco volcánico, llamado Eje Volcánico Transmexicano, que forma una franja de entre 50 y 150 km de ancho que atraviesa el país desde las costas de Jalisco y Nayarit hasta la región del Cofre de Perote (Demant, 1978). El Eje Volcánico Transmexicano está representado en rosa la figura 2.1. Estudios recientes (Cárdenas *et al.*, 1997, 1998; Cárdenas y Chávez-García, 2003) mostraron la importancia de ese eje volcánico sobre los efectos de trayecto sufridos por las ondas que se propagan entre las costas del Pacífico y el centro del país y, por consecuencia, sobre el movimiento sísmico en la Ciudad de México.



**Figura 2-1: Distribución de las placas tectónicas en México y localización de los sismos de magnitud superior a 5.0 registrados entre 1977 y 2003 (catálogo de sismos de la Universidad de Harvard, USA, [www.seismology.harvard.edu](http://www.seismology.harvard.edu)). Los puntos rojos representan los sismos superficiales (profundidades menores a 40 km) y los puntos azules representan sismos más profundos.**

### 2.1.2 Modelo estructural entre la zona de subducción y la cuenca de México

En nuestro estudio, vamos a determinar velocidades de fase de ondas superficiales. Para interpretar los resultados, será necesario compararlos con las curvas teóricas obtenidas de los modelos estructurales existentes. Nos pareció entonces necesario compilar la información disponible en la literatura para definir un modelo de referencia que servirá en el resto de la tesis. Existen varios modelos estructurales que describen la estructura cortical del centro de la república mexicana. Valdés *et al.* (1986), por ejemplo, propusieron un modelo derivado de medidas de refracción sísmica en el estado de Oaxaca y Campillo *et al.* (1989) lo adaptaron al trayecto entre las costas de Michoacán y el Distrito Federal para estudiar el movimiento sísmico observado en la Ciudad de México durante el sismo de 1985. Campillo *et al.* (1996) e Iglesias *et al.* (2001) propusieron también un modelo estructural entre las costas de Guerrero y Michoacán y el Distrito Federal estimado por inversión de curvas de dispersión de ondas superficiales. En nuestro caso, el modelo más adecuado por su posición geográfica es el modelo de Campillo *et al.* (1996). Será nuestro modelo de referencia para el trayecto entre la costa del Pacífico y la Ciudad de México. A partir de este modelo estructural se obtienen las curvas de velocidad de fase graficadas en la figura 2.2 para los tres primeros modos de las ondas Rayleigh y Love.

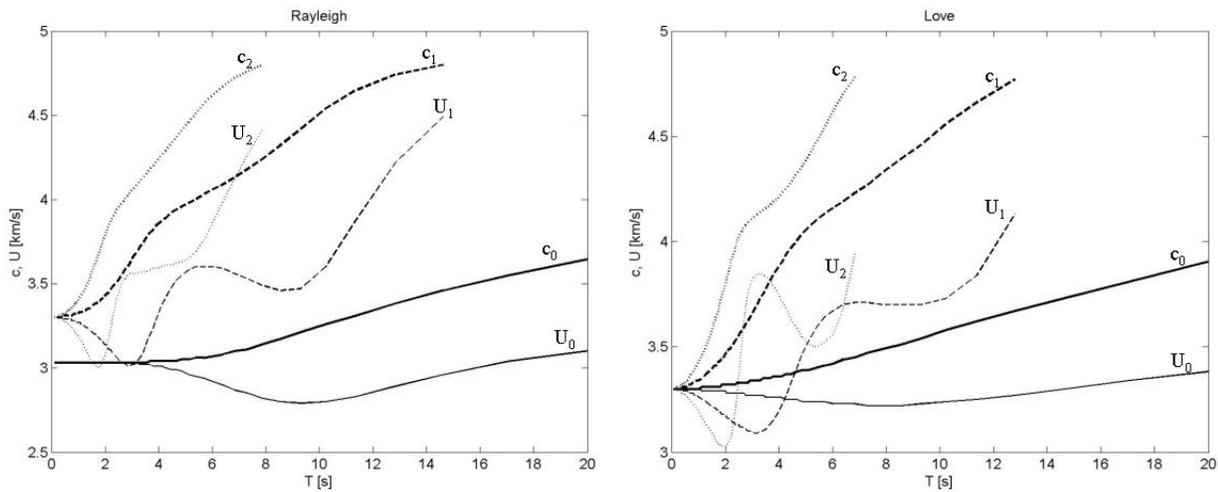


Figura 2-2: Curvas de dispersión (velocidad de fase  $c$  y de grupo  $U$ ) de los tres primeros modos de ondas Rayleigh y Love para el modelo estructural de Campillo *et al.* (1996) entre la costa de Guerrero y la cuenca de México.

## 2.2 PRESENTACIÓN DE LA CUENCA DE MÉXICO

### 2.2.1 Formación de la cuenca

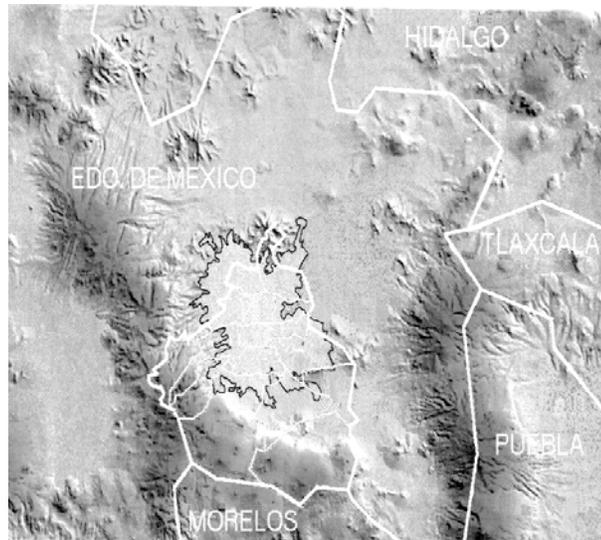
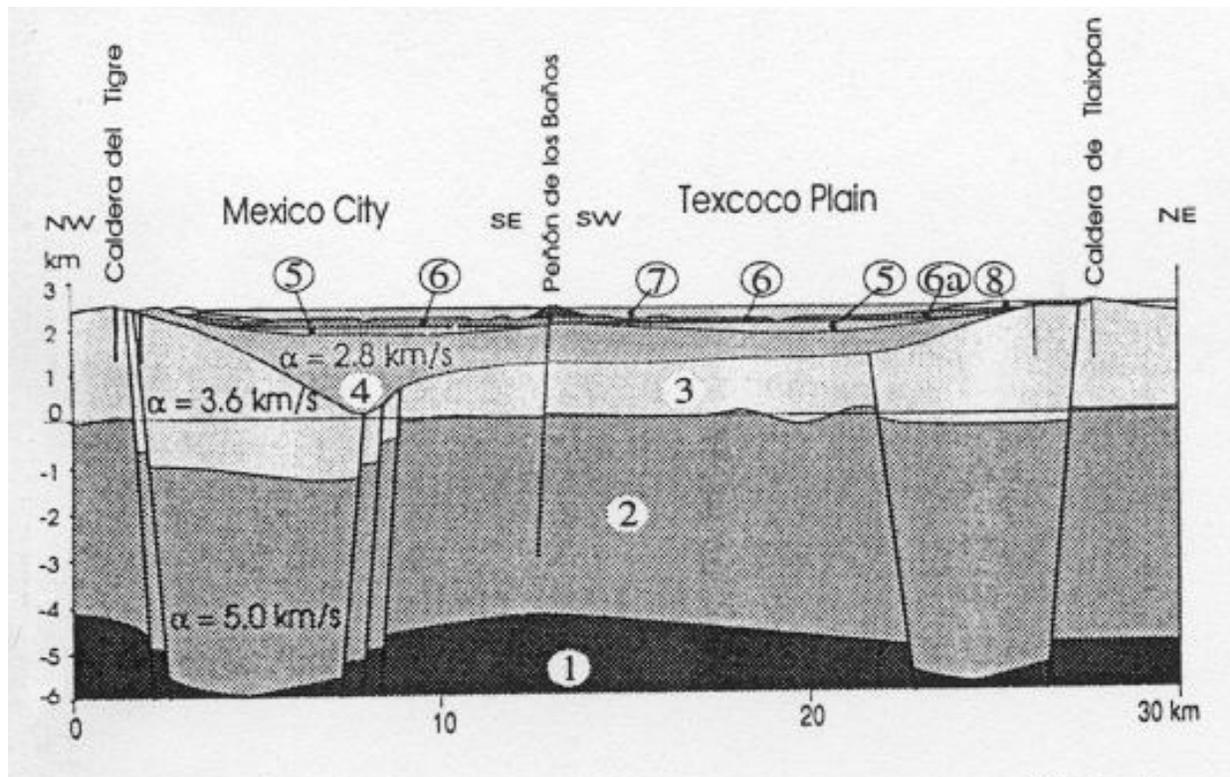


Figura 2-3: vista panorámica de la cuenca de México. Los límites de estados están indicados por líneas blancas. La urbanización de la Ciudad de México está delimitada por una línea negra. Las partes claras indican las planicies (la meseta está a 2250 m de altura) mientras que las montañas están indicadas en gris oscuro.

La cuenca de México se encuentra situada al Sur de la parte más alta de la meseta mexicana. Tiene la forma de una cuenca alargada en dirección NNE-SSW de 100 km de longitud y 30 km de ancho que está rodeada de numerosos volcanes que forman parte del Eje Volcánico Transmexicano (figura 2.3). El valle se encuentra limitado

al oeste por sierras andesíticas terciarias (Sierra de las Cruces), al sur por los basaltos cuaternarios de la Sierra del Chichinautzin, al norte por rocas volcánicas terciarias (Sierras de Guadalupe y de Pachuca). Al este de la cuenca, la Sierra Nevada, la cual incluye los picos del volcán Popocatepetl e Iztaccíhuatl, con elevación del orden de 5300 m sobre el nivel del mar, está formada por basaltos y andesitas del Terciario. En la porción central-Este de la planicie se encuentran varios picos pequeños aislados como el Cerro de la Estrella y la Sierra de Santa Catarina. Antes del Pleistoceno, el valle estaba abierto hacia el sur y el drenaje se hacía por dos profundas cañadas que pasaban por las ciudades de Cuautla y Cuernavaca. El periodo de actividad volcánica de la sierra del Chichinautzin, iniciado hace 700,000 años, transformó este valle en una cuenca cerrada. Al cerrarse el drenaje del valle, se formó un lago poco profundo en el cual se depositaron sedimentos lacustres. Simultáneamente, materiales eruptivos y sedimentos terrígenos provenientes del proceso de erosión de las montañas que rodean la cuenca llenaron el antiguo valle. La figura 2.4 muestra un corte esquemático del valle de México.



- 1-Roca metamórfica, Mesozoico
- 2-Depósitos marinos, Mesozoico Superior
- 3-Roca volcánica, Oligoceno
- 4-Roca volcánica, Mioceno
- 5-Depósitos lacustres, Plioceno
- 6-Roca clástica del Tepozteco
- 6a-Roca clástica de la Sierra Patlachique
- 7-Turbiditas y depósitos lacustres recientes
- 8-Coladas volcánicas

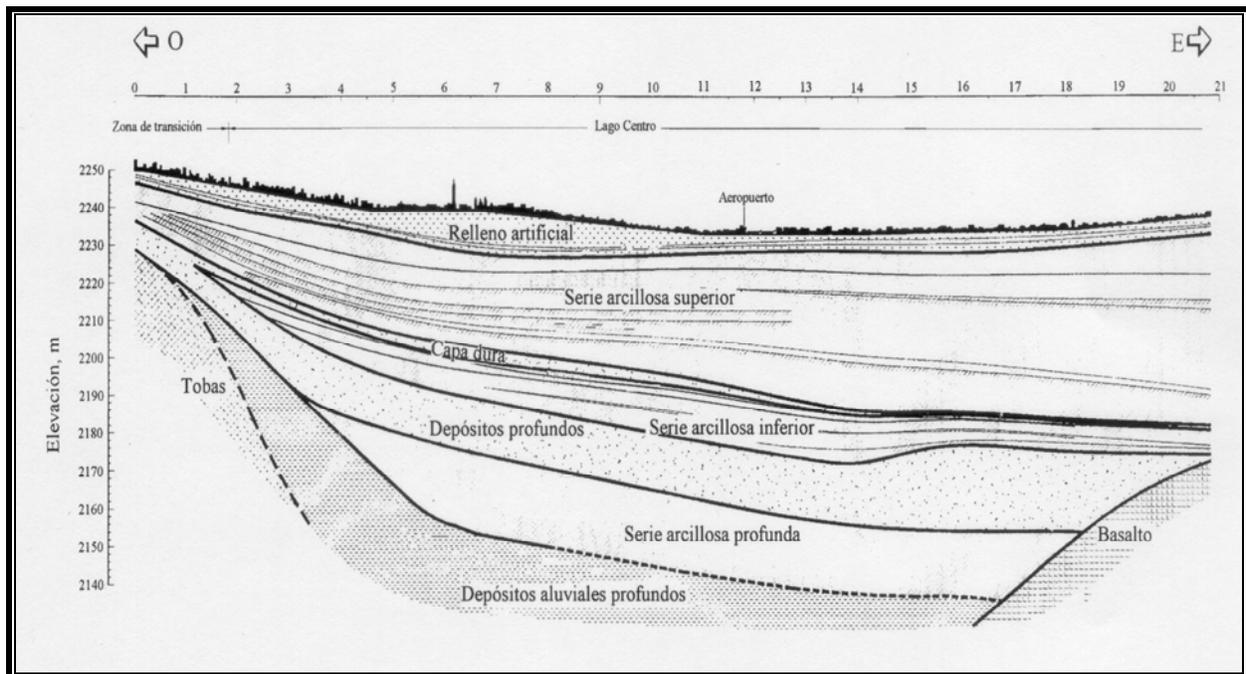
Figura 2-4: corte esquemático del valle de México según Singh *et al.* (1995).  $\alpha$  representa la velocidad de las ondas P.

### 2.2.2 Estratigrafía

De manera simplificada, la estratigrafía actual de la antigua parte lacustre del valle de México incluye las siguientes unidades (Franco Casas, 2002), figura 2.5:

- una capa superficial compuesta principalmente de un relleno artificial de 1 a 7 m de profundidad, de depósitos aluviales blandos y lentes de material eólico intercalados, y de una costra seca debida a un abatimiento del nivel del lago,
- una serie arcillosa lacustre superior de un espesor variable de 25 a 50 m, compuesta de estratos de arcilla con una consolidación variable inducida por sobrecargas superficiales y bombeo profundo y de estratos intercalados de material duro,
- una capa dura compuesta principalmente de material limo-arenoso con lentes de arcillas y gravas, de cementación y espesor variable (es casi inexistente en la zona central del antiguo lago para alcanzar 2 m en las orillas del antiguo lago),
- una serie arcillosa lacustre inferior, de 15 m en el centro del lago y casi inexistente en las orillas, secuencia de estratos de arcilla separados por lentes duros,
- depósitos profundos de 1 a 5 m, secuencia de arenas y gravas aluviales limosas cementadas con arcillas duras y carbonatos de calcio, debajo de la cual se encuentran estratos menos cementados y hasta arcillas preconsolidadas.

Estas formaciones sobreyacen intercalaciones de depósitos volcánicos con sedimentos lacustres que alcanzan espesores de 800 m (figura 2.4).

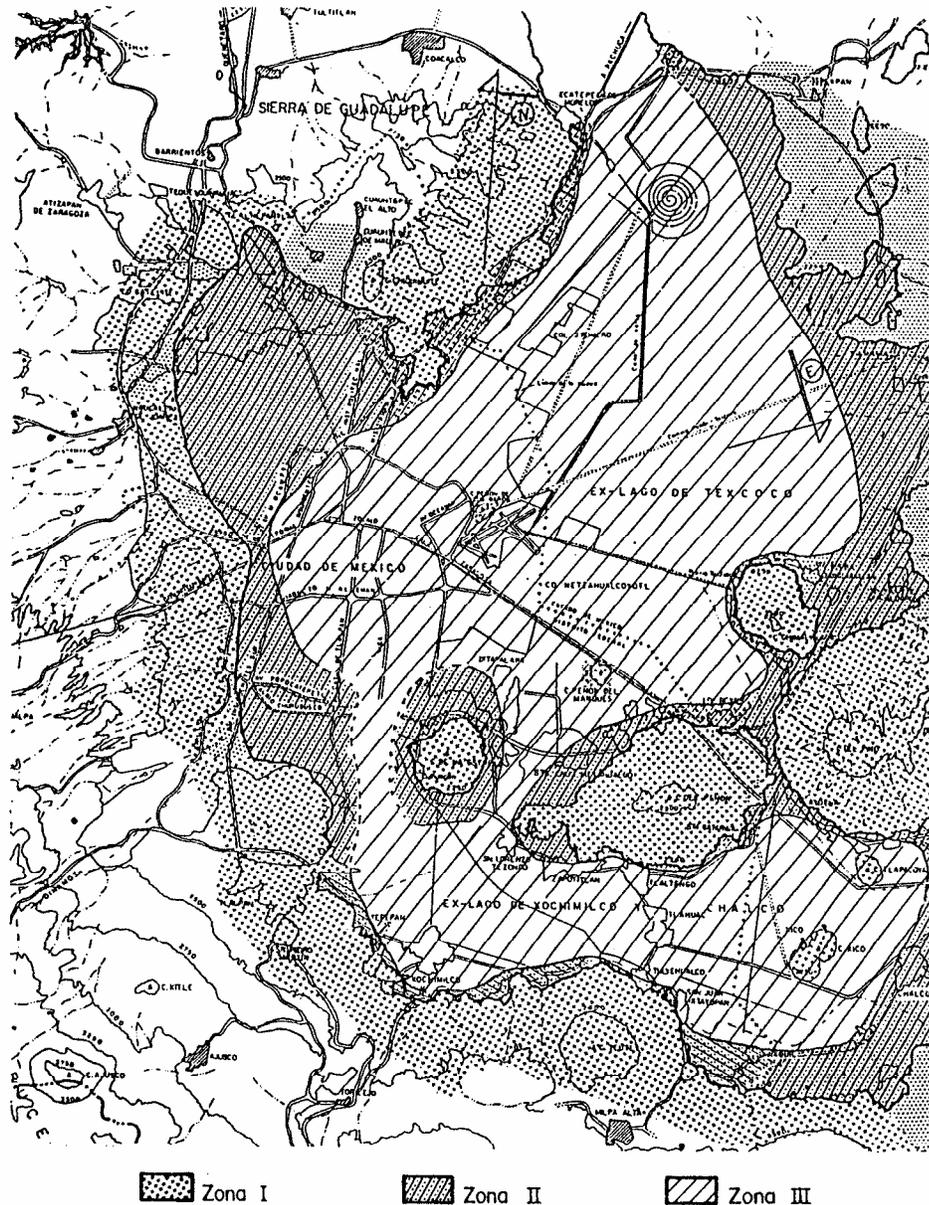


**Figura 2-5: estratigrafía simplificada de la Ciudad de México en la actualidad (Franco Casas, 2002) La escala vertical es exagerada.**

### 2.2.3 Zonificación geotécnica

La complejidad de la geología del valle de México condujo a dividir la cuenca en tres zonas de características geotécnicas distintas:

- La zona de lomas constituida de rocas volcánicas, o de capas de lavas que cubren los sedimentos,
- La zona de lago constituida de arcillas,
- La zona de transición que refleja el cambio progresivo entre la zona de lomas y la zona de lago.



**Figura 2-6: zonificación geotécnica actual de la Ciudad de México.**

Esta zonificación, presentada en la figura 2.6, refleja las grandes variaciones que existen entre las diferentes zonas de la ciudad en términos de periodo dominante y amplificación máxima del movimiento sísmico, es decir en términos de riesgo sísmico. Debido a su importancia para la ingeniería civil (es una herramienta indispensable para

la implementación de un código de construcción fiable), la microzonificación de la Ciudad de México fue mejorada con la adquisición de nuevos registros sísmicos (terremotos o ruido ambiental) y con el desarrollo de nuevas técnicas de procesamiento de datos como la técnica de Nakamura (1989) que consiste en calcular cocientes espectrales H/V a partir de ruido ambiental o el cálculo de cocientes espectrales H/V a partir de registros de terremotos (Lermo y Chávez-García, 1993). Lermo y Chávez-García (1994), por ejemplo, pudieron mejorar el mapeo utilizado por Seligman *et al.* (1989) y Mateos *et al.* (1993) al notar que la separación arbitraria del lago de Texcoco en dos partes (lago de Texcoco y lago de Tenochtitlán) no era justificada.

#### **2.2.4 Modelo estructural de la cuenca**

El modelo de referencia de Campillo *et al.* (1996) no toma en cuenta la geología particular de la cuenca de México descrita en la figura 2.5. Esta geología superficial influye de manera importante sobre las longitudes de onda menores que 1 km y es indispensable tomarla en cuenta para la interpretación de resultados. Desgraciadamente, la estructura profunda de la cuenca es mal conocida y los distintos modelos que existen (Iida, 1999; Shapiro *et al.*, 2001; Montalvo-Arrieta *et al.*, 2004, adaptado de Singh *et al.*, 1995) dan resultados muy diferentes. Los tres modelos estructurales considerados están descritos en la tabla 2.1. La figura 2.7 muestra las curvas de velocidad de fase obtenidas para los modos fundamentales de Rayleigh y Love y la figura 2.8 muestra las curvas de velocidad de fase obtenidas para el primer modo superior de Rayleigh. A periodos largos, los tres modelos convergen para el modo fundamental (figura 2.7) aunque el modelo de Iida (1999) presenta una onda de Love más rápida que los otros dos modelos. Observamos en la figura 2.8 que, para los tres modelos presentados, los periodos de corte de los modos superiores de ondas de superficie son diferentes: para el modelo de Iida (1999), el periodo de corte del primer modo superior de Rayleigh se encuentra a 4 s. En contraste, para los otros dos modelos, los modos superiores de Rayleigh sí están presentes para periodos superiores a 4 s. Vemos también que, para periodos inferiores a 5 segundos, los tres modelos presentan un incremento rápido de los valores de velocidad de fase a periodos muy distintos (2 segundos para el de Iida, 3 s para el modelo de Montalvo-Arrieta y casi 4 s para el modelo de Shapiro). Estas diferencias representan un límite importante para la interpretación de los resultados y demuestran la necesidad de una compilación de las medidas de velocidad y densidad existentes en la cuenca de México y de estudios geofísicos complementarios para afinar nuestro conocimiento de la estructura de la cuenca. El análisis de las velocidades de fase a partir del arreglo instalado en la colonia Roma permitirá determinar el modelo que da los valores más cercanos a nuestros resultados.

Modelo estructural	z (km)	V <sub>p</sub> (km/s)	V <sub>s</sub> (km/s)	ρ (g/cm <sup>3</sup> )
Montalvo-Arrieta <i>et al.</i> (2004)	0.030	0.800	0.050	2.000
	0.020	1.200	0.100	2.000
	0.100	1.380	0.800	2.050
	0.210	1.900	1.100	2.050
	1.210	2.600	1.500	2.200
	0.800	3.460	2.000	2.300
	5.000	5.280	3.050	2.400
	12.000	5.710	3.300	2.400
	28.000	6.400	3.700	2.700
	∞	8.130	4.700	3.300
Iida (1999)	0.030	1.430	0.065	1.200
	0.015	1.430	0.165	1.400
	0.055	1.700	0.360	1.600
	0.112	1.900	0.600	1.800
	0.923	2.600	1.120	2.000
	0.800	3.300	2.600	2.300
	1.900	4.500	3.000	2.500
	5.165	5.600	3.700	2.700
	∞	5.600	3.700	2.700
Shapiro <i>et al.</i> (2001)	0.030	0.800	0.050	2.000
	0.020	1.200	0.100	2.000
	0.300	2.000	0.400	2.050
	0.200	2.500	0.800	2.050
	2.000	3.000	1.700	2.200
	5.000	5.280	3.050	2.400
	12.000	5.710	3.300	2.400
	28.000	6.400	3.700	2.700
	∞	8.130	4.700	3.300

**Tabla 2-1: modelos estructurales de la cuenca de México encontrados en la literatura.**

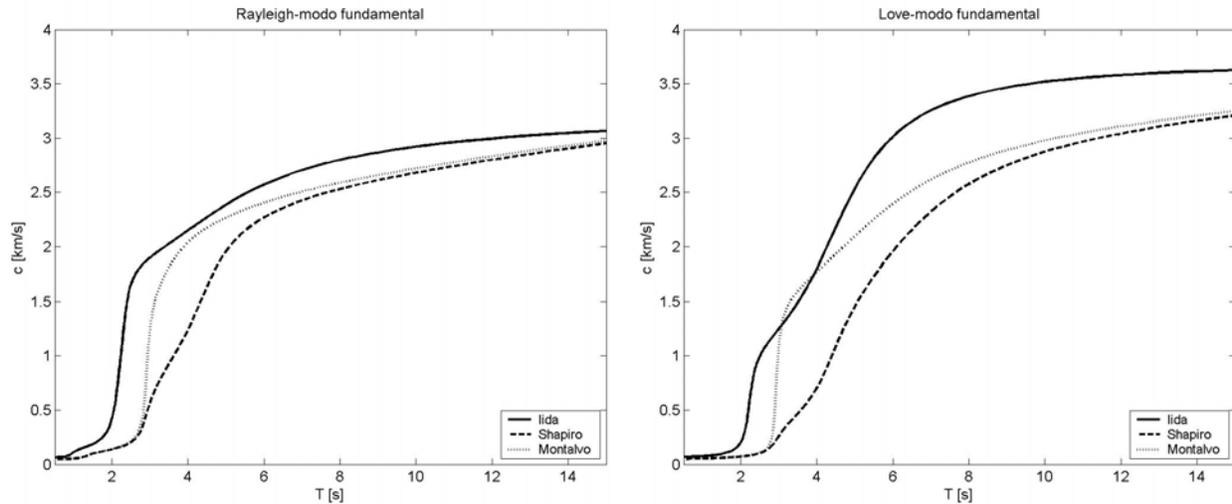


Figura 2-7: curvas de velocidad de fase para el modo fundamental de ondas de Rayleigh y de Love obtenidas para los tres modelos descritos en la tabla 2.1.

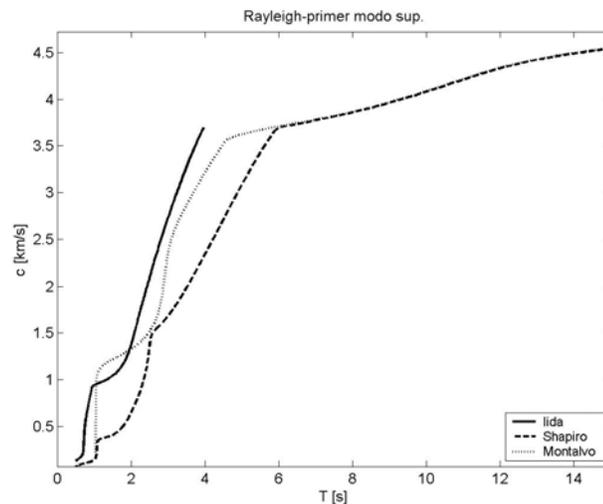


Figura 2-8: curvas de velocidad de fase para el primer modo fundamental de ondas de Rayleigh obtenidas para los tres modelos descritos en la tabla 2.1.

## 2.3 INSTALACIÓN DEL NUEVO ARREGLO

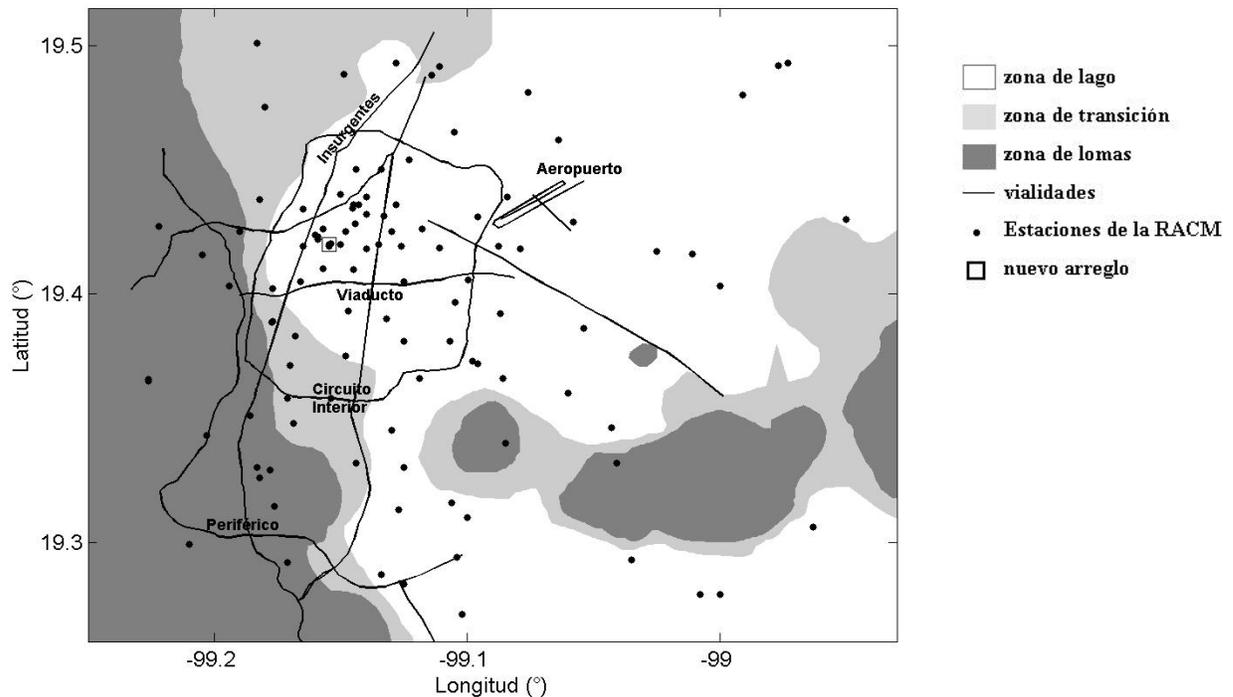
### 2.3.1 *Objetivos*

Durante el terremoto del 19 de septiembre de 1985, solo ocho instrumentos digitales registraron las aceleraciones del suelo en la Ciudad de México. De ellos, tres se ubicaban en la zona de lago donde se registraron los daños materiales y humanos más severos. Como consecuencia de este terremoto, el gobierno del Distrito Federal decidió apoyar la adquisición, instalación y el mantenimiento de una red acelerográfica permanente en la cuenca de México (Espinosa-Aranda *et al.*, 1989). Desde julio de 1986, el Centro de Instrumentación y Registro

Sísmico (CIRES), en colaboración con el Instituto de Ingeniería de la UNAM, el CENAPRED y la Fundación de Ingenieros Civiles Asociados (FICA) instalaron más de 100 acelerógrafos en las diferentes zonas geotécnicas de la Ciudad de México. Esta red llamada Red Acelerográfica de la Ciudad de México (RACM) cuenta con más de 100 instrumentos de campo libre (representados por puntos negros en la figura 2.9), varias estructuras instrumentadas (como los edificios Jalapa y Córdoba en la colonia Roma) y una decena de acelerógrafos de pozo. Con esta red, fue posible resolver problemas importantes para la ingeniería civil como el mapeo de los isoperiodos y de amplificaciones (Lermo y Chávez-García, 1994; Chávez-García *et al.*, 1994) y permitió mejorar considerablemente nuestro conocimiento del campo de ondas presente en la cuenca (Chávez-García y Salazar, 2002). Sin embargo, estas estaciones no cuentan con base de tiempo común, lo que obliga a alinear los registros de manera manual, imponiendo la velocidad de propagación de algún pulso identificado en todas las estaciones. La velocidad de propagación puede tomarse de algún modelo promedio de la corteza tales como los de Valdés *et al.* (1986) y Campillo *et al.* (1996). Esta dificultad impide su utilización como un arreglo de estaciones. Adicionalmente, la zona de lago se caracteriza por la presencia de una capa de arcilla blanda con velocidades de corte muy bajas de 50 a 80 m/s. Ello implica longitudes de onda muy cortas (del orden de cientos de metros) para las frecuencias cercanas a la frecuencia de resonancia de la capa de arcilla (de 1.5 s a 4.5 s). La distancia entre las estaciones de la RACM no permite estudiar longitudes de onda tan cortas. Por esta razón, se decidió, con el apoyo del CONACYT, instalar un arreglo de pequeña apertura en la zona de lago de la Ciudad de México. El objetivo de este arreglo de pequeña apertura es la obtención de registros de calidad para mejorar nuestra comprensión del campo de ondas que se propaga en el valle de México durante los grandes temblores, en particular a frecuencias cercanas a la frecuencia de resonancia de las capas de arcilla y para longitudes de onda cortas.

### **2.3.2 Descripción de los sitios**

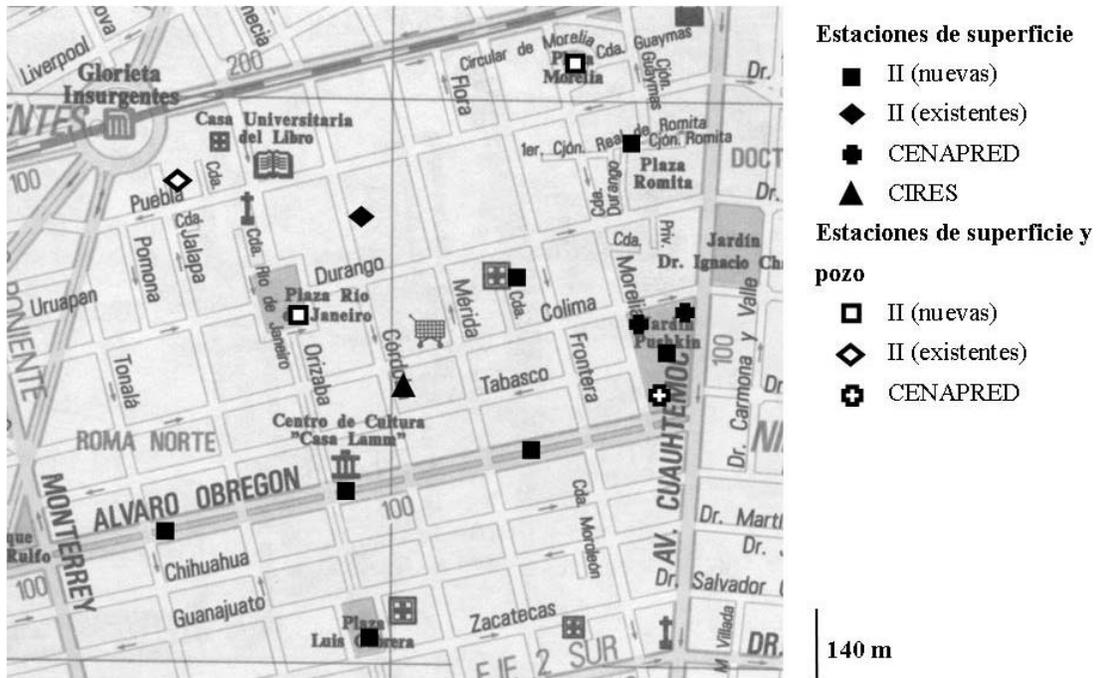
La colonia Roma Norte, ubicada en la zona de lago sufrió muchos daños en 1985 (Rosenblueth y Meli, 1986). Casi 20 años después, las consecuencias todavía se pueden observar: edificios dañados y abandonados o reforzados por estructuras metálicas como la Clínica Londres, numerosos estacionamientos en lugar de edificios derrumbados. En esta parte de la ciudad, la amplificación del movimiento sísmico generado por eventos ocurridos en la costa del Pacífico es muy grande. En 1985 por ejemplo, la aceleración registrada en la estación de la Secretaría de Comunicación y Transportes (esquina Universidad y Xola, al sur de la colonia Roma) fue de 0.2 g, similar a la aceleración observada a 20 km del epicentro y la amplificación del movimiento alcanzó un factor 40 a 0.5 Hz en relación con el movimiento registrado en la zona de lomas (Singh *et al.*, 1988). Además, la duración del movimiento fuerte es mayor que en zona de terreno firme; en 1985, el movimiento sísmico fuerte observado en la zona de lago fue tres veces más largo que en la zona de lomas (Chávez-García *et al.*, 1994). Las particularidades geotécnicas de la zona de lago y su historia en términos de riesgo sísmico hacen de esta área un lugar adecuado para investigar en detalle el movimiento sísmico.



**Figura 2-9: ubicación de las estaciones de la RACM superpuestas con la zonificación geotécnica.**

El diseño del nuevo arreglo se realizó a partir de los estudios anteriores y de la ubicación actual de las estaciones de la RACM. Se aprovechó en particular de la existencia de un arreglo de cinco estaciones, 3 de superficie y 2 de pozo (a 30 m y 102 m), conocido como el arreglo Roma, instalado por el CENAPRED. Adicionalmente, se requiere tomar en cuenta las longitudes de onda esperadas para determinar el espaciamiento ideal entre las estaciones y la apertura del arreglo. A periodos cortos (alrededor de 1 s), esperamos longitudes de onda de unos cientos de metros mientras que, para periodos superiores a 3 s, se esperan longitudes de onda kilométricas. La dimensión del arreglo instalado es un compromiso entre estas dos necesidades contradictorias y el número de acelerógrafos que fue posible adquirir con los recursos asignados por el CONACYT (Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología) a este proyecto. La elección de los sitios para la instalación de las nuevas estaciones dependió también de la ubicación de los parques y áreas públicas en la zona. Finalmente, se eligieron las siguientes ubicaciones (ver figura 2.10):

- Plaza Luis Cabrera,
- Camellón Álvaro Obregón, esquina con la calle Orizaba,
- Camellón Álvaro Obregón, esquina con la calle Tonalá,
- Camellón Álvaro Obregón, entre Mérida y Frontera,
- Jardín Pushkín,
- Clínica Londres,
- Plaza Río de Janeiro,
- Plaza Romita,
- Plaza Morelia.



**Figura 2-10: Mapa de la red acelerográfica en la Colonia Roma Norte. Las ubicaciones de las estaciones están indicadas por símbolos distintos según el organismo responsable del mantenimiento de la estación. Los símbolos negros corresponden a las estaciones de superficie. Los cuadros blancos indican sitios equipados con una estación de superficie y una estación de pozo. La cruz y el diamante blancos indican sitios equipados con una estación de superficie y dos de pozo.**

En cada uno de estos sitios, se instaló una estación de superficie. Para completar ese arreglo superficial y permitir un estudio 3D de la propagación de las onda, se instalaron también 2 acelerógrafos de pozo. Elegimos el sitio de instalación de esos dos instrumentos tomando en cuenta la posición de las dos estaciones de pozo del CENAPRED RMC1 y RMC2 localizadas en el jardín Pushkín, a 30 m y 102 m de profundidad (cruz blanca en la figura 2.10). En profundidad, la influencia de la capa de arcilla disminuye por lo cual, para los periodos menores al periodo de resonancia del sitio (2.5 s), vamos a estudiar longitudes de onda mayores a las estudiadas en superficie. En consecuencia, elegimos una distancia entre las estaciones de pozo mayor a la distancia promedio entre estaciones de superficie. Para optimizar la geometría del arreglo y formar un triángulo equilátero, buscamos instalar las estaciones de pozo a iguales distancias la una de la otra. Tomando esas consideraciones en cuenta, los dos acelerógrafos de pozo (cuadros blancos en la figura 2.10) se instalaron en la plaza Morelia y en la plaza Río de Janeiro. Esos dos instrumentos fueron instalados a 50 m de profundidad. Ese valor corresponde, por un lado, a una profundidad intermedia entre las profundidades de los sensores de pozo del CENAPRED (instalados a 30 m y 102 m de profundidad) y, por otro lado, se acerca a la profundidad de la base de la capa de arcilla.

### 2.3.3 Descripción de los instrumentos

Los instrumentos instalados son acelerógrafos digitales de la marca GeoSig, basada en Suiza, diseñados para el registro de movimientos fuertes. Estos instrumentos presentan un rango dinámico grande y cuentan con varias opciones de disparo (por umbral, por STA/LTA o por tabla de tiempo) lo que permite utilizarlos tanto para sismos como para medidas de ruido ambiental. Esos instrumentos fueron elegidos porque representan un buen compromiso calidad / precio.

Cada estación cuenta con un sensor triaxial de tipo AC-33 en superficie y A-23-DH en pozo y un registrador GSR-18A. El rango de registro es de +/- 0.5 g y el almacenamiento de los datos se hace en una memoria Flash de 16 Mbytes con palabras digitales de 18 bits. Para el arreglo de la Colonia Roma, se eligió un muestreo de 100 muestras por segundo. Las condiciones de ruido ambiental y las características técnicas de los instrumentos impusieron la solución de disparo por umbral. Después de varias pruebas, elegimos un umbral de 4 gales para la mayoría de las estaciones de superficie (dos de las estaciones del Camellón Álvaro Obregón tienen un umbral de disparo de 6 gales debido al ruido causado por el tráfico) y 3 gales para las estaciones de pozo. Para cada sitio, un GPS proporciona una base de tiempo confiable con una precisión del orden de algunos milisegundos. El registrador tiene una batería interna de 20 A/h que se carga automáticamente al estar conectada a una alimentación externa. Esta batería permite una autonomía de 40 a 70 horas en caso de corte de alimentación eléctrica.

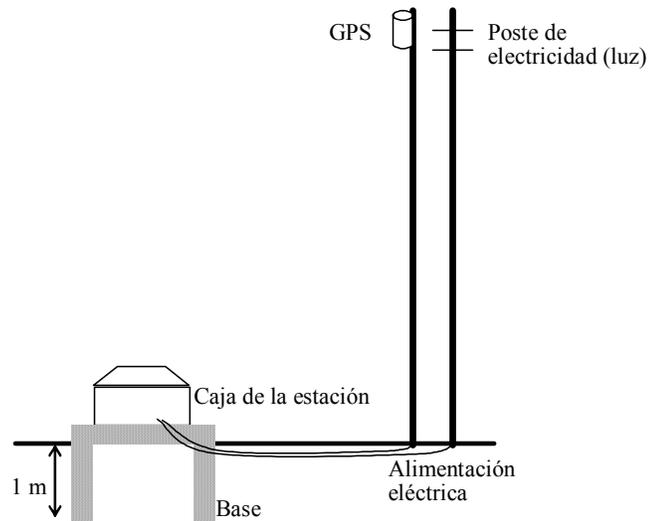
### 2.3.4 Instalación de los acelerógrafos de superficie

Después de la obtención de permisos por parte de la Delegación Cuauhtemoc, los obras de construcción de las bases de los acelerógrafos de superficie empezaron el 22 de marzo del 2001 y terminaron a finales del mes de mayo. Las estaciones se ubican en una zona de terreno blando por lo cual se excavó una zanja de 1 m de profundidad para acoplar la estación con la capa de arcilla (y evitar el acoplamiento con el relleno artificial). La figura 2.11 presenta un esquema simplificado de una estación de superficie y las distintas etapas de la instalación de las estaciones están representadas en las figuras 2.12 a 2.15.

La instalación de los aparatos se realizó en cuatro etapas:

- Excavación de una zanja rectangular de 0.2 m de ancho, de 0.8 m de largo por 1.1 m de ancho por 1 m de profundidad con el lado corto orientado al Norte (figura 2.12),
- Puesta de un armazón constituido de una reja de varillas con una malla de 0.2 m (figura 2.13),
- Cementación de la base de la estación (figura 2.14),
- Puesta de la caja metálica de protección de la estación, con candado y llave especial, para evitar las degradaciones y los robos (figura 2.15).

En los sitios de la Plaza Río de Janeiro y Plaza Morelia, las cajas metálicas de protección de las estaciones de superficie sirvieron también para el registrador del acelerógrafo de pozo.



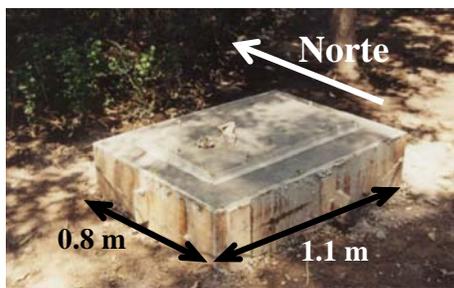
**Figura 2-11: esquema simplificado de una estación de superficie. Las dimensiones y orientación de la instalación están descritas en el párrafo 2.3.4 y las figuras 2.12 a 2.15.**



**Figura 2-12: excavación de la zanja para la instalación de la base en la Plaza Luis Cabrera.**



**Figura 2-13: armazón (Jardín Pushkín).**



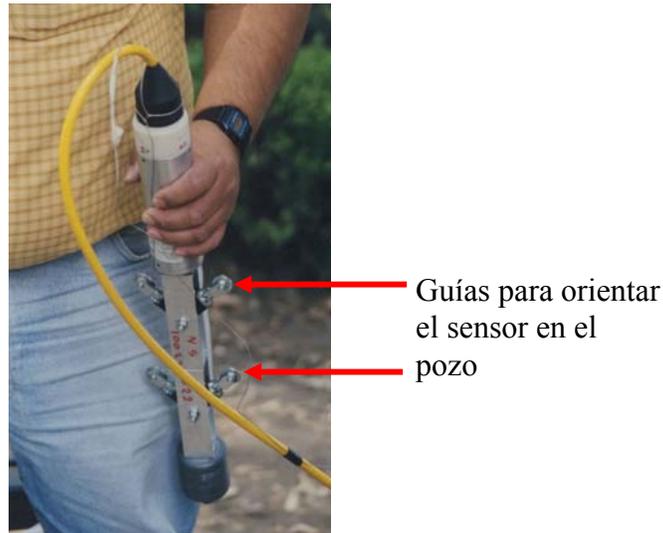
**Figura 2-14: base de concreto terminada.**



**Figura 2-15: aspecto final de una estación de superficie (Plaza Luis Cabrera).**

### 2.3.5 Instalación de los acelerógrafos de pozo

Para instalar los acelerógrafos de pozo en las plazas Morelia y Río de Janeiro, se necesitó perforar un pozo de 50 metros de profundidad. La excavación de los pozos fue realizada por la empresa TGC Geotecnia. El acelerómetro de pozo instalado se muestra en la figura 2.16 y un esquema de su posición en el pozo está indicado en la figura 2.17.



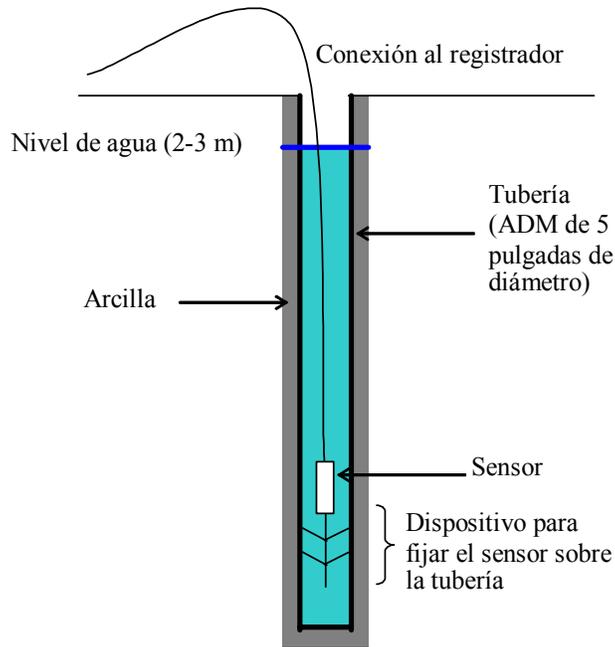
**Figura 2-16: acelerómetro de pozo AC-23-DH de la marca GeoSig instalado en la Plaza Morelia.**

La perforación de los pozos fue completada por dos trabajos adicionales:

- toma de muestras para el Dr. Efraín Ovando del Instituto de Ingeniería de la UNAM en la Plaza Río de Janeiro,
- mediciones de velocidad de las ondas P y S realizadas cada metro con una sonda suspendida por el M.C. Carlos Gutiérrez del CENAPRED (Plaza Río de Janeiro y Plaza Morelia).

Estos dos estudios suplementarios se realizaron antes de la instalación de la tubería de PVC necesaria para mantener las paredes del pozo. Para evitar daños sobre las paredes del pozo después de las medidas complementarias (ya que las paredes no fueron mantenidas durante las medidas de velocidades) y un mal acoplamiento consecutivo entre la tubería y el suelo (es decir entre el instrumento y el suelo), el trabajo se realizó de la manera siguiente:

- Excavación de un pozo de 4 pulgadas de diámetro con toma de muestras,
- Medidas de velocidades con la sonda suspendida,
- Aumentación del diámetro del pozo a 6 pulgadas,
- Colocación de la tubería ADM (PVC) de 5 pulgadas,
- Colocación de un registro para proteger el pozo.



**Figura 2-17: Esquema de la instalación del acelerógrafo de pozo. Las escalas reales no fueron respetadas.**

### 2.3.6 Estaciones complementarias y arreglo final

Para completar nuestro juego de datos, utilizamos datos de tres estaciones de superficie y dos de pozo de la RACM ubicadas en la cercanía de nuestro arreglo: la estación de campo libre EJCL cerca del Edificio Jalapa, y sus dos estaciones de pozo a 20 m (EJP1) y 45 m (EJP2), la estación de campo libre del edificio Córdoba PCJR y la estación del CIRES ubicada calle Córdoba (CO56). Estas estaciones permiten ampliar la cobertura espacial de los registros en el noroeste del arreglo (figura 2.18). Las otras estaciones de la RACM instaladas en la zona de estudio no proporcionaron registros complementarios útiles en razón de la ausencia o mala calidad de los registros o debido a una distancia al nuevo arreglo demasiado grande.

El arreglo acelerográfico completo (nuevos sitios + estaciones complementarias) está compuesto de 15 estaciones de superficie y 6 acelerógrafos de pozo. Lo llamaremos “arreglo de la colonia Roma” en el resto del trabajo. Las características de las estaciones (nombre, ubicación, institución de tutela, coordenadas cartesianas) están indicadas en las tablas 2.2 (estaciones de superficie) y 2.3 (estaciones de pozo). Hay que notar que las coordenadas en latitud y longitud dadas por los GPS no eran lo suficientemente confiables como para aplicar métodos de procesamiento de datos de arreglo tipo  $f-k$  por lo cual decidimos determinar coordenadas cartesianas a partir de un mapa digital en coordenadas UTM disponible en la coordinación de Ingeniería Sismológica del Instituto de Ingeniería.

Estaciones de superficie							
Nombre	Ubicación	Institución	X (m)	Y (m)	Marca / Modelo	Resolución (bit)	Escala completa (g)
PMOS	Plaza Morelia	I. I., UNAM	675.2	548.0	GeoSig / AC-33	18	1
PROM	Plaza Romita	I. I., UNAM	767.6	478.6	GeoSig / AC-33	18	1
PRJS	Plaza Río de Janeiro	I. I., UNAM	212.9	162.9	GeoSig / AC-33	18	1
CLON	Clínica Londres	I. I., UNAM	590.1	188.3	GeoSig / AC-33	18	1
RMAS	Roma A, Jardín Pushkín	CENAPRED	768.5	177.3	IISEE Akashi / SMAC-MD	16	2
RMBS	Roma B, Jardín Pushkín	CENAPRED	858.5	196.0	IISEE Akashi / SMAC-MD	16	1
RMCS	Roma C, Jardín Pushkín	CENAPRED	804.4	68.3	IISEE Akashi / SMAC-MD	16	1
JPSK	Centro Jardín Pushkín	I. I., UNAM	815.4	130.9	GeoSig / AC-33	18	1
PLCA	Plaza Luis Cabrera	I. I., UNAM	342.6	-343.7	GeoSig / AC-33	18	1
CAOE	Camellón Álvaro Obregón Este	I. I., UNAM	603.4	-37.9	GeoSig / AC-33	18	1
CAOO	Camellón Álvaro Obregón y Orizaba	I. I., UNAM	283.2	-105.4	GeoSig / AC-33	18	1
CAOT	Camellón Álvaro Obregón y Tonalá	I. I., UNAM	-20.2	-166.7	GeoSig / AC-33	18	1
EJCL	Edificio Jalapa, campo libre	I. I., UNAM	-21.7	366.8	Terra Technology / DCA-333R	16	1
PCJR	Edificio Córdoba, campo libre	I. I., UNAM	288.9	313.4	Terra Technology / IDS-3602A	16	1
CO56	Calle Córdoba	CIRES	350.5	67.1	CIRES / RAD-851	16	1

**Tabla 2-2: Características de las estaciones de superficie del arreglo de la Colonia Roma Norte.**

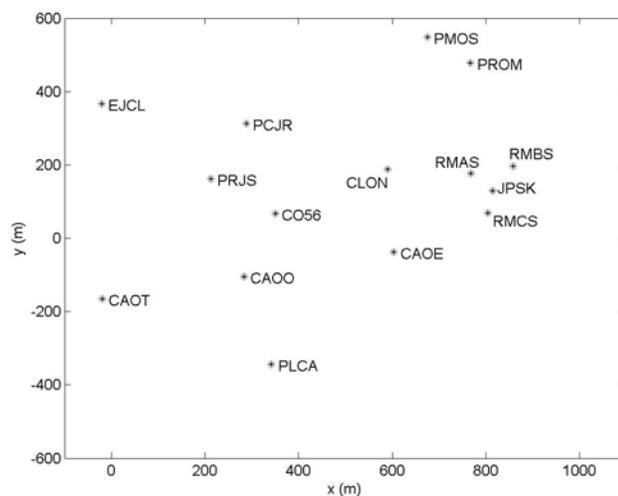


Figura 2-18: Ubicación de las estaciones de superficie de la tabla 2.2 (con sus nombres respectivos).

Estaciones de pozo									
Nombre	Ubicación	Estación de superficie asociada	Institución	X(m)	Y(m)	Z(m)	Marca / Tipo	Resolución (bit)	Precisión (g)
PMOP	Plaza Morelia	PMOS	I. I., UNAM	675.2	548.0	50	GeoSig / AC-23-DH	18	1
PRJP	Plaza Río de Janeiro	PRJS	I. I., UNAM	212.9	162.9	50	GeoSig / AC-23-DH	18	1
RMC1	Roma C, Jardín Pushkin	RMCS	CENAPRED	804.4	68.3	30	IISEE Akashi / SMAC-MD	16	1
RMC2	Roma C, Jardín Pushkin	RMCS	CENAPRED	804.4	68.3	102	IISEE Akashi / SMAC-MD	16	1
EJP1	Edificio Jalapa	EJCL	I. I., UNAM	-21.7	366.8	20	Terra Technology / DCA-333R	16	0.5
EJP2	Edificio Jalapa	EJCL	I. I., UNAM	-21.7	366.8	45	Terra Technology / DCA-333R	16	0.5

Tabla 2-3: Características de las estaciones de pozo del arreglo de la Colonia Roma Norte.

## 2.4 RESPUESTA DEL ARREGLO

### 2.4.1 Caso de un arreglo lineal

Un arreglo de estaciones actúa como un filtro en el dominio número de onda. La geometría del arreglo determina la respuesta de ese filtro en el dominio del número de onda horizontal. La geometría de un arreglo es muy importante ya que es el factor que determina su adecuación al problema a resolver en términos de velocidades y longitudes de onda a estudiar. Tres parámetros son esenciales para la elección de la geometría del arreglo:

- su apertura,
- el número de instrumentos,
- la distancia entre los aparatos.

Para estudiar la respuesta de un arreglo, se calcula su función de transferencia  $H$ . Para un arreglo de  $N$  estaciones de vector posición  $\mathbf{r}$ , su función de transferencia está determinada por (Buttkus, 2000)

$$H(\mathbf{k}) = \sum_{j=1}^N e^{-2i\pi(\mathbf{k} \cdot \mathbf{r}_j)} .$$

La función  $|H(\mathbf{k})|$  es la respuesta al impulso unitario del filtro espacial dado por el arreglo de estaciones.

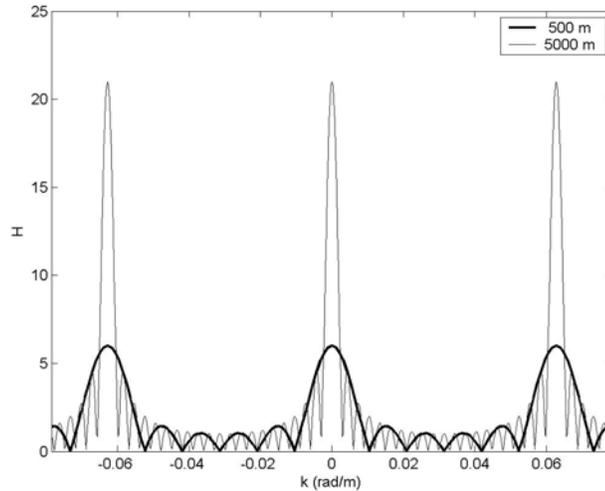
Podemos ilustrar este párrafo tomando en consideración un arreglo lineal de  $N$  estaciones con un espaciamiento entre estaciones  $\Delta x$  (muestreo espacial). De acuerdo con el teorema del muestreo, el número de onda de Nyquist  $k_N$  está determinado por:

$$k_N = \frac{\pi}{\Delta x} ,$$

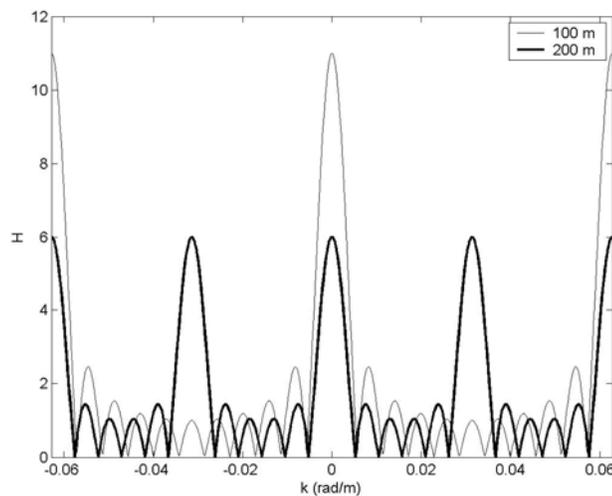
es decir que el arreglo permite resolver números de onda en el intervalo  $[-k_N, k_N]$ . Para números de onda superiores al número de onda de Nyquist aparecen picos secundarios de amplitud similar al pico principal en la respuesta del arreglo. Se trata del aliasing espacial. Estos picos secundarios pueden inducir errores de interpretación pues, al convolucionarse por la señal registrada por el arreglo, dan origen a picos espectrales espurios.

Estudiamos por ejemplo la respuesta de un arreglo lineal de apertura variable (500 m y 5 km) con una distancia de 100 m entre las estaciones (figura 2.19). El ancho del pico principal depende de la apertura considerada: un arreglo de mayor longitud produce un pico más estrecho, es decir que tiene un mejor poder de resolución. El número de Nyquist no depende de la apertura del arreglo: los picos secundarios de aliasing aparecen para el mismo número de onda en ambos casos (ver por ejemplo los picos a 0.06 rad/m en la figura 2.19).

La figura 2.20 muestra la respuesta de dos arreglos lineales de 1 km de apertura con distancias entre estaciones de 100 y 200 m. Observamos que la forma del pico principal es semejante en ambos casos pero que el pico secundario correspondiente al aliasing espacial en el caso  $\Delta x=200$  m aparece para un número de onda dos veces más pequeño que para el caso  $\Delta x=100$  m.



**Figura 2-19:** respuesta de dos arreglos lineales, uno de 500 m (línea gruesa) y otro de 5 km de apertura (línea fina). El espaciado entre estaciones es de 100 m en ambos casos.

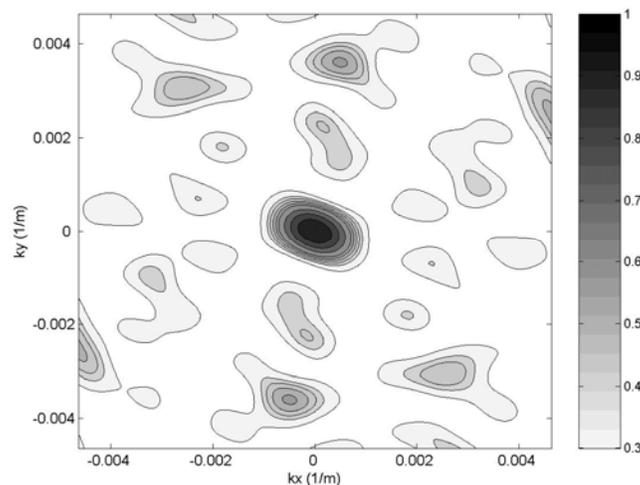


**Figura 2-20:** respuesta de dos arreglos lineales, uno con distancias entre estaciones de 100 m (línea fina) y otro con distancias entre estaciones de 200 m (línea gruesa). La apertura del arreglo es de 1 km en ambos casos.

Con estos ejemplos sencillos, observamos la influencia de la geometría del arreglo sobre su respuesta en el dominio número de onda: la apertura del arreglo determina su poder de resolución (es decir su capacidad a separar señales de distintas velocidades y direcciones de propagación), el número de instrumentos condiciona la diferencia de amplitudes entre el pico principal y los picos secundarios y la distancia mínima entre instrumentos determina el número de onda máximo que se puede resolver (número de onda de Nyquist). Un arreglo ideal para separar señales distintas sería aquel cuya respuesta al impulso unitario consistiera en una función con un pico principal estrecho de ancho inferior a la resolución deseada, amplitudes pequeñas en la zona de rechazo (afuera del pico principal) y un número de Nyquist superior al número de onda máximo a estudiar.

### 2.4.2 Respuesta del arreglo de la colonia Roma

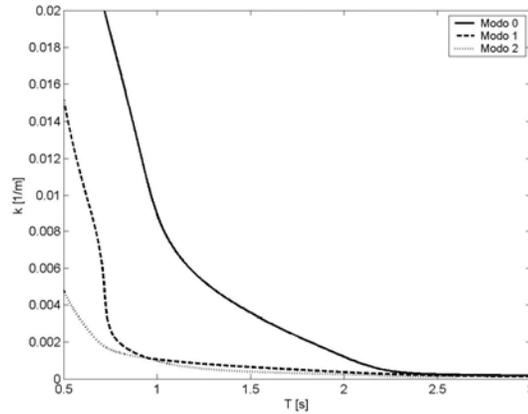
El arreglo de la Colonia Roma Norte no es regular: su número de onda de Nyquist depende de la dirección. La distancia mínima entre dos estaciones es de 63 metros (estaciones del Jardín Pushkín) y la distancia promedio es de 260 metros. Su apertura es de aproximadamente 900 m en las direcciones EO y NS. La respuesta al impulso unitario de este arreglo está representada en la figura 2.21. Esa respuesta no es simétrica (el pico máximo presenta una forma elíptica), lo que significa que la resolución del arreglo depende del azimut. Tendremos una mejor resolución por ondas provenientes de direcciones suroeste-noreste que para ondas provenientes del noroeste-sureste. Sin embargo, el pico principal es bastante estrecho lo que implica que este arreglo tiene una buena resolución. La elipse correspondiente al 70% del pico principal, por ejemplo, tiene un ancho de  $0.0008 \text{ m}^{-1}$  en la dirección del diámetro de menor extensión y de  $0.00124 \text{ m}^{-1}$  en la dirección del diámetro de mayor extensión. Esto nos permitió trabajar con un paso de muestreo en número de onda relativamente fino, con una malla regular de 150 por 150. Por otro lado, observamos que la respuesta presenta picos secundarios importantes (para  $k_y = \pm 0.0035 \text{ m}^{-1}$ ) que alcanzan una amplitud igual a 55% del pico principal. Para evitar los picos secundarios más fuertes podemos, para empezar, definir como límite de la malla el número de onda máximo  $k_{\max} = 0.003 \text{ m}^{-1}$ . Este límite corresponde a una longitud de onda mínima de 333 m, que es grande comparado con los valores esperados al periodo de resonancia (de 2.5 segundos en la zona de lago) para los cuales podríamos esperar longitudes de onda de hasta 50 m. Es importante notar que nuestras longitudes de onda son aparentes (es decir que corresponden a una velocidad aparente). Esto significa que, en caso de propagación vertical, las longitudes de onda aparentes esperadas en superficie podrían ser muy superiores al límite impuesto por la respuesta del arreglo. En el análisis posterior, este límite será adaptado en función de los resultados obtenidos como se ha descrito en el párrafo 4.3.3.



**Figura 2-21: Respuesta normalizada del arreglo de la Colonia Roma Norte.**

Las curvas de número de onda  $k$  en función del periodo para el modelo de Montalvo-Arietta (2004) descrito en la tabla 2.1 para los tres primeros modos de ondas Rayleigh se presentan en la figura 2.22. Esta figura muestra que no es posible distinguir entre los tres modos para periodos superiores a 2 segundos. Para periodos más

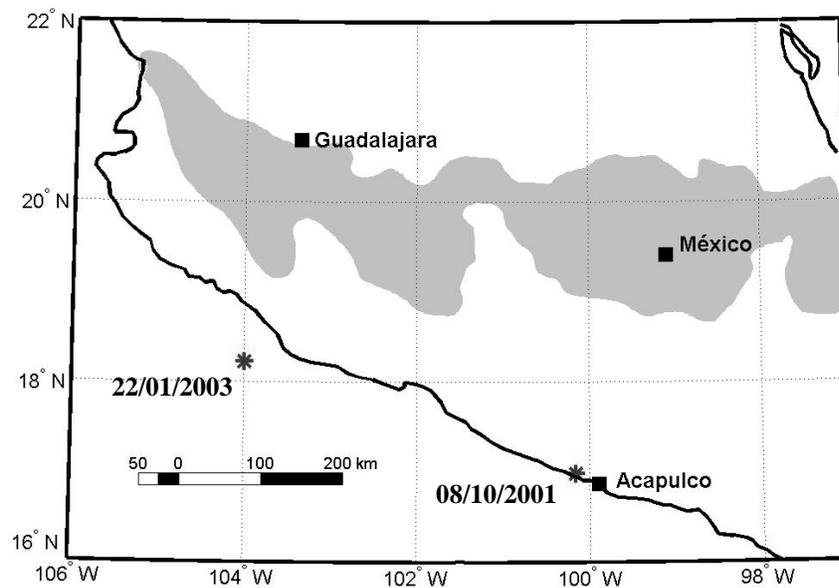
pequeños sin embargo, el arreglo permitirá separar el modo fundamental de los modos superiores ya que las diferencias de número de onda entre las curvas son mayores al ancho del pico principal de la respuesta del arreglo en el dominio número de onda. Será sin embargo imposible separar los distintos modos superiores, que tienen números de onda muy cercanos.



**Figura 2-22:** curvas en número de onda en función del periodo de los tres primeros modos de las ondas Rayleigh calculadas a partir del modelo estructural de Montalvo-Arrieta (2004) descrito en la tabla 2.1.

## **2.5 SISMOS REGISTRADOS POR EL NUEVO ARREGLO**

Desde su instalación, la nueva red de la colonia Roma ha registrado dos sismos: el sismo de Coyuca, Guerrero, ocurrido el 8 de octubre de 2001 ( $M=6.1$ ) y el sismo de Colima ( $M=7.6$ ) ocurrido el 22 de enero de 2003. La localización de los epicentros se muestra en la figura 2.23. Los parámetros de ambos eventos están indicados en la tabla 2.4. Ambos sismos son presentados con más detalle en los párrafos siguientes.



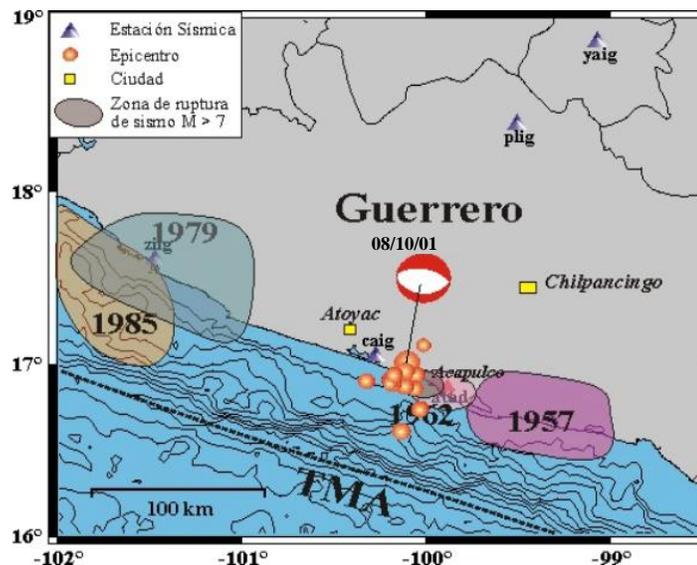
**Figura 2-23:** ubicación de los epicentros de los dos sismos registrados por la nueva red de la colonia Roma (asterisco). El Eje Volcánico Transmexicano está representado en gris.

Ubicación	Fecha (GMT)	Hora (GMT)	Distancia epicentro-arreglo (km)	Baz epicentro-arreglo (°)	Magnitud	Profundidad (km)
Coyuca, Guerrero	08/10/2001	03:39:20	290	202	6.1	16
Tecomán, Colima	22/01/2003	02:06:31	589	258	7.6	10

**Tabla 2-4: características de los dos sismos registrados por el arreglo de la colonia Roma.**

### 2.5.1 Sismo de Coyuca

El 8 de octubre del 2001, a las 03:39 GMT, se registró un sismo de magnitud 6.1 localizado cerca de Coyuca de Benítez en el estado de Guerrero. Este sismo fue de origen tectónico debido a la activación de una falla cortical localizada dentro de la parte continental de la placa de Norte América. El Servicio Sismológico Nacional mexicano describió su mecanismo focal como un fallamiento normal de rumbo  $281^\circ$ , paralelo a la costa y a la trinchera, con un buzamiento de  $57^\circ$  (figura 2.24). La ruptura se inició a 10 km de profundidad y se propagó hacia la superficie, concentrándose entre 8 y 4 km de profundidad. La magnitud de este sismo (6.1) corresponde a un sismo moderado, el cual causó daños materiales muy localizados en los pueblos cercanos al epicentro. A pesar de su magnitud moderada, este sismo fue sentido con gran intensidad en la Ciudad de México.

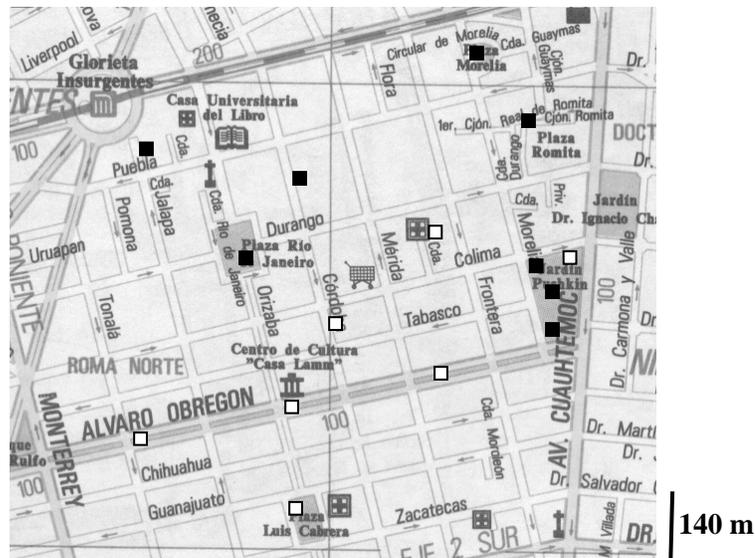


**Figura 2-24: Localización y mecanismo focal del sismo de Coyuca de Benítez, Guerrero, del 08/10/2001, según el reporte final del SSN (página web del SSN: [www.ssn.unam.mx](http://www.ssn.unam.mx)). Las esferas indican la distribución de los eventos reportados por el SSN durante los dos días que siguieron este sismo. Se muestra también las zonas de ruptura de los grandes sismos que han ocurrido en la región en los últimos 50 años. La línea discontinua representa la Trinchera Mesoamericana (TMA).**

Este sismo fue el primer evento registrado por las nuevas estaciones recién instaladas en la Colonia Roma Norte y, como tal, permitió comprobar la capacidad de resolución de nuestro nuevo arreglo 3D para nuestros fines

y ajustar los parámetros de registro y de procesamiento de datos. La ubicación de su epicentro (costas de Guerrero) hace de este evento un objeto de estudio particularmente interesante ya que podría dar indicaciones importantes sobre el campo de ondas a esperar para un sismo con una ubicación similar (es decir proveniente de la brecha sísmica de Guerrero donde se espera un sismo mayor) pero de mayor magnitud, un caso potencialmente peligroso para la Ciudad de México.

Desgraciadamente, el sismo del 8 de octubre de 2001 ocurrió pocos meses después de la puesta en operación de las 11 nuevas estaciones instaladas por el Instituto de Ingeniería de la UNAM, cuando el arreglo estaba todavía en periodo de ajuste. Además, la estación de lluvias de 2001 provocó daños importantes a las alimentaciones de las estaciones (ciertos registradores, en particular en el Camellón Álvaro Obregón, tuvieron que ser enviados a la coordinación de Instrumentación para su reparación y fueron reemplazados durante varias semanas por equipos menos sensibles). En consecuencia, obtuvimos pocos registros de campo libre (8 de las 15 estaciones disponibles) y ciertos registros fueron cortados debido a parámetros de registro mal definidos (umbral de disparo demasiado alto y post-evento demasiado corto). Todas las estaciones de pozo registraron el sismo, aún con registros cortados para las estaciones de la plaza Morelia (PMOP) y de la plaza Río de Janeiro (PRJP). Los sitios con registro están indicados por un cuadro rojo en la figura 2.25.

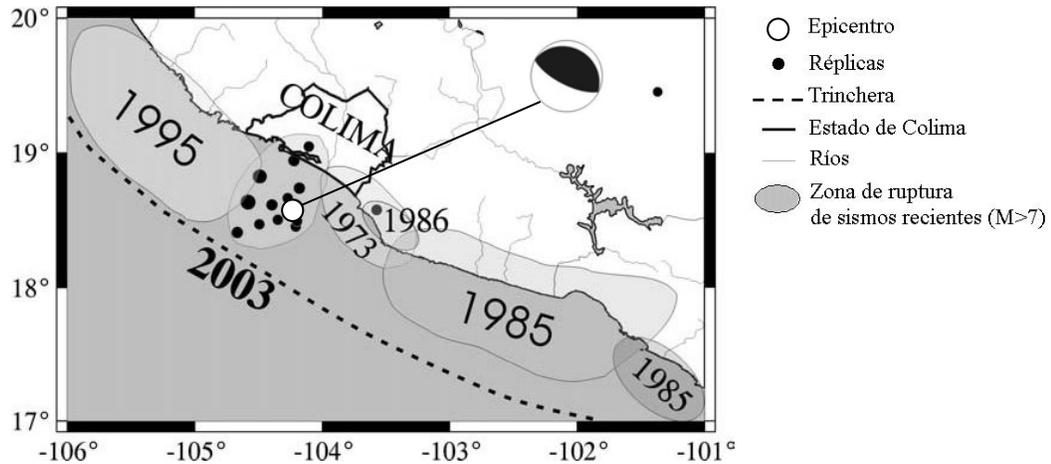


**Figura 2-25: localización de las estaciones que registraron el sismo de Coyuca de Benítez, Guerrero, del 8 de octubre del 2001. Los cuadros negros indican las estaciones con registro y los cuadros blancos indican las estaciones sin registro.**

### 2.5.2 Sismo de Colima

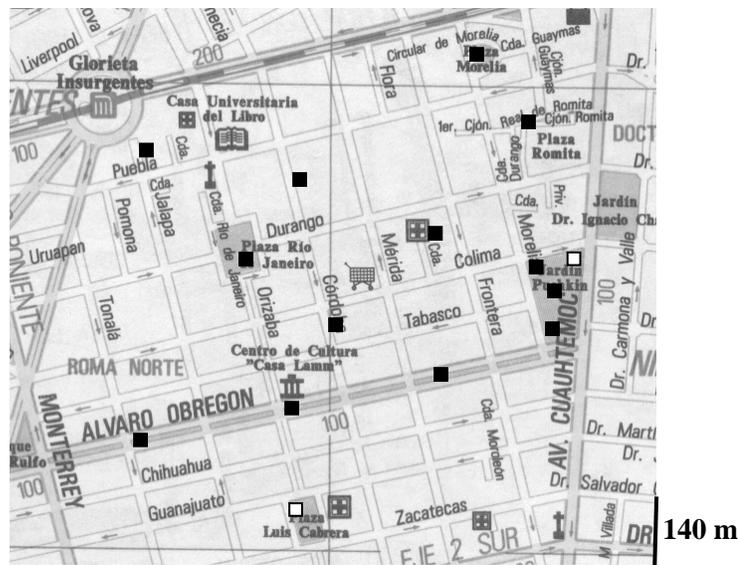
El 22 de enero de 2003, un sismo de magnitud 7.6 ocurrió en las costas de Colima, frente a Coyutlán, a las 03:06 AM (hora GMT). Este sismo afectó todo el estado de Colima y zonas aledañas de los estados de Michoacán y Jalisco. El Servicio Sismológico Nacional reportó 30 personas fallecidas, más de 400 heridos y cerca de 10,000 viviendas afectadas por el movimiento fuerte del sismo. El sismo afectó el estado de Colima y partes de los estados de Michoacán y Jalisco. En el D.F., no se registraron daños. Se trató de un sismo superficial producido por un

mecanismo de fallamiento inverso debido a la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa Norteamérica (figura 2.26).



**Figura 2-26: Localización (punto blanco) y mecanismo focal del sismo de Tecomán, Colima, del 22/01/2003, según el reporte final del SSN (página web del SSN: [www.ssn.unam.mx](http://www.ssn.unam.mx)). Los puntos negros indican las réplicas localizadas por el SSN hasta el 23 de Enero.**

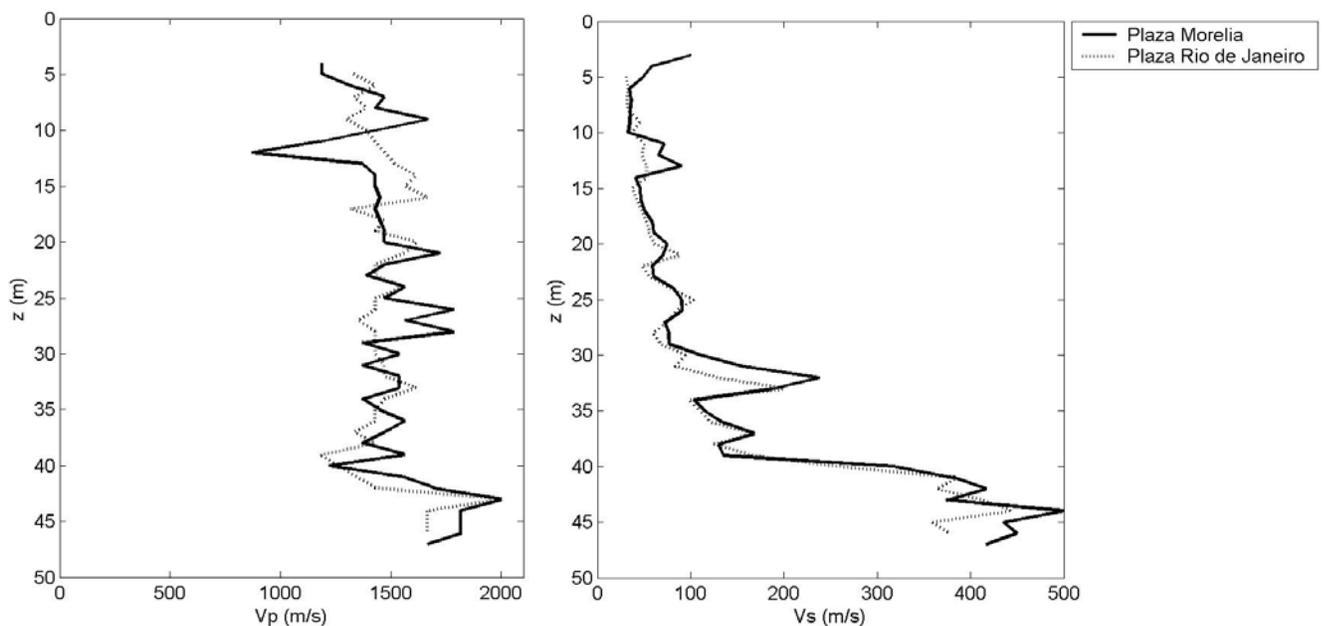
Este sismo ocurrió a 589 km de distancia del arreglo de la Colonia Roma Norte y fue registrado por 13 de nuestras 15 estaciones de superficie (figura 2.27) y por la totalidad de las estaciones de pozo. Al contrario de lo que pasó durante el sismo de Coyuca, los registros de este sismo son completos con una duración de más de 150 segundos lo que nos proporcionó una información muy útil sobre el campo de ondas en la zona de lago de la Ciudad de México.



**Figura 2-27: distribución espacial de las estaciones que registraron el sismo del 22 de enero del 2003. Los cuadros negros representan los estaciones que se dispararon mientras que los cuadros blancos representan las estaciones sin registro.**

## 2.6 PERFILES SUPERFICIALES DE VELOCIDAD EN LA ZONA DE ESTUDIO

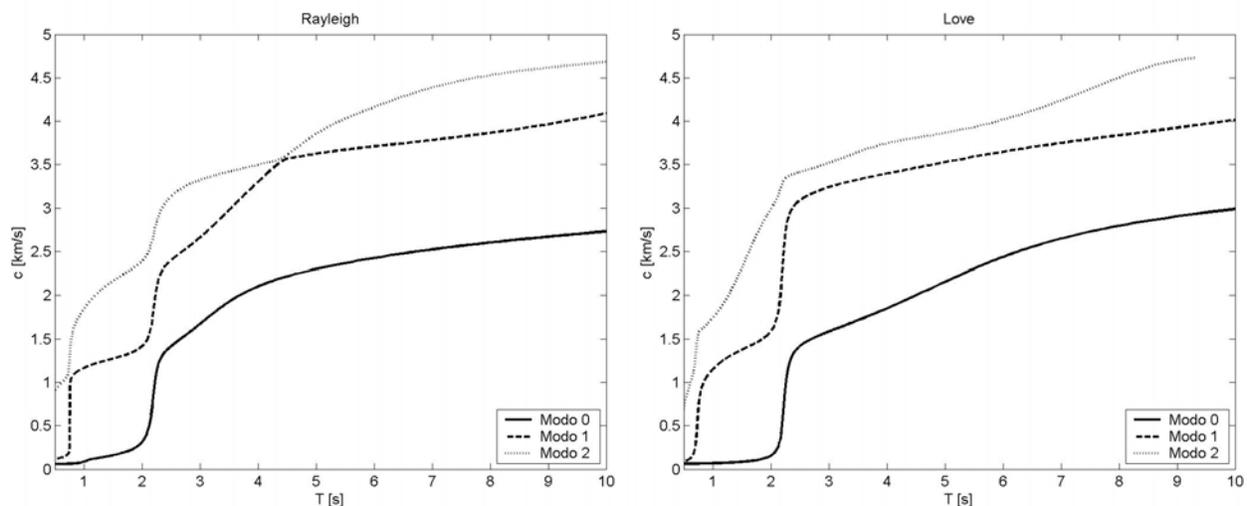
Presentamos en este párrafo los resultados de los perfiles de velocidad medidos por el M.C. Carlos Gutiérrez del CENAPRED durante la perforación de los pozos de las estaciones de la plaza Río de Janeiro y Morelia con una sonda suspendida. Estos perfiles (figura 2.28) muestran una gran semejanza entre sí (las estaciones están tan solo a 602 metros una de la otra). Los primeros 30 metros de la capa de arcilla se caracterizan por una velocidad de corte,  $V_s$ , muy baja, de 35 a 80 m/s, y una velocidad de ondas P,  $V_p$ , de 1400 m/s. Entre 30 y 40 metros, la velocidad  $V_s$  aumenta hasta 160 m/s mientras que  $V_p$  no cambia. Entre 40 y 50 metros, la velocidad de corte alcanza 450 m/s y la velocidad de las ondas P es de 1650 a 2000 m/s. Estos perfiles nos sirvieron en la definición de un modelo estructural de referencia para la zona de estudio. Por ello, combinamos los valores de velocidad medidos por los perfiles descritos en la figura 2.28 para los 50 primeros metros de profundidad con el modelo de Montalvo-Arrieta (2004) descrito en la tabla 2.1 para profundidades mayores a 50 m. Para determinar los valores de densidad en la capa de arcilla superficial, utilizamos las informaciones disponibles en los estudios de Acosta *et al.* (1993) e Iida (1999; tabla 2.1). El modelo estructural así definido está descrito en la tabla 2.5. Ese modelo no pretende ser un modelo estructural definitivo pero servirá de referencia para la interpretación de los resultados obtenidos en los capítulos 4 y 5. A partir de ese modelo calculamos las curvas de dispersión de ondas de Rayleigh y de Love presentadas en la figura 2.29.



**Figura 2-28:** perfiles de velocidad obtenidos en los pozos de la Colonia Roma Norte por sonda suspendida antes de la instalación del acelerógrafo de pozo (Gutiérrez, comunicación personal). El diagrama de la izquierda presenta el perfil de velocidad de las ondas P mientras que el de la derecha presenta la velocidad de las ondas S.

z (km)	V <sub>p</sub> (km/s)	V <sub>s</sub> (km/s)	ρ (g/cm <sup>3</sup> )
0.030	1.400	0.060	1.300
0.010	1.400	0.150	1.300
0.030	1.700	0.400	1.300
0.080	1.700	0.800	1.800
0.210	1.900	1.100	2.050
1.210	2.600	1.500	2.200
0.800	3.460	2.000	2.300
5.000	5.280	3.050	2.400
12.000	5.710	3.300	2.400
28.000	6.400	3.700	2.700
∞	8.130	4.700	3.300

**Tabla 2-5: modelo estructural de la cuenca de México utilizado como referencia.**



**Figura 2-29: curvas de dispersión de las ondas de Rayleigh y de Love obtenidas a partir del modelo estructural de la tabla 2.5.**

## 2.7 CONCLUSIONES

En 2001 se instaló un arreglo de pequeña apertura (1 km) en la colonia Roma Norte, en la zona de lago de la Ciudad de México, en donde se presentaron daños importantes durante el sismo de Michoacán de 1985. Se instalaron 9 estaciones de superficie equipadas de GPS y 2 estaciones de pozo a 50 metros. Junto con las estaciones de la RACM existentes en la cercanía, el arreglo total cuenta con 15 estaciones de superficie y 6 estaciones de pozo lo que forma un arreglo en 3 dimensiones que debería permitir estudiar con precisión el campo de ondas que se propaga en esta zona durante un sismo. El estudio de la respuesta del arreglo permitió definir la zona de no-aliasing

(intervalo en número de onda para el cual la respuesta del arreglo no presenta picos secundarios fuertes) a utilizar para la aplicación de los métodos de procesamiento de datos de arreglo como los métodos frecuencia-número de onda ( $f-k$ ). Desde su instalación, este arreglo ha registrado dos sismos de epicentro y magnitud distintos: el sismo de Coyuca, Guerrero ( $M=6.1$ ) y el sismo de Colima ( $M=7.6$ ). Son los datos de estos sismos los que vamos a estudiar en esta tesis.

Durante la instalación de esta red se realizaron medidas de velocidad de ondas P y S con una sonda suspendida. Estas mediciones permitieron definir con precisión el perfil de velocidad en la zona de estudios (entre 0 y 50 m) y complementaron los modelos estructurales actuales. Sin embargo, habrá que recordar que los distintos modelos estructurales existentes para la cuenca de México dan curvas de dispersión muy diferentes lo que dificultará la interpretación de los resultados.

### **3 MÉTODOS DE ANÁLISIS DE DATOS DE ARREGLO**

El desarrollo de arreglos sismológicos se inició después de la conferencia de Ginebra de 1958 sobre la limitación de pruebas de explosiones nucleares (Comprehensive Nuclear Test Ban Treaty) con el objetivo de mejorar la capacidad de los científicos a distinguir entre explosiones nucleares y sismos y localizar los diferentes eventos registrados (Husebye y Ruud, 1989). Después de ese tratado internacional, se instalaron varios arreglos de gran apertura como LASA en Montana en 1965 (apertura de 200 km) y NORSAR en Noruega en 1971 (apertura de 100 km), seguidos por arreglos de menor apertura como el arreglo NORESS en Noruega o SMART en Taiwán con una apertura máxima de 2 km para ambos arreglos (Mykkeltveit *et al.*, 1983). En la actualidad, el mejoramiento de las técnicas de comunicación y de computación así como la disminución del costo de los instrumentos han permitido la instalación de un gran número de arreglos en muchos países distintos. Los registros de estos arreglos han sido utilizados para el estudio de la estructura de la Tierra, de los mecanismos focales (Goldstein y Archuleta, 1991b), de los efectos de sitio (Chávez-García, 2003; Cornou, 2003a, 2003b) y de propagación (Higashi y Kudo, 1992; Wagner, 1997; Bear y Pavlis, 1997). Junto con la instalación de nuevos arreglos de estaciones de apertura y densidad distintas, se desarrollaron nuevas técnicas de procesamiento relacionados a este tipo de datos. En los años sesenta, las técnicas de procesamiento de datos de arreglo consistían en buscar el número de onda para el cual la suma de las señales registradas en diferentes puntos del espacio y corregidas de los efectos de propagación era máxima (Marcos, 1998). Esos métodos, llamados *beamforming* en el dominio del tiempo y métodos frecuencia-número de onda ( $f-k$ ) en el dominio de la frecuencia, son poco precisos y su aplicación se limita al caso de una señal única en presencia de ruido blanco. Para mejorar las cualidades de esos métodos, en particular su resolución y su capacidad a detectar señales poco energéticas, se desarrollaron en los años setenta los métodos de alta resolución como el método de Capon (1969). Los métodos de alta resolución se desarrollaron en el dominio acústico para el sonar pasivo y fueron aplicados en los años ochenta a la sismología con los trabajos de Schmidt (1981) y de Goldstein y Archuleta (1987).

Existe en la actualidad una gran variedad de métodos tiempo-frecuencia para analizar la naturaleza de señales sísmicas que se propagan a través de un arreglo de estaciones: métodos frecuencia-número de onda clásicos ( $f-k$ ), métodos basados en la descomposición del espacio en un espacio del ruido y de la señal (Marcos, 1998), métodos basados en el cálculo de funciones de cross-correlación (Buttkus, 2000), o métodos basados en el cálculo de transformadas ondulares (Bear y Pavlis, 1997, 1999; Bear *et al.*, 1999). Marcos (1998) realizó una síntesis muy completa sobre los distintos métodos de alta resolución existentes actualmente con una descripción detallada de la teoría subyacente y de sus posibles aplicaciones (radar, sonar, tomografía, sismología). Almendros González (1999) realizó también una comparación de los métodos de procesamiento de datos de arreglo en el caso de datos volcánicos, es decir en el caso de fuentes cercanas y registros de banda ancha altamente coherentes entre sí.

Para nuestro problema, era necesario considerar métodos robustos, capaces de tratar datos de arreglo de pequeña apertura pero de pocos registros y con un ruido ambiental alto. Por ello, decidimos considerar tres métodos para procesar nuestros datos de superficie: el análisis de espectro de potencia  $f-k$  convencional, el análisis de

espectro de potencia  $f$ - $k$  de alta resolución y el algoritmo MUSIC (de Multiple Signal Characterization). Los párrafos siguientes describen brevemente cada método y presentan las pruebas con datos sintéticos y reales realizadas para comparar los tres métodos en el caso muy particular del valle de México. Completamos este capítulo con la presentación del método de cross-correlación utilizado para el procesamiento de nuestros datos de pozo.

### 3.1 ESPECTROS DE POTENCIA FRECUENCIA-NÚMERO DE ONDA (F-K)

#### 3.1.1 *Método convencional*

Este método se basa en la determinación de un espectro de potencia frecuencia-número de onda y se calcula mediante transformada de Fourier. Este espectro mide la cantidad de energía distribuida en diferentes velocidades de fase y direcciones de propagación. La posición de los picos principales del espectro caracteriza las señales que se propagan en la red. Es uno de los métodos más utilizado para el análisis de datos de red (Castillo Aldana, 2000; Almendros González, 1999).

Si consideramos un arreglo de  $K$  sensores y registros sísmicos de  $L$  muestras divididos en  $M$  ventanas de  $N$  puntos ( $L=MN$ ), el espectro de potencia frecuencia-número de onda  $\mathbf{P}(\mathbf{k},f)$  se define como (Aki y Richards, 1980):

$$\mathbf{P}(\mathbf{k}, f) = \frac{1}{K^2} \sum_{j=1}^K \sum_{n=1}^K w_j w_n^* C_{jn}(f) e^{i\mathbf{k} \cdot (\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_n)}$$

donde la función  $C_{jn}$  de espectros de potencia cruzados se escribe:

$$C_{jn}(f) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M S_{jm}(f) S_{nm}^*(f)$$

En estas ecuaciones,  $i^2=-1$ ,  $\mathbf{k}$  es el vector número de onda,  $f$  es la frecuencia,  $\mathbf{r}_i$  es el vector posición de la estación  $i$ ,  $S_{jm}$  representa la transformada de Fourier discreta de la ventana de análisis  $m$  de la señal registrada en la estación  $j$ , y  $w_j$  describe la función de peso utilizada para controlar la forma de la ventana de número de onda. El asterisco indica el conjugado conjugado.

La diferencia entre los diferentes espectros frecuencia número de onda reside en la elección de las funciones de peso. El método convencional utiliza pesos fijos unitarios que no dependen del número de onda. En este caso, la resolución del método en el dominio del número de onda está determinada principalmente por la geometría del arreglo (Aki y Richards, 1980; Dudgeon y Mersereau, 1984). En consecuencia, para un arreglo con un número limitado de estaciones y una apertura limitada, la respuesta al impulso unitario del arreglo presenta un pico principal ancho y picos secundarios que pueden limitar la precisión de la estimación de los números de onda presentes en la señal analizada.

### 3.1.2 Método de Capon o $f$ - $k$ de alta resolución

Se han desarrollado además varios métodos frecuencia-número de onda de alta resolución (Marcos, 1998) para mejorar el método  $f$ - $k$  convencional. El método más conocido es el método desarrollado por Capon (1969). Este método hace una estimación de alta resolución del espectro de potencia con:

$$\mathbf{P}(\mathbf{k}, f) = \left[ \sum_{j=1}^K \sum_{l=1}^K Q_{jl}(f) e^{ik \cdot (\mathbf{r}_j - \mathbf{r}_l)} \right]^{-1}$$

donde  $\mathbf{k}$  representa el número de onda en el plano del arreglo,  $f$  la frecuencia,  $\mathbf{r}_i$  el vector posición de la estación  $i$ ,  $K$  el número de estaciones, y  $Q_{jl}$  es el inverso de la matriz de espectros cruzados  $C_{jl}$ .

Capon mostró que  $P(\mathbf{k}, f)$  podía ser considerado como el espectro de salida de un filtro de máxima-verosimilitud cuya forma varía en función del número de onda. Este filtro no distorsiona las ondas monocromáticas que viajan a una velocidad correspondiente al número de onda  $\mathbf{k}$  y suprime la energía de otras ondas en el sentido de los mínimos cuadrados óptimos. Los resultados experimentales mostraron que la resolución en número de onda de este método es mucho mejor que la resolución del método  $f$ - $k$  convencional (Capon, 1969, 1973).

Debemos recordar sin embargo que el cálculo de los espectros  $f$ - $k$  con las ecuaciones precedentes se hace bajo ciertas hipótesis. Se supone en particular que el campo de ondas consiste en una superposición de ondas planas sencillas. Además, las señales deben ser estacionarias en tiempo y en espacio. Finalmente, se considera que las diferentes señales presentes en los registros no están correlacionadas. Estas hipótesis presentan limitaciones importantes en el caso de México.

## 3.2 MULTIPLE SIGNAL CHARACTERIZATION (MUSIC)

El método MUSIC (Multiple Signal Characterization) es una técnica de alta resolución basada en el cálculo de los valores y vectores propios de la matriz de espectros cruzados para la determinación de los parámetros de la señal. Este método puede aplicarse tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia. Este método fue desarrollado por Schmidt (1981, 1986) y posteriormente aplicado a la sismología por Goldstein (1988) y Goldstein y Archuleta (1987, 1991a, 1991b). Estos últimos autores demostraron en particular que MUSIC podía resolver fuentes múltiples cercanas entre sí. MUSIC puede trabajar con señales estacionarias y no estacionarias y es más sensible a las señales más energéticas. Para aplicar este método, debe suponerse que existe un número finito de señales (inferior al número de estaciones) que viajan por el arreglo.

### 3.2.1 Teoría

Para una descripción completa del método MUSIC, el lector interesado debe consultar los trabajos de Schmidt (1981, 1986), Goldstein (1988) y Goldstein & Archuleta (1987, 1991a, 1991b).

Los frentes de onda registrados en las  $K$  estaciones de una red pueden describirse como una combinación lineal de  $D$  frentes de onda incidentes y del ruido. Así, la señal registrada en la estación  $\mathbf{r}_i$  al tiempo  $t$  se escribe como:

$$x(\mathbf{r}_i, t) = \sum_{j=1}^D A_j e^{i(k_j \cdot \mathbf{r}_i - \omega t + \phi_j(t))} + \eta(\mathbf{r}_i, t)$$

donde  $i^2 = -1$ ,  $A_j$  representa la amplitud de la  $j$ -ésima onda,  $\mathbf{k}_j$  su vector número de onda,  $\omega$  su frecuencia angular,  $\phi_j$  su fase, y  $\eta$  el ruido. Suponemos que los términos de fase no están correlacionados entre sí, es decir que la señal es estacionaria, y que el ruido es una función aleatoria de la posición y del tiempo.

Podemos escribir la relación precedente utilizando matrices:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{X}_1 \\ \mathbf{X}_2 \\ \vdots \\ \mathbf{X}_D \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{a}(\mathbf{k}_1) & \mathbf{a}(\mathbf{k}_2) & \cdots & \mathbf{a}(\mathbf{k}_D) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{F}_1 \\ \mathbf{F}_2 \\ \vdots \\ \mathbf{F}_D \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \mathbf{W}_1 \\ \mathbf{W}_2 \\ \vdots \\ \mathbf{W}_D \end{bmatrix}$$

o

$$\mathbf{X} = \mathbf{A}\mathbf{F} + \mathbf{W}$$

donde la matriz  $\mathbf{X}$  representa las trazas registradas,  $\mathbf{A}$  es la matriz función de transferencia de  $\mathbf{X}$  a  $\mathbf{F}$  que describe la propagación de las ondas entre la fuente y el arreglo,  $\mathbf{F}$  representa las señales incidentes y  $\mathbf{W}$  el ruido. Este es el modelo de los datos en el que se basa el método MUSIC. Los elementos de la matriz  $\mathbf{A}$  son funciones conocidas del número de onda y de la posición de las estaciones de la red. La matriz  $\mathbf{X}$  se define ya sea con las trazas en tiempo (eventualmente después de un filtro) o con las transformadas de Fourier de las trazas originales.

A partir de la matriz de los datos  $\mathbf{X}$ , calculamos la matriz  $\mathbf{R}$  definida por:

$$R_{ij} = \langle x(\mathbf{r}_i, t) x^*(\mathbf{r}_j, t) \rangle_t \quad \text{o} \quad \mathbf{R} = \overline{\mathbf{X}\mathbf{X}^*}$$

donde  $x^*$  representa el conjugado de  $x$ , y  $\langle \rangle_t$  representa un promedio en tiempo (o en frecuencia según el caso). La matriz  $\mathbf{R}$  se llama matriz de covarianza en el dominio temporal y matriz interespectral en el dominio de las frecuencias. Los elementos  $R_{ij}$  miden la correlación entre las trazas registradas en las estaciones  $i$  y  $j$ .

Se puede mostrar que:

$$R_{ij} = \sum_{m=1}^D |A_m|^2 e^{i\mathbf{k}_m \cdot (\mathbf{r}_i - \mathbf{r}_j)} + \sigma^2 \delta_{ij}$$

donde  $\sigma$  representa la amplitud del ruido,  $\delta_{ij} = 0$  para  $i \neq j$  y  $\delta_{ij} = 1$  para  $i = j$ .

La etapa siguiente consiste en dividir  $\mathbf{R}$  en el espacio de la señal y del ruido determinando los valores y vectores propios de  $\mathbf{R}$ . En efecto, si consideramos que  $D$  señales inciden sobre una red de  $K$  estaciones, se puede demostrar que los  $K-D$  valores propios mínimos de  $\mathbf{R}$  se relacionan a la intensidad del ruido y que los  $D$  otros valores representan las  $D$  señales incidentes. En consecuencia, los  $D$  vectores propios asociados a los  $D$  valores propios máximos definen el espacio de la señal  $E_S$  mientras que los otros  $K-D$  vectores propios representan el espacio del ruido  $E_R$ . El principio del método MUSIC es la búsqueda de los  $D$  vectores direccionales que dan la mejor aproximación de las covarianzas reales. Para ello, definimos los vectores  $\mathbf{a}(\mathbf{k}, \mathbf{r})$  de la manera siguiente:

$$\mathbf{a}(\mathbf{k}, \mathbf{r}) = \begin{bmatrix} e^{i\mathbf{k} \cdot \mathbf{r}_1} \\ e^{i\mathbf{k} \cdot \mathbf{r}_2} \\ \vdots \\ e^{i\mathbf{k} \cdot \mathbf{r}_K} \end{bmatrix}.$$

Después, buscamos los vectores  $\mathbf{a}(\mathbf{k}, \mathbf{r})$  que dan la proyección mínima sobre el espacio del ruido. Para ello, buscamos los máximos de la función  $\mathbf{D}(\mathbf{k})$ :

$$\mathbf{D}(\mathbf{k}) = \frac{1}{\mathbf{a}^*(\mathbf{k}) \mathbf{E}_R \mathbf{E}_R^* \mathbf{a}(\mathbf{k})}.$$

Esta función está definida como el espectro MUSIC y sus máximos corresponden a los vectores números de onda de las señales incidentes sobre la red.

Una vez que tenemos las direcciones de propagación, podemos calcular la matriz  $\mathbf{A}$  y las amplitudes de las señales incidentes con:

$$\mathbf{A} = [\mathbf{a}(\mathbf{k}_1) \quad \mathbf{a}(\mathbf{k}_2) \quad \cdots \quad \mathbf{a}(\mathbf{k}_D)]$$

y

$$\mathbf{P} = \overline{\mathbf{F}\mathbf{F}^*} = (\mathbf{A}^* \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^* (\mathbf{E}_S \mathbf{\Lambda}_S \mathbf{E}_S^*) \mathbf{A} (\mathbf{A}^* \mathbf{A})^{-1}$$

donde  $\mathbf{\Lambda}_S$  representa la matriz diagonal de los valores propios asociados al espacio de la señal  $\mathbf{E}_S$ .

Los elementos de la diagonal de  $\mathbf{P}$  dan una estimación de la amplitud de las señales.

El algoritmo MUSIC así descrito se basa en varias hipótesis. Primero, debemos suponer que trabajamos con frentes de onda planos, lo que parece razonable en nuestro caso ya que la fuente principal de las señales se encuentra a más de 300 km del arreglo. Segundo, debemos suponer que el ruido es blanco, lo que no es necesariamente el caso, y que las señales son estacionarias o sea no están correlacionadas entre ellas. Esta última hipótesis no es correcta en nuestro caso ya que es posible que haya un fenómeno de propagación múltiple entre la costa y el Valle de México. Sin embargo, existen varios métodos para adaptar el algoritmo a casos más complicados o para facilitar su aplicación en casos particulares. Estos se describen en los párrafos siguientes.

### 3.2.2 Alineación de los sismogramas

En su tesis doctoral, Goldstein (1988) propone alinear los sismogramas antes de introducirlos en el algoritmo. A partir de los retrasos en tiempo calculados, se determina un número de onda resultante utilizando, por ejemplo, mínimos cuadrados. Luego, se añade este número de onda al número de onda encontrado por el algoritmo MUSIC para obtener el número de onda final. Esto permite trabajar con retrasos en tiempo pequeños o sea con ventanas de análisis cortas. Este procedimiento puede ser particularmente eficiente en el caso de ondas lentas que necesitarían ventanas de análisis largas para poder analizar la misma onda en todas las estaciones. Sin embargo, utilizar ventanas largas es una desventaja pues pueden contener señales distintas lo que dificultará la interpretación de los resultados.

En nuestro caso, esperamos en los registros la presencia de ondas de superficie lentas (con velocidades muy bajas de hasta 50 m/s) en la banda de periodos cortos. Adicionalmente, análisis previos mostraron que es difícil encontrar pulsos comunes entre estaciones. Finalmente, es muy probable que encontremos mezclas de modos de propagación, es decir una sucesión de ondas lentas y rápidas, lo que impide la aplicación de esta técnica a nuestros datos.

### 3.2.3 Cálculo de la matriz de covarianza

En ese estudio, trabajamos en el dominio de la frecuencia. Es decir que calculamos una matriz de covarianza para cada paso en frecuencia. Para suavizar los resultados obtenidos, se determina una matriz de covarianza promedio centrada en la frecuencia a estudiar. Si consideramos la frecuencia central  $f_c$  de un intervalo de  $2n+1$  frecuencias  $[f_{c-n}; f_{c+n}]$ , esa matriz de covarianza promedio  $\mathbf{R}(f_c)$  se define como

$$\mathbf{R}(f_c) = \frac{1}{2n+1} \sum_{j=c-n}^{c+n} \mathbf{R}(f_j)$$

donde  $\mathbf{R}(f_j)$  representa la matriz de covarianza intermedia calculada para la  $j$ -ésima frecuencia. Esta operación de suavizamiento supone que trabajamos con rangos de frecuencia suficientemente estrechos para no mezclar señales diferentes.

#### 3.2.3.a Caso de señales de banda ancha

En presencia de señales de banda ancha, no es posible sumar las matrices de covarianza sin precauciones, pues corresponden a frecuencias muy diferentes. En consecuencia, pueden contener señales poco coherentes. Para evitar este problema, se aplica una matriz de focalización a cada matriz de covarianza intermedia (Wang y Kaveh, 1985). Así, la matriz de focalización corrige la matriz de covarianza para que podamos combinarla con la matriz correspondiente a la frecuencia central sin distorsionar la señal. Hung y Kaveh (1988) describieron un tipo de matrices de focalización adaptado al caso de señales de banda ancha. En nuestro caso, trabajamos con rangos de frecuencia lo suficientemente pequeños para evitar este problema.

#### 3.2.3.b Promedio espacial

Los métodos de alta resolución basados en la determinación del espacio del ruido y de la señal a partir de vectores propios como MUSIC no funcionan bien en el caso de señales altamente coherentes (propagación con trayectos múltiples) o no estacionarias. Sin embargo, varios autores (Schmidt, 1981; Shan *et al.*, 1985; Goldstein y Archuleta, 1987) propusieron una solución a esta limitación. La idea es eliminar la alta coherencia que existe entre ciertas señales. Para ello, el arreglo se divide en sub-arreglos similares, es decir con geometrías similares en términos de tamaño y orientación, y se suman las matrices de covarianza de cada sub-arreglos para obtener un promedio espacial de la matriz de covarianza. Goldstein y Archuleta (1991a) propusieron una solución para mejorar la resolución del método en caso de señales correlacionadas, hipótesis muy probablemente cierta en la Ciudad de México, en donde se esperan multitrayectos y mezclas de modos de propagación. Sin embargo, para

esto, se requiere dividir el arreglo de estaciones en sub-arreglos lineales y calcular promedios a partir de sub-arreglos con la misma orientación y la misma distancia entre estaciones. Desgraciadamente, la geometría de nuestro arreglo no permitió implementar esta técnica. En nuestro caso, el arreglo es bastante irregular: resulta difícil determinar sub-arreglos y aplicar este promedio espacial. Sin embargo, realizamos varias pruebas haciendo un promedio espacial entre pares de estaciones similares en términos de tamaño y orientación: la diferencia entre los resultados obtenidos sin promedio espacial y con promedio espacial resultó despreciable. Por lo tanto, no hemos aplicado este procedimiento.

### 3.2.3.c Pre-whitening (casos sintéticos)

En el caso de datos sintéticos sin ruido o con poco ruido, la matriz de covarianza puede ser singular (determinante nulo). Esto causa problemas en la determinación de los vectores propios. En este caso, es recomendable introducir ruido blanco en las trazas o añadir una constante a la diagonal de la matriz. Esta operación se llama *pre-whitening*.

### 3.2.4 **Determinación del número de señales**

El punto más delicado del método es la estimación del número de señales presentes en el registro. Este número determina el rango de los subespacios de la señal y del ruido. Wax y Kailath (1985) propusieron dos estimadores distintos basados en la teoría de la información para determinar el número de señales: los estimadores AIC (Aikake Information Criterion) y MDL (Minimum Description Length). Estos dos métodos son bastante sencillos pero, en el caso de pocas estaciones, la probabilidad de subestimación del número de señales es grande (Marcos, 1998), lo que lleva a una estimación incorrecta de los parámetros de las señales. Existe otro modo de determinación del número de señales: el criterio a umbral (Marcos, 1998; Cornou, 2002). Este método consiste en buscar una ruptura en el perfil de valores propios a partir de un estimador empírico o estadístico. Dos de las ventajas de este método son que no se necesita suponer que el ruido incluido en los registros es blanco y que puede ser utilizado con pocas estaciones. Para nuestro estudio, utilizamos un criterio a umbral con un estimador empírico determinado por pruebas prácticas realizadas en datos sintéticos y reales.

#### 3.2.4.a Criterios estadísticos

Para determinar el número de sinusoides mezcladas al ruido ambiental en análisis espectral, se busca determinar el rango del modelo (o sea la dimensión del espacio de la señal en nuestro caso) que optimiza la adecuación del modelo a la observación. Esa información es de primera importancia para determinar los parámetros que caracterizan el modelo (número de onda y frecuencia de las señales incidentes) por la aplicación de algoritmos de alta resolución. Los métodos clásicos de estimación del rango del espacio de la señal son basados en la teoría de la información (Akaike, 1974). Wax y Kailath (1985) aplicaron esta teoría al análisis multidimensional mediante el cálculo de los criterios AIC (Aikake Information Criteria) y MDL (Minimum Description Length). Al contrario de los métodos por umbral descritos en el párrafo siguiente, esos métodos tienen la ventaja de aplicarse

sin que sea necesario fijar parámetros de manera empírica (como el umbral) para estimar el número de señales presentes en el registro.

La matriz de covarianza  $\mathbf{R}$  definida anteriormente tiene  $K$  valores propios  $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_K$  y buscamos los  $D$  primeros valores propios que corresponden al espacio de la señal. Para ello, se minimizan los criterios AIC(j) o MDL(j) definidos como (Wax y Kailath, 1985):

$$\begin{aligned} \text{AIC}(j) &= -\log \left( \frac{\left( \prod_{i=j+1}^K \lambda_i \right)^{\frac{1}{K-j}}}{\frac{1}{K-j} \sum_{i=j+1}^K \lambda_i} \right)^{(K-j)N} + j(2K - j), \\ \text{MDL}(j) &= -\log \left( \frac{\left( \prod_{i=j+1}^K \lambda_i \right)^{\frac{1}{M-j}}}{\frac{1}{K-j} \sum_{i=j+1}^K \lambda_i} \right)^{(K-j)N} + \frac{1}{2} j(2K - j) \log N \end{aligned}$$

El valor  $j$  por lo cual estas funciones son mínimas corresponde al número de señales  $D$  buscado.

Wax y Kailath (1985) mostraron, con pruebas sintéticas, la eficiencia de estos dos criterios para la determinación del número de señales en el caso de un arreglo lineal, con una mejor consistencia del criterio MDL frente al criterio AIC que sobrestima el número de señales para un gran número de muestras  $N$ . Marcos (1998) demostró también que esos criterios tienden a sobrestimar el número de señales en caso de pocos registros, caso muy probable con nuestro arreglo, y que su probabilidad de falsa alarma (es decir su probabilidad de detectar una señal para registros sin señales) es importante (5% para el criterio AIC y 2% para MDL). Por esta razón, fue necesario trabajar con los criterios por umbral definidos en el párrafo que sigue.

### 3.2.4.b Criterios por umbral

Existen criterios que utilizan un modelo de decrecimiento de los valores propios de ruido. El principio es sencillo: se determina un modelo para describir el perfil de decrecimiento de los valores propios del ruido y, luego, se busca una ruptura entre el perfil observado y el perfil obtenido bajo la hipótesis de que los registros incluyen una única señal de ruido.

Se puede utilizar varias leyes (Marcos, 1998) para describir el perfil promedio de los  $P$  valores propios del ruido. Ilustramos nuestro párrafo suponiendo una ley exponencial:

$$\lambda_i = \lambda_1 r^{i-1}, 1 \leq i \leq P$$

En este caso, los parámetros  $\lambda_1$  y  $r$  están determinados por:

$$\lambda_1 = PJ_P \sigma_r^2$$

y

$$r = \exp \left\{ -2 \sqrt{\frac{15}{2(P^2 + 2)}} \left[ 1 - \sqrt{1 - \frac{4P(P^2 + 2)}{5N(P^2 - 1)}} \right] \right\}$$

donde

$$J_p = \frac{1-r}{1-r^p}$$

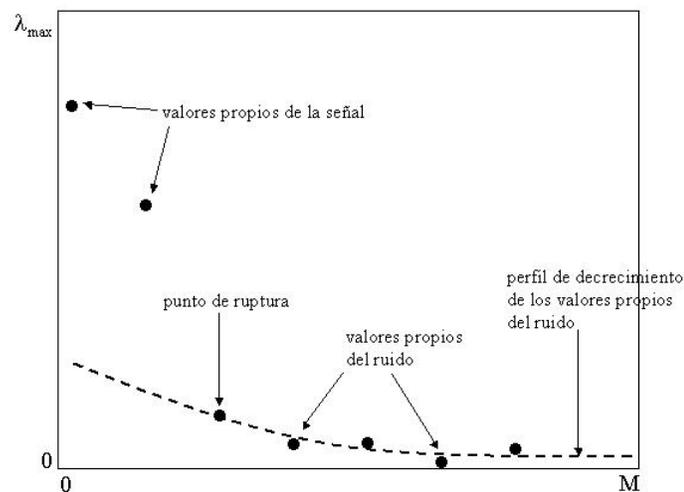
y  $\sigma_r$  representa la varianza del ruido.

Considerando un espacio del ruido de rango P ( $P=K-D$ ), tenemos:

$$\sigma_r^2 = \frac{1}{P} \sum_{i=0}^{P-1} \lambda K_{M-i}.$$

El principio del método es determinar el índice del valor propio a partir del cual la ley que modela el perfil promedio de los valores propios del ruido no está respetada (figura 3.1). Por eso, a cada paso y empezando por el valor propio mínimo, se calcula el valor propio  $\lambda_{p+1}$  esperado a partir del valor propio  $\lambda_p$  y se compara este valor con el valor real. Si la diferencia entre los dos valores es superior a un umbral determinado anteriormente, se considera que el valor propio es un valor propio de señal; es el punto de ruptura buscado y el algoritmo termina aquí. Así, se determina el número de señales. Existen otros criterios de detección para determinar el número de señales basados una ley geométrica (Marcos, 1998) pero el principio del criterio es el mismo.

En la experiencia que hemos tenido de la aplicación de MUSIC, hemos observado que, en general, es adecuado fijar el número de señales a uno o dos de forma preliminar y estudiar los resultados obtenidos. Estos resultados suelen dar una buena idea de lo que podemos esperar y permiten ajustar los umbrales necesarios en los dos últimos métodos.



**Figura 3-1: Perfil de valores propios en una red de M estaciones en el caso de dos fuentes (según Marcos, 1998).**

### 3.2.5 Estimación de las incertidumbres

Una vez determinado el número de señales presentes en los registros, se calcula el espectro MUSIC definido anteriormente. Se obtienen las coordenadas  $k_x$  y  $k_y$  del vector número de onda correspondiente al pico principal del espectro MUSIC. A partir de estas coordenadas, calculamos el ángulo de propagación  $\theta$  y la velocidad aparente  $V_a$  de la señal dominante:

$$\theta = \tan^{-1}\left(\frac{k_x}{k_y}\right)$$

$$V_a = \frac{2\pi f}{|\mathbf{k}|}$$

El muestreo espacial y en frecuencia así como la presencia de ruido introducen incertidumbres en el cálculo del ángulo de propagación y la velocidad. Para cuantificar estas incertidumbres y en el caso de un arreglo lineal, Goldstein y Archuleta (1991a) propusieron una estimación basada en el cálculo del efecto total debido a una mala posición del pico del espectro en el dominio  $(k_x, k_y)$  y a la incertidumbre sobre el valor de tiempo medido. Consideramos la diferencia de fase  $\Delta\phi$  entre dos estaciones para una onda plana

$$\Delta\phi = \omega\Delta t = \omega S_h \Delta x$$

donde  $\Delta t$  representa la diferencia de tiempo de llegada entre las dos estaciones consideradas para una misma fase,  $S_h$  la lentitud horizontal, y  $\Delta x$  la distancia entre las dos estaciones. Introducimos entonces desviaciones en tiempo  $\delta t$  y en lentitud  $\delta S$  entre los valores estimados y los valores reales  $\Delta t_0$  y  $S_{h0}$

$$\Delta t = \Delta t_0 + \delta t$$

$$S_h = S_{h0} + \delta S$$

La variación entre la lentitud estimada y la lentitud real se define como

$$\delta S = \delta t / \Delta x,$$

y la desviación estándar  $\sigma_s$  de las  $N$  medidas de lentitud realizadas vale

$$\sigma_s = \frac{\delta t}{\sqrt{N}\Delta x}.$$

A partir de esta definición, Goldstein y Archuleta (1991a) generalizaron la estimación de la precisión en lentitud propuesta por Schmidt (1981) para el algoritmo MUSIC a casos más reales (incluyendo posibles variaciones laterales de velocidad) y propusieron la estimación siguiente:

$$d\left(\frac{1}{V}\right) = \sqrt{\left(\frac{\delta t}{\sqrt{K}\Delta x}\right)^2 + \left(\frac{\sqrt{1+K.SNR}}{K.SNR\sqrt{N}2\pi Rf}\right)^2}$$

donde  $K$  representa el número de estaciones,  $SNR$  la relación señal sobre ruido,  $N$  el número de muestras en tiempo,  $f$  la frecuencia,  $R$  la apertura del arreglo,  $\delta t$  la incertidumbre en la medición del tiempo y  $\Delta x$  el intervalo de muestreo espacial. Sin embargo, esta fórmula resulta difícil de aplicar debido a la dificultad de determinar la

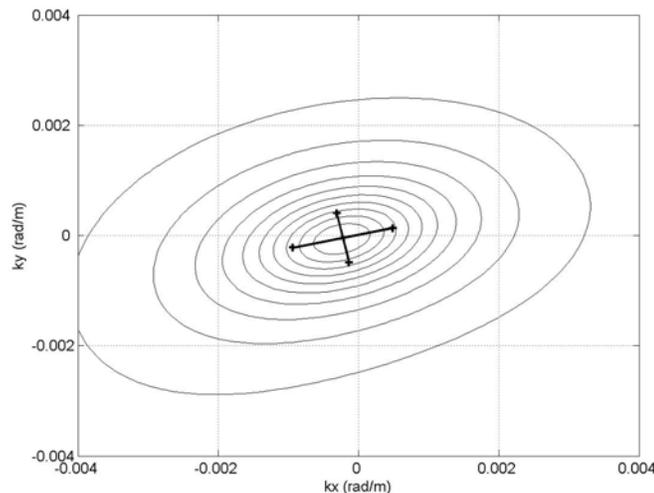
relación señal sobre ruido para cada banda de frecuencias. Estimamos entonces la incertidumbre a partir del ancho del pico del espectro obtenido (Chávez-García *et al.*, 1999; Cornou, 2002) como se ilustra en la figura 3.2. Se determina primero el ancho del pico del espectro para un valor relacionado con el valor máximo del pico (por ejemplo, para 90% del máximo) en las direcciones radial y transversal. Luego, se calculan las incertidumbres en velocidad y acimut como:

$$\frac{\Delta V}{V} = \frac{\Delta f}{f} + \frac{\Delta k_r}{k}$$

y

$$\Delta\theta = 2 \tan^{-1}\left(\frac{\Delta k_t}{2k}\right)$$

donde  $\Delta\theta$  representa la incertidumbre en acimut,  $\Delta V$  la incertidumbre en velocidad,  $\Delta f$  el muestreo en frecuencia,  $\Delta k_r$  el ancho del pico espectral en la dirección radial y  $\Delta k_t$  el ancho del pico en la dirección transversal. Mientras más estrecho sea el pico, menor será la incertidumbre.



**Figura 3-2: Ejemplo de determinación de incertidumbre para un espectro  $f-k$ . Las curvas indican el contorno del espectro y las líneas negras representan el ancho del pico a 80% de su amplitud en la dirección radial y transversal. Este ejemplo fue tomado de los datos del sismo de Guerrero del 05/05/1994 (2.5 s-5.0 s) procesados en los párrafos siguientes.**

### 3.2.6 Aplicaciones anteriores del método

Existen pocas aplicaciones del método MUSIC a datos sismológicos y, por lo tanto, pocas comparaciones de este método con los métodos  $f-k$  en casos reales. Schmidt (1981, 1986), Goldstein y Archuleta (1987), por ejemplo, se limitan a unas pruebas sintéticas con un arreglo lineal para comparar métodos de alta resolución de tipo  $f-k$  (como el de Capon, 1969) y el nuevo método MUSIC. Para tener una idea de las capacidades del método MUSIC, me pareció interesante presentar el tipo de arreglo y de datos procesados anteriormente con este método.

Goldstein (1988) y Goldstein y Archuleta (1991b) utilizaron MUSIC para estudiar la propagación de la ruptura (extensión espacial, duración y dirección de la ruptura) de dos sismos regionales ocurridos en Taiwán (magnitudes locales 6.3 y 7.0). El arreglo fue el SMART 1. Se trata de un arreglo de 36 acelerógrafos ubicado en el nordeste de Taiwán, en un valle aluvial, cerca de una zona de subducción. El arreglo consiste en tres círculos concéntricos de 200 m, 1 km y 2 km de radio. Para los dos sismos estudiados, todas las estaciones se dispararon. Los resultados mostraron la eficiencia de una red densa y del algoritmo MUSIC para determinar las características de la ruptura en una zona de subducción para sismos regionales. Para procesar sus datos, Goldstein y Archuleta (1991a, 1991b) utilizaron dos mejoras al método MUSIC citadas en los párrafos anteriores: la alineación de los sismogramas y el promedio espacial. Además realizaron un apilamiento de espectros en el dominio de las lentitudes. Se concentraron en el análisis de las ondas de volumen. Los resultados encontrados fueron innovadores ya que permitieron medir de manera directa la propagación de la ruptura de los sismos estudiados. Obtuvieron una estimación de la extensión espacial de la ruptura así como de su duración y de la dirección de propagación.

Sidorovich y Gershman (1998) utilizaron una versión optimizada del método MUSIC para analizar datos sísmicos registrados por el arreglo GERESS ubicado en Alemania. Este arreglo consiste en 25 sismógrafos con una apertura de 4 km. Las señales estudiadas fueron producidas por una fuente sísmica (explosión en una mina de hierro) y mostraron la capacidad del algoritmo MUSIC modificado a separar las ondas P y S y estimar sus parámetros para un evento ocurrido a 171 km del arreglo.

Cornou (2002) realizó dos experimentos diferentes de aplicación del algoritmo MUSIC a datos reales. Primero, utilizó MUSIC para analizar eventos locales ocurridos sobre un glaciar en los Alpes franceses. En este caso, los eventos se registraron con un arreglo de 24 geófonos dispuestos en una extensión espacial de 30x50 m. Estas estaciones contaban con tiempo común. Los resultados del análisis mostraron el buen comportamiento de MUSIC en términos de localización de los eventos y de valores de velocidad de propagación aunque la determinación de la velocidad presentaba inestabilidades fuertes. El segundo estudio realizado por Cornou (2002) consistió en instalar una red temporal de 29 estaciones y de 1 km de apertura en la ciudad de Grenoble (Francia). Esta ciudad está ubicada en un valle sedimentario profundo en los Alpes franceses. Al igual que la Ciudad de México, Grenoble experimenta importantes efectos de sitio (amplificación del movimiento sísmico y larga duración del movimiento). La idea era estudiar los efectos de sitio multi-dimensionales, en particular los fenómenos de difracción de ondas en los bordes del valle. Por ello, se analizaron sismos locales, regionales y hasta telesismos. Los resultados permitieron poner en evidencia la presencia de efectos de difracción 3D y la generación de ondas de superficie secundarias en los bordes de la cuenca.

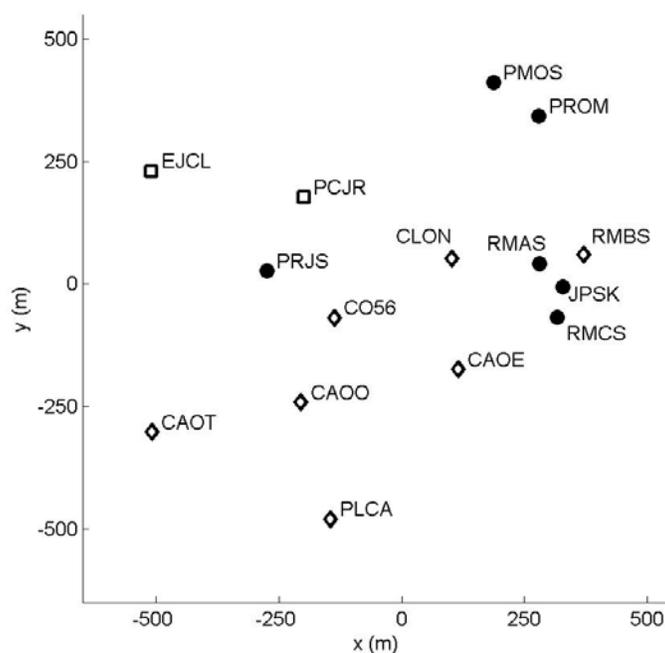
Una revisión cuidadosa de la literatura no permitió encontrar más aplicaciones de MUSIC a datos sísmicos. Existen también aplicaciones del método MUSIC a señales volcánicas mediante arreglos de pequeña apertura como los trabajos de Goldstein y Chouet (1994) en el volcán Kilauea, Hawaii, o de Chouet *et al.* (1997) en el volcán Stromboli, Italia. Aunque los trabajos reseñados en los párrafos anteriores dan resultados prometedores, Almendros González (1999) mostró con datos sintéticos que los métodos  $f-k$  de alta resolución o de cross-correlación pueden dar resultados más exactos que el método MUSIC. De hecho, en análisis recientes realizadas sobre datos

volcánicos, autores como Almendros *et al.* (1999) o Saccoroti y Del Pezzo (2000) prefieren un método de cross-correlación al método MUSIC. En consecuencia, en esta etapa del trabajo, pareció necesario comparar los tres métodos considerados para comprobar su aplicabilidad al caso de México.

El programa MUSIC utilizado durante esta tesis fue escrito en Fortran 77 y utiliza funciones de determinación de valores y vectores propios y de cálculo de transformada de Fourier de EIGPACK y FFTPACK (<http://www.netlib.org.com>).

### 3.3 COMPARACIÓN DE LOS MÉTODOS CON DATOS SINTÉTICOS

En primer lugar, realizamos pruebas con datos sintéticos para determinar las capacidades de cada método en situaciones complejas como son: la presencia de un fuerte ruido ambiental, el caso de aliasing espacial, y con llegada simultánea de varias señales. Para realizar estas pruebas, utilizamos la configuración del arreglo que registró el sismo de Coyuca del 8 de octubre de 2001. Las 6 estaciones de superficie que registraron este evento están representadas por círculos negros en la figura 3.3. Decidimos utilizar esta geometría para simular el problema de aliasing que se presenta en el caso de pocos registros. Los tres métodos que probamos son el método  $f-k$  clásico, el método  $f-k$  de alta resolución y el método MUSIC.



**Figura 3-3: geometría del arreglo de la colonia Roma. Los círculos negros indican las estaciones que registraron el sismo de Coyuca y que fueron utilizadas para las pruebas con datos sintéticos. Los cuadros representan las estaciones que registraron el sismo de Coyuca pero no fueron utilizadas para estas pruebas (obtuvimos los registros después de haber realizado las pruebas). Los diamantes representan las estaciones sin registro.**

Para cada estación del arreglo, calculamos un sismograma sintético suponiendo una dirección de propagación  $\theta$  y una velocidad de propagación  $V_a$ . La señal elegida para estas pruebas fue el pulso de Ohnaka (Almendros González, 1999):

$$s(t) = A \left( \frac{t}{t_0} \right)^B e^{-t/t_0} \sin(\omega t)$$

donde  $A$  está relacionado con la amplitud de la señal,  $t_0$  describe la disminución de amplitud de la envolvente en función del tiempo,  $B$  define la forma de la señal (impulsiva o emergente), y  $\omega$  es la frecuencia angular dominante de la señal. Este pulso permite construir trenes de onda tanto cortos como largos.

### 3.3.1 Caso de señales no simultáneas

Goldstein y Archuleta (1987, 1991a) realizaron pruebas sintéticas para comparar el método de alta resolución desarrollado por Capon y MUSIC utilizando un arreglo lineal regular. Con esta configuración, mostraron que ambos métodos tenían capacidades de resolución similares en presencia de una sola señal. Repetimos esta prueba con nuestro arreglo irregular utilizando dos señales sucesivas con la misma frecuencia dominante pero direcciones y velocidades de propagación distintas (pruebas 1 y 2, tabla 3.1).

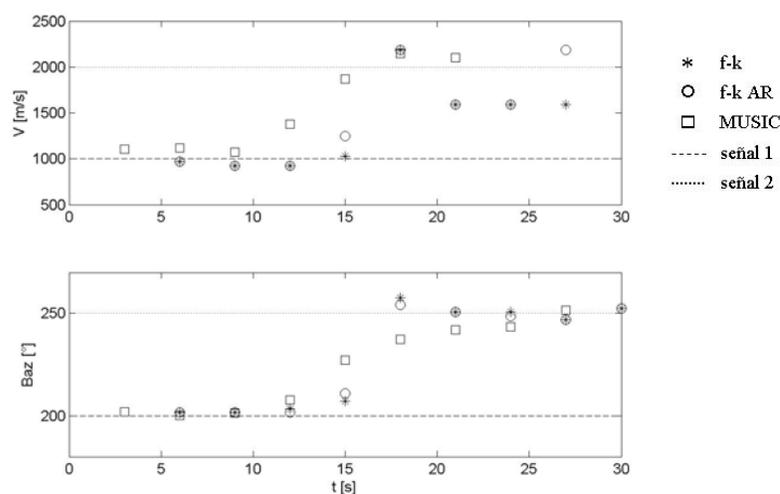
Número de prueba	Señal 1				Señal 2				¿Señales simultáneas?
	f (Hz)	A	V (m/s)	Baz (°)	f (Hz)	A	V (m/s)	Baz (°)	
1	0.25	100	1000	200	0.25	75	2000	250	no
2	1	100	50	200	1	75	150	20	no
3	0.25	100	1000	200	0.25	75	2000	250	si
4	0.25	100	1000	200	0.33	75	2000	250	si

**Tabla 3-1: características principales de las señales utilizadas para las pruebas sintéticas.**

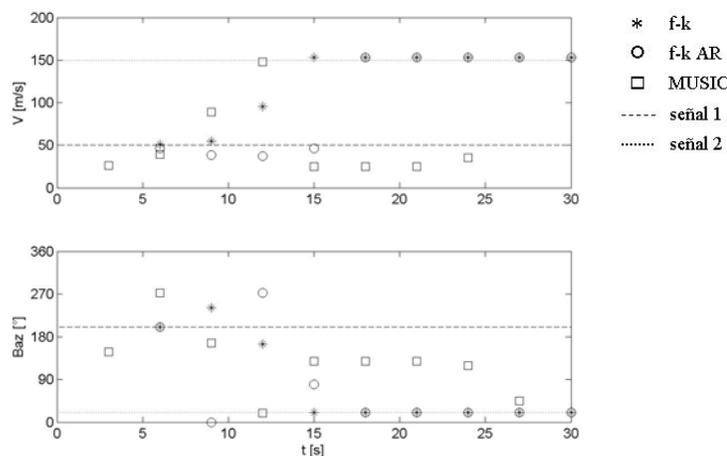
La primera prueba utiliza señales con una frecuencia dominante de 0.25 Hz y velocidades de propagación de 1000 m/s y 2000 m/s. Las longitudes de onda de estas señales son de 4000 m y 8000 m, valor muy superior a la apertura del arreglo; en este caso, el problema de aliasing espacial no existe. Los valores de backazimuth para esta prueba (200° y 250°) corresponden respectivamente a la dirección epicentral para los sismos de Coyuca, Guerrero y de Colima registrados por el arreglo de pequeña apertura y descritos en la tabla 2.4. En este caso, los tres métodos dan buenos resultados (figura 3.4) tanto para la velocidad como para la dirección de propagación, con una mejor precisión para los métodos  $f-k$  de alta resolución y MUSIC. El método  $f-k$  convencional tiende a subestimar la velocidad de la segunda señal. Esto permite ampliar los resultados de Goldstein y Archuleta (1991a) al caso de arreglos muy irregulares.

Probamos también el caso de señales muy lentas, con velocidades de propagación de 50 m/s y 150 m/s, y frecuencia dominante de 1 Hz (prueba 2, tabla 3.1) para simular los parámetros de propagación que esperamos en

la capa de arcilla blanda de la zona de lago. Las longitudes de onda (50 m y 150 m) son inferiores a la mitad de la distancia máxima entre estaciones: el problema de aliasing es importante. Para resolverlo, trabajamos con una ventana de análisis en tiempo de 12 ciclos y un número de onda máximo de 0.2 rad/m. Sin estos parámetros, ninguno de los tres métodos es capaz de dar resultados aceptables. Como lo muestra la figura 3.5, bajo estas condiciones los métodos  $f-k$  proporcionan una buena estimación de ambas velocidades de propagación y del backazimuth de la segunda señal. Para la primera señal, el método  $f-k$  convencional no logra determinar correctamente la dirección de propagación, mientras que el método  $f-k$  de alta resolución presenta mucha dispersión pero con valores centrados alrededor del backazimuth correcto. MUSIC es incapaz de resolver el problema. En caso de aliasing, el método  $f-k$  convencional, y en proporciones menores el método  $f-k$  de alta resolución, puede determinar los parámetros de propagación de las señales pero cabe señalar que esto implica la utilización de ventanas de análisis temporal largas y rejillas de gran extensión lo que resulta poco practicable en un caso real con un gran número de señales sucesivas. Además, la forma del espectro  $f-k$  presenta un pico principal poco claro y numerosos picos secundarios. Esto demuestra la fragilidad de los resultados. En un caso más complejo, con ruido y en presencia de señales mezcladas, los resultados seguramente se degradarían.



**Figura 3-4: Velocidad de propagación (arriba) y backazimuth (abajo) en función del tiempo obtenidos por los métodos  $f-k$  convencional (asteriscos),  $f-k$  de alta resolución (círculos) y MUSIC (cuadros) para la prueba 1.**

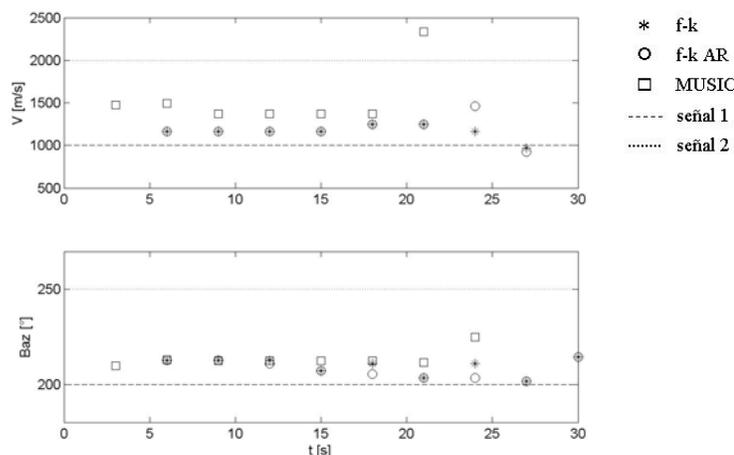


**Figura 3-5: Velocidad de propagación (arriba) y backazimuth (abajo) en función del tiempo obtenidos por los métodos  $f-k$  convencional (asteriscos),  $f-k$  de alta resolución (círculos) y MUSIC (cuadros) para la prueba 2.**

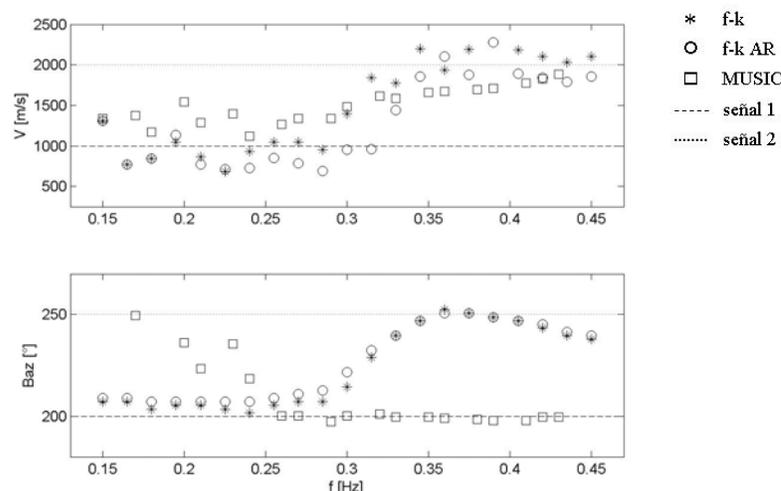
### 3.3.2 Caso de señales simultáneas

Consideramos ahora los resultados que se obtienen con los tres métodos de análisis en el caso de la llegada simultánea de dos señales al arreglo. Estas pruebas corresponden a los casos 3 y 4 de la tabla 3.1. El primer caso corresponde a dos señales con el mismo contenido en frecuencia y amplitudes distintas, mientras que el segundo corresponde a dos señales de frecuencia dominante y amplitud diferentes.

Los resultados de la prueba 3 están representados en la figura 3.6. Esta figura representa la velocidad de fase y el backazimuth en función del tiempo a lo largo del sismograma para cada método. Los tres métodos dan resultados similares: no pueden separar las dos señales y obtienen un resultado que corresponde a una señal promedio de las dos señales originales. Dado que la primera señal siendo tiene la mayor amplitud, los resultados se acercan a sus parámetros.



**Figura 3-6: Velocidad de propagación (arriba) y backazimuth (abajo) en función del tiempo obtenidos por los métodos  $f-k$  convencional (asteriscos),  $f-k$  de alta resolución (círculos) y MUSIC (cuadros) para la prueba 3.**



**Figura 3-7: Velocidad de propagación (arriba) y backazimuth (abajo) en función de la frecuencia obtenidos por los métodos  $f-k$  convencional (asteriscos),  $f-k$  de alta resolución (círculos) y MUSIC (cuadros) para la prueba 4.**

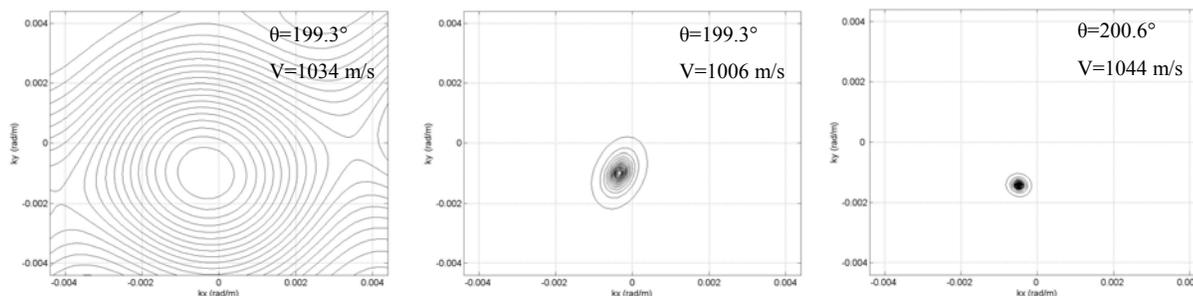
La última prueba de este párrafo consistió en dos señales de frecuencia dominante y amplitud distintas. Los resultados están representados en la figura 3.7, esta vez con el backazimuth y la velocidad en función de la frecuencia. La figura 3.7 muestra que ambos métodos  $f-k$  identifican los dos trenes de onda presentes en los sismogramas. En términos de resolución de velocidad de fase, los tres métodos obtienen la tendencia correcta pero los resultados de los métodos  $f-k$  son más precisos que los resultados MUSIC. El método  $f-k$  de alta resolución subestima ligeramente los valores de velocidad (se obtiene alrededor de 750 m/s en lugar de 1000 m/s para la señal de menor frecuencia y 1750 m/s en lugar de 2000 m/s para la segunda señal) y da resultados más dispersos que el método  $f-k$  convencional. MUSIC no distingue las dos direcciones de llegada e identifica únicamente el backazimuth de la señal de menor frecuencia. Finalmente, en el caso de señales simultáneas, los métodos  $f-k$  son mejores que el método MUSIC, con resultados más estables para el método  $f-k$  convencional.

### 3.3.3 Influencia del ruido

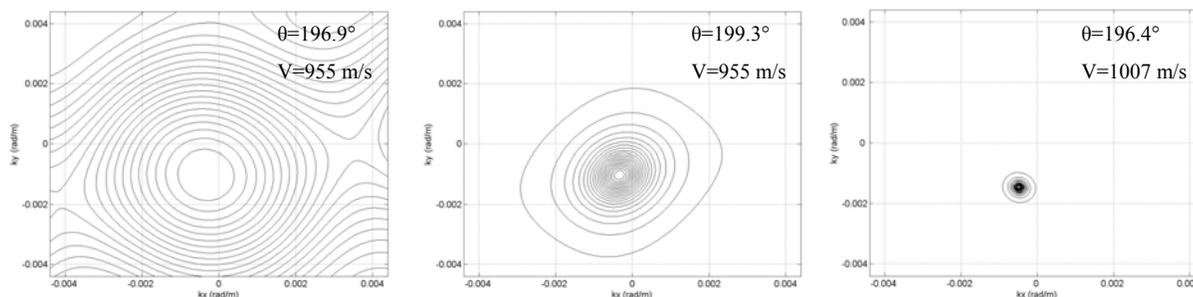
La última prueba con datos sintéticos consistió en añadir ruido a los sismogramas de la señal 1 de la prueba 1. Los espectros frecuencia-número de onda obtenidos con los tres métodos para las trazas sin ruido están graficados en la figura 3.8. Los resultados muestran una diferencia importante entre la resolución de los tres métodos. El método  $f-k$  convencional presenta un pico único muy ancho mientras que el método  $f-k$  de alta resolución y MUSIC presentan picos más estrechos. MUSIC determina los parámetros de la señal con una incertidumbre muy pequeña tanto en velocidad como en dirección.

Repetimos el cálculo en presencia de ruido. Para ello, añadimos ruido blanco con una distribución uniforme, una desviación estándar de 0.5, un promedio de 0 y una amplitud máxima igual a 30% de la amplitud máxima de la señal. Los resultados presentados en la figura 3.9 demuestran que la presencia de ruido afecta principalmente el método  $f-k$  alta resolución, para el cual se observa que el ancho del pico del espectro obtenido aumenta de forma

importante. Es decir, la incertidumbre de los resultados aumenta considerablemente. Los métodos  $f-k$  convencional y MUSIC son poco afectados. Se observa una ligera subestimación de la velocidad para ambos métodos  $f-k$ . La estimación de la velocidad para el método MUSIC mejora al agregar el ruido, sin que se altere de manera importante la precisión de los resultados. Esto ilustra bien la necesidad de la operación de *pre-whitening* descrita en el párrafo 3.2.3 para el método MUSIC. Los valores de backazimuth son los esperados con y sin ruido.



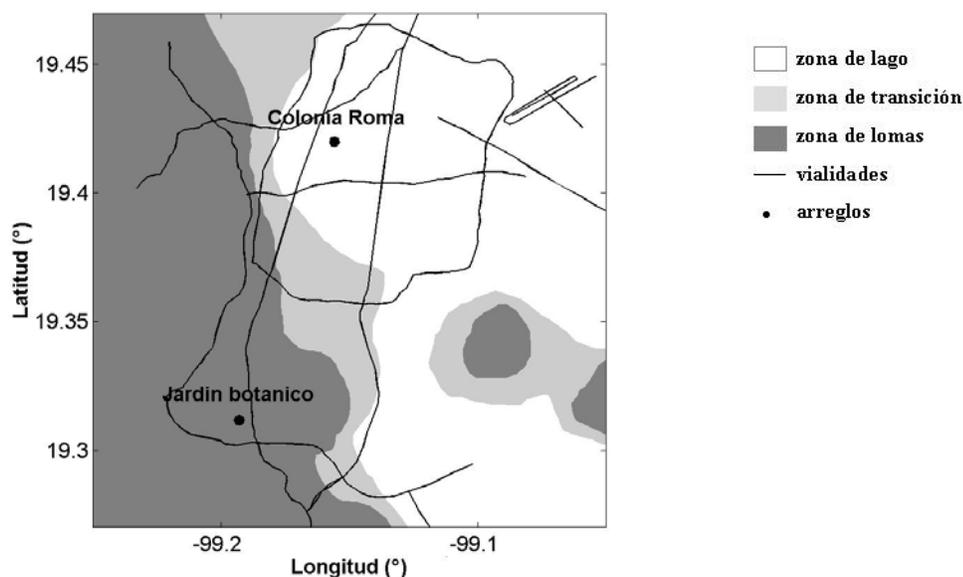
**Figura 3-8:** espectros obtenidos para la señal 1 de la prueba 1 sin ruido para el método  $f-k$  convencional (izquierda), de alta resolución (centro) y MUSIC (derecha).



**Figura 3-9:** espectros obtenidos para la señal 1 de la prueba 1 en presencia de ruido para el método  $f-k$  convencional (izquierda), de alta resolución (centro) y MUSIC (derecha).

### **3.4 COMPARACIÓN DE LOS MÉTODOS CON DATOS REALES**

Los resultados obtenidos con los datos sintéticos proporcionan indicaciones sobre las ventajas y desventajas de cada método y sugieren lo que podemos esperar en el momento de la interpretación de los resultados pero no indican que alguno de los métodos analizados sea mucho mejor que los otros dos para el análisis de los datos registrados en el valle de México. Por ello, los métodos descritos en los párrafos anteriores fueron utilizados para analizar dos juegos de datos diferentes registrados por dos arreglos distintos en el valle de México. El primer juego de datos fue registrado por una red temporal instalada en el Jardín Botánico de la UNAM, o sea en la zona de roca del valle de México. El segundo viene del nuevo arreglo denso semipermanente instalado en la colonia Roma, en el centro de la Ciudad de México y descrito en la figura 3.3. La localización de estos dos arreglos se muestra en la figura 3.10. Para cada arreglo, se procesó un solo evento.



**Figura 3-10: localización de los dos arreglos utilizados para la comparación de los métodos de análisis. Las tres zonas geotécnicas están indicadas por tres colores distintos: la zona de lomas está representada en gris oscuro, la zona de transición en gris claro y la zona de lago en blanco. Algunas vialidades importantes están representadas por líneas negras.**

Los datos de la red del Jardín Botánico de la UNAM fueron analizados por Barker *et al.* (1996). Elegimos uno de los eventos procesados por esos autores para probar nuestros tres métodos sobre un juego de datos con gran coherencia entre las trazas. En el caso de la colonia Roma, utilizamos el primer juego de datos registrados por este nuevo arreglo. Los dos eventos analizados ocurrieron en la costa del Pacífico de México, con acimut y distancia epicentro-Ciudad de México muy similares, o sea con efectos de trayecto muy parecidos. Sus características principales están descritas en la tabla 2.4 para el sismo registrado en la colonia Roma y en la tabla 3.2 para el sismo registrado en el Jardín Botánico de la UNAM.

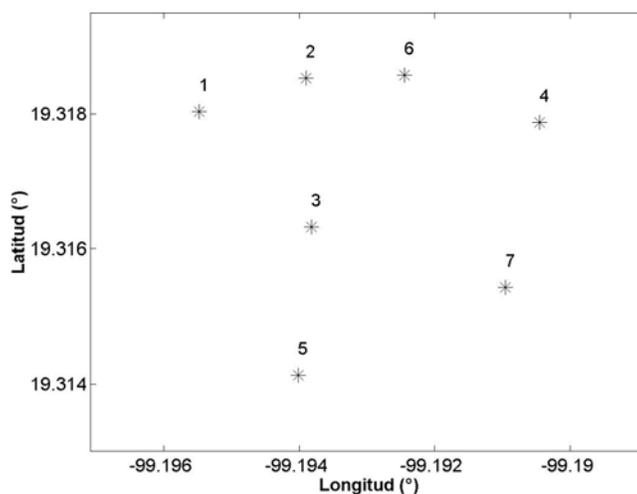
Ubicación	Fecha (GMT)	Hora (GMT)	Distancia epicentro-arreglo. (km)	Baz epicentro-arreglo (°)	Magnitud	Profundidad (km)
Guerrero	05/05/1994	12:18:50.7	337.4	205	4.4	41

**Tabla 3-2: características del sismo de Guerrero registrado en 1994 en el jardín botánico de la UNAM y utilizado como juego de datos de prueba para comparar los tres métodos de procesamiento de datos de arreglo.**

### 3.4.1 Datos del jardín botánico de la UNAM

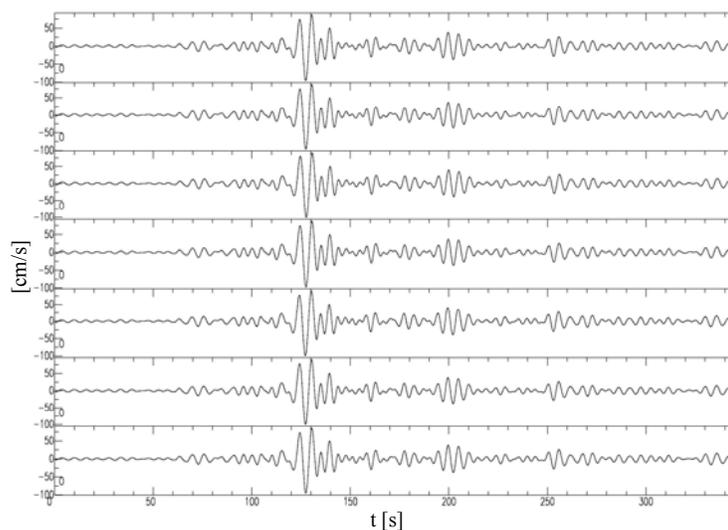
Una red temporal de 7 sismógrafos Lennartz, con registro de 3 componentes operó del 1 de abril al 14 de mayo de 1994 en el Jardín Botánico de la Universidad Nacional Autónoma de México. El muestreo fue de 25 muestras por segundo. El arreglo estuvo ubicado en zona de lomas, sobre un flujo de lava originado en el volcán

Xitle y resultado parte de alguna de las erupciones que cerraron el valle transformándolo en una cuenca cerrada hace 700,000 años. La distancia promedio entre estaciones fue de 150 metros y la apertura de 500 metros en las direcciones NS y EO, como se muestra en la figura 3.11. La pequeña distancia entre estaciones y la alta velocidad de propagación en la lava en superficie permitieron obtener registros altamente coherentes (figura 3.12), con coherencia superior a 0.95 entre las estaciones (figura 3.13).



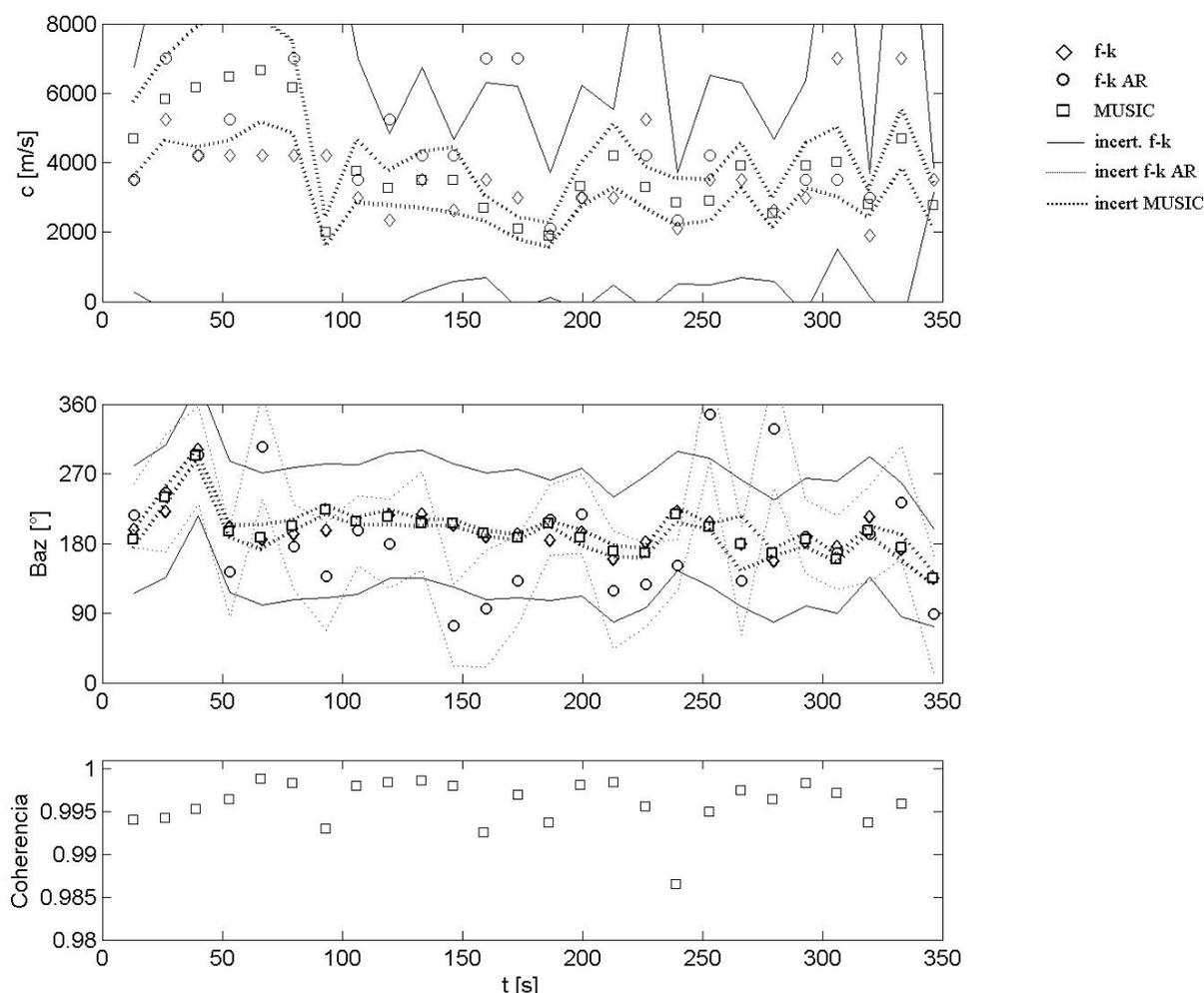
**Figura 3-11: Geometría de la red temporal del Jardín Botánico de la UNAM, la cual operó del 1 de abril al 14 de mayo de 1994.**

Debido a la gran semejanza entre los registros, es muy difícil determinar diferencias de fase entre las estaciones. Barker *et al.* (1996) sugirieron que el análisis  $f-k$  no tenía una resolución suficiente y desarrollaron un método para medir diferencias de fase entre estaciones inferiores al muestreo temporal. Analizamos estos datos utilizando nuestros tres métodos en la banda de periodo 5 a 10 s. Las trazas filtradas en esta banda de frecuencia están graficadas en la figura 3.12.



**Figura 3-12: Trazas filtradas en el rango de periodo 5 s a 10 s para el sismo del 05/05/1994 registrado por la red temporal del Jardín Botánico de la UNAM (componente vertical).**

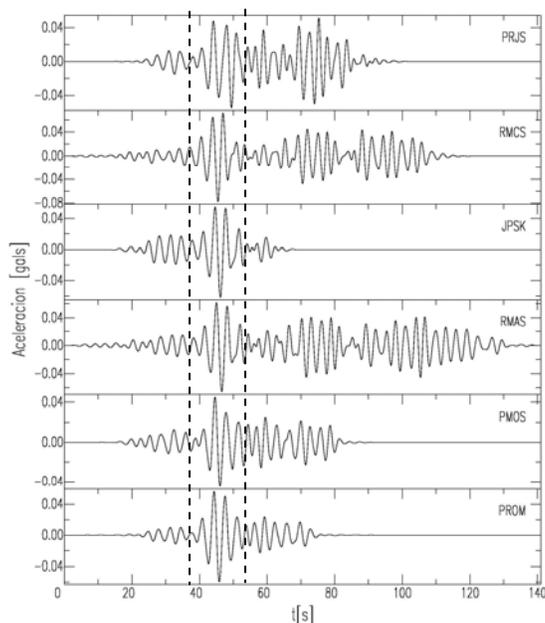
Para procesar los registros, calculamos espectros en función del número de onda utilizando ventanas de tiempo de 20 segundos con una superposición de 20% entre dos ventanas sucesivas. Los resultados de velocidad, backazimuth y coherencia están representados en la figura 3.13 en función del tiempo. Tanto MUSIC (cuadros) como el método  $f-k$  convencional (diamantes) presentan resultados similares. En cuanto al método  $f-k$  de alta resolución (círculos), los resultados son poco coherentes, con una gran dispersión de backazimuth y velocidades poco creíbles (los valores de 7000 m/s corresponden al límite de resolución de la malla). Contrariamente a la hipótesis planteada por Barker *et al.* (1996) según la cuál los métodos  $f-k$  no podrían aplicarse en este caso, los resultados del método  $f-k$  convencional son muy aceptables. Sin embargo, presentan fuertes incertidumbres (hasta  $85^\circ$  en backazimuth y hasta 3300 m/s en velocidad) por lo cual este método es poco recomendable para estos datos. Al contrario, MUSIC presenta resultados coherentes tanto para la dirección de propagación como para la velocidad de fase con incertidumbres razonables (entre  $3^\circ$  y  $15^\circ$  para el ángulo y de 430 a 1700 m/s para la velocidad). Sus resultados coinciden con los obtenidos por Barker *et al.* (1996) para esos datos. En efecto, en periodos largos, la señal proviene principalmente del epicentro ( $205^\circ$ ), con incertidumbres inferiores a  $10^\circ$  para los primeros 200 segundos. Después de 200 s, se observa una mayor dispersión de los valores de backazimuth que varían entre  $160^\circ$  y  $220^\circ$ , con incertidumbres que pueden llegar hasta  $30^\circ$ . En términos de velocidad de propagación, los primeros 80 segundos de señal muestran velocidades muy altas, superiores a 4000 m/s, con incertidumbres de hasta  $\pm 1700$  m/s, seguidas por velocidades de fase más bajas después de 80 segundos (entre 2000 y 3000 m/s) con incertidumbres más pequeñas (del orden de  $\pm 700$  m/s). Las grandes incertidumbres encontradas para los valores de velocidad indican que los valores absolutos no son confiables pero las pruebas sintéticas realizadas previamente mostraron que la tendencia principal sí es confiable. La semejanza entre los resultados obtenidos con el método MUSIC y los resultados obtenidos previamente por Barker *et al.* (1996) demuestra que MUSIC es una técnica que compite ventajosamente con los métodos  $f-k$  en el caso de retrasos en tiempo muy pequeños entre estaciones.



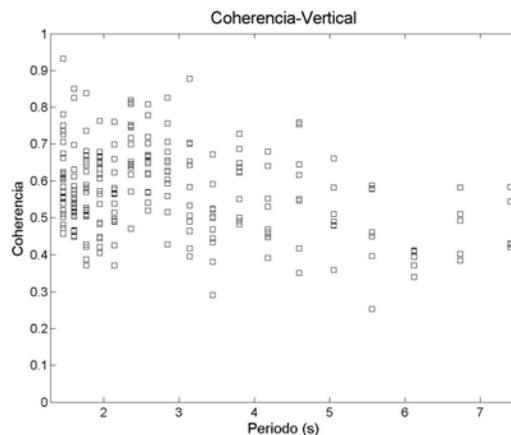
**Figura 3-13:** resultados obtenidos por los métodos *f-k* y MUSIC para el sismo de Guerrero del 05/05/1994 registrado por la red del Jardín Botánico de la UNAM en el rango de periodo 5 a 10 s.

### 3.4.2 Datos de la colonia Roma

El evento de Coyuca del 8 de octubre de 2001 fue registrado por 10 estaciones (6 de superficie indicadas por círculos negros en la figura 3.3, y 4 de pozo) de las 21 estaciones que constituyen la red. Las trazas registradas en el componente vertical y filtradas alrededor de 3.45 segundos de periodo están representadas en la figura 3.14. El muestreo es de 100 Hz. La coherencia promedio entre las trazas para este componente varía entre 0.4 y 0.7 (figura 3.15). Estos valores son mucho más bajos que los valores de coherencia obtenidos para los datos del Jardín Botánico (figura 3.13). El campo de ondas registrado en la zona de lago es más complejo que el registrado en la zona de lomas debido probablemente a heterogeneidades de pequeña escala o a efectos muy locales como la interacción suelo-estructura.



**Figura 3-14:** Trazas registradas por el arreglo de la colonia Roma para el sismo de Coyuca, Guerrero, del 08/10/2001, y para el componente vertical, filtradas alrededor de 3.45 s. Las líneas punteadas indican el pulso utilizado para comparar de los tres métodos de análisis.



**Figura 3-15:** Coherencia promedio entre los registros verticales del sismo de Coyuca del 08/10/2001.

La prueba consistió en analizar un pulso común a todo el arreglo “a mano”. Por ello, se estima primero el tiempo de llegada de un pulso común a todas las estaciones. Una vez determinados los retrasos en tiempo entre estaciones para el pulso estudiado, calculamos los valores de velocidad de fase y de acimut por resolución del sistema de ecuaciones (Cárdenas Soto, 2000):

$$\begin{pmatrix} X_{12} & \cdots & X_{1K} \\ Y_{12} & \cdots & Y_{1K} \\ Z_{12} & \cdots & Z_{1K} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} p_x \\ p_y \\ p_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \tau_{12} \\ \vdots \\ \tau_{1K} \end{pmatrix}$$

donde  $K$  representa el número de estaciones del arreglo, 1 es el índice de la estación de referencia,  $(x_{1i}, y_{1i}, z_{1i})$  son las coordenadas del vector posición entre la estación 1 y la  $i$ -ésima estación,  $(p_x, p_y, p_z)$  representa los componentes del vector lentitud, y  $\tau_{1i}$  es el tiempo de retraso entre la estación 1 y la  $i$ -ésima estación.

La solución de este sistema nos proporciona los componentes del vector lentitud a partir del cual calculamos la velocidad de fase  $c$  y la dirección de propagación  $\theta$  de la onda:

$$c = \frac{1}{\sqrt{p_x^2 + p_y^2 + p_z^2}},$$

$$\theta = \cos^{-1}(p_x c).$$

Luego, se comparan los resultados obtenidos por ese método con los resultados de los tres métodos para este pulso. Como ilustración de este análisis manual, se indica en la figura 3.14 el pulso analizado a 3.45 segundos de periodo por líneas punteadas. La comparación entre los métodos  $f-k$  (convencional y de alta resolución), MUSIC y el análisis manual se realizó para los tres componentes del movimiento pero se presentan solo los resultados del componente vertical. Sin embargo, las conclusiones son similares para los tres componentes.

Los resultados obtenidos por los tres métodos son muy distintos. El análisis manual que sirve aquí de referencia indica velocidades muy bajas (inferiores a 200 m/s) entre 1 s y 3 s de periodo con un aumento importante de velocidad a 3 s. Después de 3 s, los valores de velocidad alcanzan 1500 m/s. El backazimuth obtenido es muy estable según el periodo con valores entre  $190^\circ$  y  $230^\circ$ , cercanos al valor de backazimuth epicentral ( $202^\circ$ ). Para la velocidad de fase (figura 3.16), el método  $f-k$  convencional da resultados muy parecidos a los obtenidos del análisis manual. El método  $f-k$  de alta resolución presenta también un aumento de la velocidad para periodos superiores a 3 segundos pero los valores de velocidad a periodos mayores a 3.5 s (entre 500 y 1000 m/s) son menores a los valores esperados y presentan más dispersión que el análisis manual y que el  $f-k$  convencional. MUSIC tiene un comportamiento similar al método  $f-k$  de alta resolución y no muestra claramente el aumento de los valores de velocidad de fase: se obtienen valores inferiores a 1000 m/s a periodos largos. Para el backazimuth, los resultados obtenidos por los métodos  $f-k$  de alta resolución y MUSIC muestran una tendencia correcta pero con mucha dispersión. En contraste, los resultados obtenidos por el método  $f-k$  convencional son muy estables pero tienden a desviar de  $20^\circ$  a  $30^\circ$  de los valores esperados. Esta desviación no se observa para los componentes horizontales.

Los resultados obtenidos permiten destacar la superior estabilidad del método  $f-k$  convencional con respecto a los métodos  $f-k$  de alta resolución y MUSIC. En consecuencia, se decidió utilizar este método para el análisis tiempo-frecuencia de los registros de superficie obtenidos para los sismos de Coyuca y Colima.

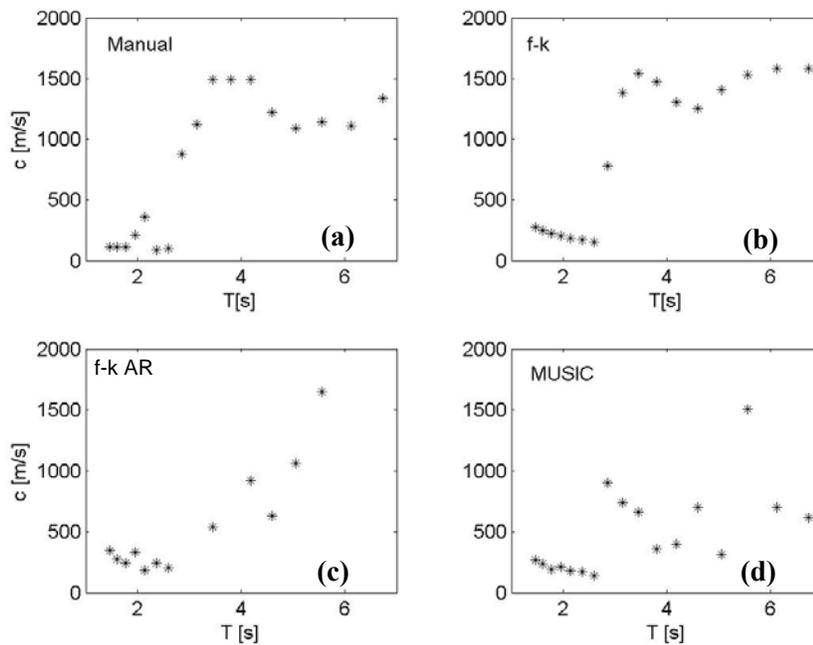


Figura 3-16: Velocidad de fase obtenida por análisis manual (a),  $f-k$  convencional (b),  $f-k$  de alta resolución (c) y MUSIC para el pulso indicado en la figure 3.14.

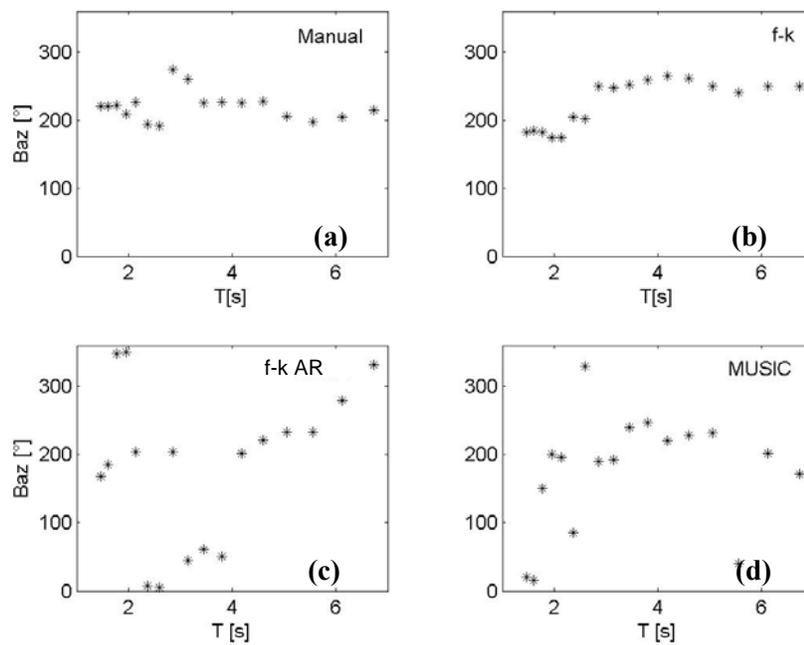


Figura 3-17: Backazimuth obtenido por análisis manual (a),  $f-k$  convencional (b),  $f-k$  de alta resolución (c) y MUSIC para el pulso indicado en la figure 3.14.

### 3.5

## MÉTODO DE CROSS-CORRELACIÓN

Los métodos  $f-k$  y MUSIC presentados hasta ahora no permiten utilizar de manera sencilla los registros de pozo que implicarían el uso de una cuarta dimensión relacionada con la profundidad. En consecuencia, para poder analizar nuestros datos dentro de la capa de arcilla en el dominio tiempo-periodo, aplicamos un método basado en el cálculo de funciones de cross-correlación como ha sido descrito por Buttkus (2000) y utilizado por Iida (1999) en el caso de México.

El análisis de correlación permite medir retrasos en tiempo entre trazas de diferentes estaciones y, en consecuencia, calcular la velocidad y la dirección de propagación de las ondas. Para ello, se calcula primero la función de correlación cruzada  $c_{x,y}$  entre dos señales analíticas  $x(t)$  e  $y(t)$ :

$$c_{x,y}(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) y^*(t - \tau) dt$$

o, considerando funciones discretas:

$$c_{x,y}(n) = \sum_{m=-\infty}^{+\infty} x(m) y^*(m - n).$$

La variable  $\tau$  representa un retraso en tiempo ( $\tau = n\Delta_t$ ) mientras que  $y^*$  representa el complejo conjugado de  $y$ .

La función de correlación cruzada mide qué tan semejante es la serie de tiempo  $x(t)$  con la serie de tiempo  $y(t)$  para distintos valores del retraso  $\tau$  aplicado a una de las dos series. En el caso de trazas semejantes entre sí, es posible determinar el retraso en tiempo de una señal entre las dos trazas. Para ello, se evalúa la correlación cruzada entre ambas y se determina el valor de  $\tau$  para el cual  $c(\tau)$  es máxima.

En el caso de un arreglo de  $K$  estaciones, se determinan los retrasos en tiempo para cada estación con relación a una estación de referencia y se resuelve el sistema de ecuaciones siguiente:

$$\begin{pmatrix} x_{1,2} & y_{1,2} & z_{1,2} \\ x_{1,3} & y_{1,3} & z_{1,3} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ x_{1,K} & y_{1,K} & z_{1,K} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} p_x \\ p_y \\ p_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \tau_{1,2} \\ \tau_{1,3} \\ \vdots \\ \tau_{1,K} \end{pmatrix},$$

donde  $x_{1,i}$ ,  $y_{1,i}$  y  $z_{1,i}$  representan las coordenadas del vector posición entre la primera y la  $i$ -ésima estación, 1 es el índice de la estación de referencia,  $(p_x, p_y, p_z)$  representa los componentes del vector lentitud  $\mathbf{p}$  y  $\tau_{1,i}$  representa el retraso en tiempo entre la estación  $i$  y la estación 1 considerada como referencia.

Realizamos algunas pruebas sintéticas muy sencillas considerando una onda plana que se propaga en el arreglo 3D con una velocidad  $V$ , un acimut  $\theta$  (ángulo entre el Norte y la dirección fuente-arreglo) y un buzamiento  $\delta$  (ángulo entre el horizontal y la dirección de propagación de la onda). Hicimos varias pruebas con valores de velocidad, acimut y buzamiento distintos. Los resultados son correctos y demostraron la fiabilidad del método para acimutes y buzamientos variados. Demostramos también que no se podía resolver velocidades inferiores a 300 m/s

---

debido a la distancia entre las estaciones. Para realizar este cálculo, modificamos un programa proporcionado por el Dr. Martín Cárdenas-Soto (UNAM). El programa fue escrito con el paquete Matlab.

### 3.6 CONCLUSIONES

Hemos estudiado tres métodos distintos en función de su aplicación al análisis del campo de onda superficial que se propaga en el valle de México: el análisis espectral  $f-k$  convencional, el análisis  $f-k$  de alta resolución y MUSIC. Esta evaluación fue necesaria debido a la complejidad del movimiento del suelo en el Valle de México, donde el carácter destructivo del movimiento sísmico se debe a efectos de sitio muy importantes. Se analizaron los resultados obtenidos por los tres métodos sobre datos sintéticos para determinar sus ventajas y desventajas en términos de las características del movimiento del suelo registrado en la Ciudad de México.

Las pruebas sintéticas mostraron que los métodos  $f-k$  son más robustos que MUSIC en presencia de llegadas simultáneas pero que los picos espectrales obtenidos son más anchos, lo que limita su resolución. Cuando el aliasing espacial es importante, ningún método es capaz de determinar de manera correcta los parámetros de las señales en el caso de señales múltiples. Además, nuestras pruebas mostraron que la resolución está limitada a un número de onda máximo de  $2.5 \text{ km}^{-1}$  en el caso de la geometría del arreglo que registró el sismo de Coyuca del 08/10/2001.

Los tres métodos fueron probados también sobre dos juegos de datos reales registrados en la Ciudad de México. El primer juego de datos fue registrado por un arreglo de geometría muy regular con distancia pequeña entre estaciones en la zona de lomas de la ciudad (Ciudad Universitaria) caracterizada por velocidad de propagación alta. Por ello, la coherencia promedio entre estaciones es muy alta (superior a 0.95) y los retrasos en tiempo muy pequeños. Hemos mostrado que MUSIC es el método más adecuado para procesar estos datos, ya que se obtienen a la vez resultados precisos e incertidumbres razonables. El método  $f-k$  convencional da resultados coherentes pero con altos valores de incertidumbres mientras que el método  $f-k$  de alta resolución no puede resolver el problema ni en backazimuth ni en velocidad.

El segundo juego de datos utilizado consiste en los primeros registros obtenidos por nuestro arreglo de pequeña apertura instalado en la Colonia Roma. La calidad de estos datos es baja debido al hecho de que el arreglo estaba todavía en periodo de ajuste cuando ocurrió el temblor. A pesar de ello, el análisis demostró que el método  $f-k$  era la herramienta más adecuada para procesar datos tan complejos. El método  $f-k$  de alta resolución da buenos resultados en términos de velocidad pero no permite una determinación precisa de la dirección de propagación de las ondas, parámetro crítico para entender el campo de ondas registrado. Seligson (1970) demostró que, en el caso de una sola señal incidente, el método  $f-k$  de alta resolución era muy sensible a los cambios de amplitud y forma de la señal entre las estaciones y podía dar una resolución inferior al método  $f-k$  convencional; esta es una explicación que parece aplicarse bien al caso de la zona de lago del valle de México. Finalmente, la mala calidad de los datos y el problema de aliasing resultan ser redhibitorios para el método MUSIC, completamente ineficiente bajo estas condiciones.

Por último, presentamos el método de cross-correlación empleado para el procesamiento del juego de datos 3D formado por los datos de superficie y de pozo registrados en la zona de algo. Con este método, esperamos afinar nuestro conocimiento del campo de ondas en la capa de arcilla y obtener información sobre sus características 3D a fin de determinar si el movimiento sísmico observado está dominado por una propagación vertical u horizontal.

## **4 ANÁLISIS DEL SISMO DEL 8 DE OCTUBRE DEL 2001**

### **4.1 INTRODUCCIÓN**

El sismo de Coyuca, Guerrero, registrado por nuestro arreglo es interesante por la localización geográfica de su epicentro, en el gap sísmico de Guerrero, zona potencialmente peligrosa para el Distrito Federal en términos de riesgo sísmico. Además, como primer evento registrado por nuestros instrumentos, resultó ser un buen evento-prueba para los distintos métodos de procesamiento como lo vimos en el capítulo anterior.

En este capítulo, presento el análisis de los registros de superficie y pozo obtenidos por el arreglo de la colonia Roma Norte. La primera parte del trabajo consistió en analizar los registros de superficie. Se analizaron los efectos de sitio en el dominio del tiempo y de las frecuencias (cocientes espectrales), se estudiaron las formas de ondas para diferentes bandas de frecuencia para determinar los principales rasgos temporales del movimiento fuerte y se aplicó el método de análisis tiempo-frecuencia  $f-k$  convencional para estimar los parámetros de propagación del campo de ondas dominante (velocidad de fase aparente y acimut). La segunda parte del trabajo consistió en analizar los registros de pozo mediante cocientes espectrales para cuantificar los efectos de sitio, un análisis cualitativo de la forma de ondas para diferentes periodos y la aplicación del método de cross-correlación descrito en el capítulo anterior al arreglo vertical de las 3 estaciones RMCS-RMC1-RMC2 y al arreglo 3D formado por las estaciones de pozo y de superficie correspondientes. Finalmente, utilizaré el análisis de polarización de Vidale (1986) para intentar una identificación del tipo de ondas presentes en los registros.

### **4.2 PROCESAMIENTO PRELIMINAR DE LOS DATOS**

Para el procesamiento de los datos (rotación de los componentes, filtros, espectros, análisis  $f-k$ ), utilicé el programa SAC (Seismic Analysis Code) de Lawrence Livermore National Laboratory ([www.llnl.gov/sac](http://www.llnl.gov/sac)). Los otros programas utilizados fueron escritos en Fortran 77 o con el paquete Matlab ([www.mathworks.com](http://www.mathworks.com)).

En primer lugar, convertimos los registros de formato ASCII a formato SAC y definimos los diferentes parámetros necesarios para el procesamiento de los datos (muestreo, coordenadas de las estaciones, tiempo de la primera muestra). A continuación, graficamos los trazas para verificar sus tiempos, sus polaridades y que no hubiera errores en los registros, y rotamos las trazas horizontales para trabajar con los componentes radial y transversal a la dirección fuente-arreglo.

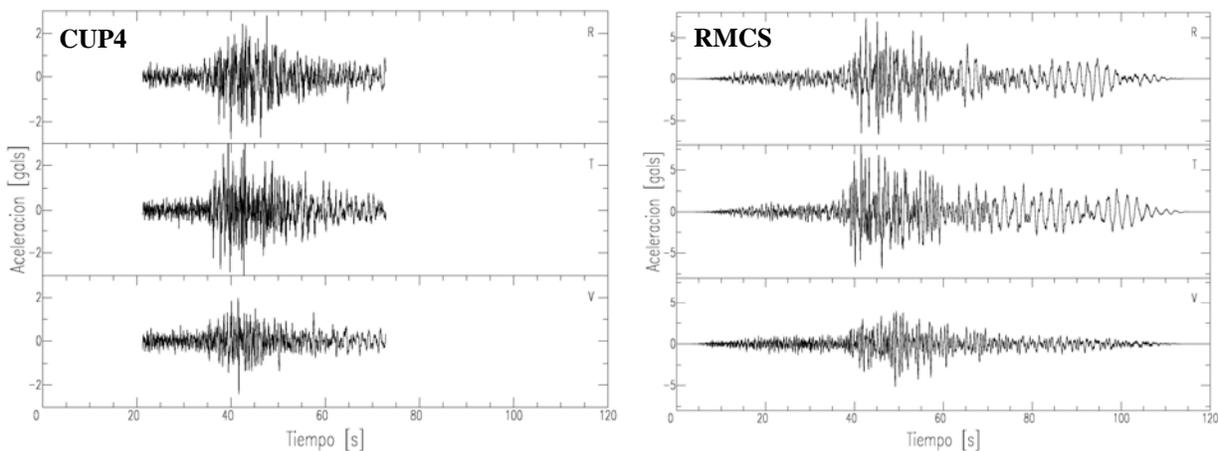
La aplicación de métodos tipo  $f-k$  requiere tener tiempos y coordenadas precisos para cada registro. Las estaciones nuevas instaladas en la Colonia Roma cuentan con sincronización por GPS lo que permite tener tiempos absolutos con una alta precisión para estas estaciones, pero tuvimos que verificar con mucha atención y eventualmente corregir los tiempos de los registros obtenidos por las otras estaciones operadas por el CIRES (CO56, EJCL, EJP1, EJP2, PCJR) y el CENAPRED (RMAS, RMCS, RMC1, RMC2, RMBS). Los registros del arreglo Roma (RMAS, RMBS, RMCS, RMC1, RMC2) no necesitaron correcciones de tiempo. Los tiempos de las otras estaciones operadas por el CIRES fueron ajustados manualmente. Para esto, se eligió un pulso común a

periodos largos y se determinó su velocidad de propagación y su acimut a partir de un espectro  $f-k$  aplicado a los registros con tiempo absoluto correcto. Luego, se calculó el retraso en tiempo a aplicar a los registros a corregir a partir de estos parámetros y se realizó la corrección en tiempo adecuada.

### 4.3 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS EN LA SUPERFICIE LIBRE

#### 4.3.1 Caracterización de los efectos de sitio

Una primera comparación de los registros obtenidos para el sismo del 8 de octubre del 2001 (figura 4.1) en la zona de lomas (estación CUP4) y en la zona de lago (estación RMCS) permite destacar la importancia de los efectos de sitio observables en la cuenca de México, efectos que se traducen por una amplificación importante y un aumento de la duración del movimiento sísmico fuerte. En la zona de lago, se observan registros de larga duración con arribos de energía tardíos de baja frecuencia, casi monocromáticos, en los componentes horizontales (hasta en 100 segundos para el componente transversal, figura 4.1). En contraste, el componente vertical es mucho menos energético y no presenta estos pulsos tardíos de energía. La amplificación del movimiento horizontal es muy marcada. La aceleración máxima en RMCS es de 8.06 gales para el componente transversal, de 7.24 gales para el radial y de solo 5.13 gales para el vertical. En comparación, los registros de la zona de lomas (estación CUP4) son más cortos, con aceleraciones menores y sin arribos tardíos de energía. Para esta estación, la aceleración máxima alcanza 3.53 gales para el componente transversal, 2.78 para el radial y 2.42 para el vertical.



**Figura 4-1: registros del sismo de Coyuca del 8 de octubre del 2001 para la estación CUP4 (zona firme) a la izquierda y RMCS (zona de lago) a la derecha. Los componentes están indicados a la derecha de las trazas (R=radial, T=transversal, V=vertical). Las escalas verticales entre ambas estaciones son diferentes.**

En una cuenca sedimentaria como la zona lacustre de la Ciudad de México, la presencia de una capa de arcilla blanda en superficie provoca un fenómeno de resonancia. Debido al contraste de velocidad entre la capa superficial y el subsuelo firme, las ondas quedan atrapadas en la capa de arcilla lo que causa una fuerte amplificación del movimiento sísmico en superficie. Para caracterizar estos efectos de sitio, existen varios métodos basados en el cálculo de cocientes espectrales a partir de registros de sismos fuertes o de microtemores. El método

más común consiste en calcular cocientes espectrales entre las estaciones de la zona lacustre y una estación de referencia ubicada en una zona firme libre de efectos de sitio (Borcherdt, 1970). En el caso de México, este método no es muy conveniente debido al fenómeno de amplificación regional presente en los sitios de la zona de lomas (Ordaz y Singh, 1992; Singh *et al.*, 1995), lo que impide tener una estación de referencia confiable. Lermo y Chávez-García (1993) propusieron aplicar la técnica de Nakamura (1989), inicialmente prevista para registros de ruido ambiental, a registros de terremotos. El método propuesto consiste en calcular el cociente entre el espectro en amplitud del componente horizontal del movimiento sísmico y el espectro en amplitud de su componente vertical. Este método supone que la resonancia debida a los efectos de sitio afecta en prioridad a los componentes horizontales y Field y Jacob (1995) mostraron que era una alternativa válida al método de cocientes espectrales clásico para estudiar los efectos de sitio y obtener una indicación del periodo de resonancia del sitio y del nivel de amplificación local cuando se aplicaba a la parte de los registros dominada por las ondas S.

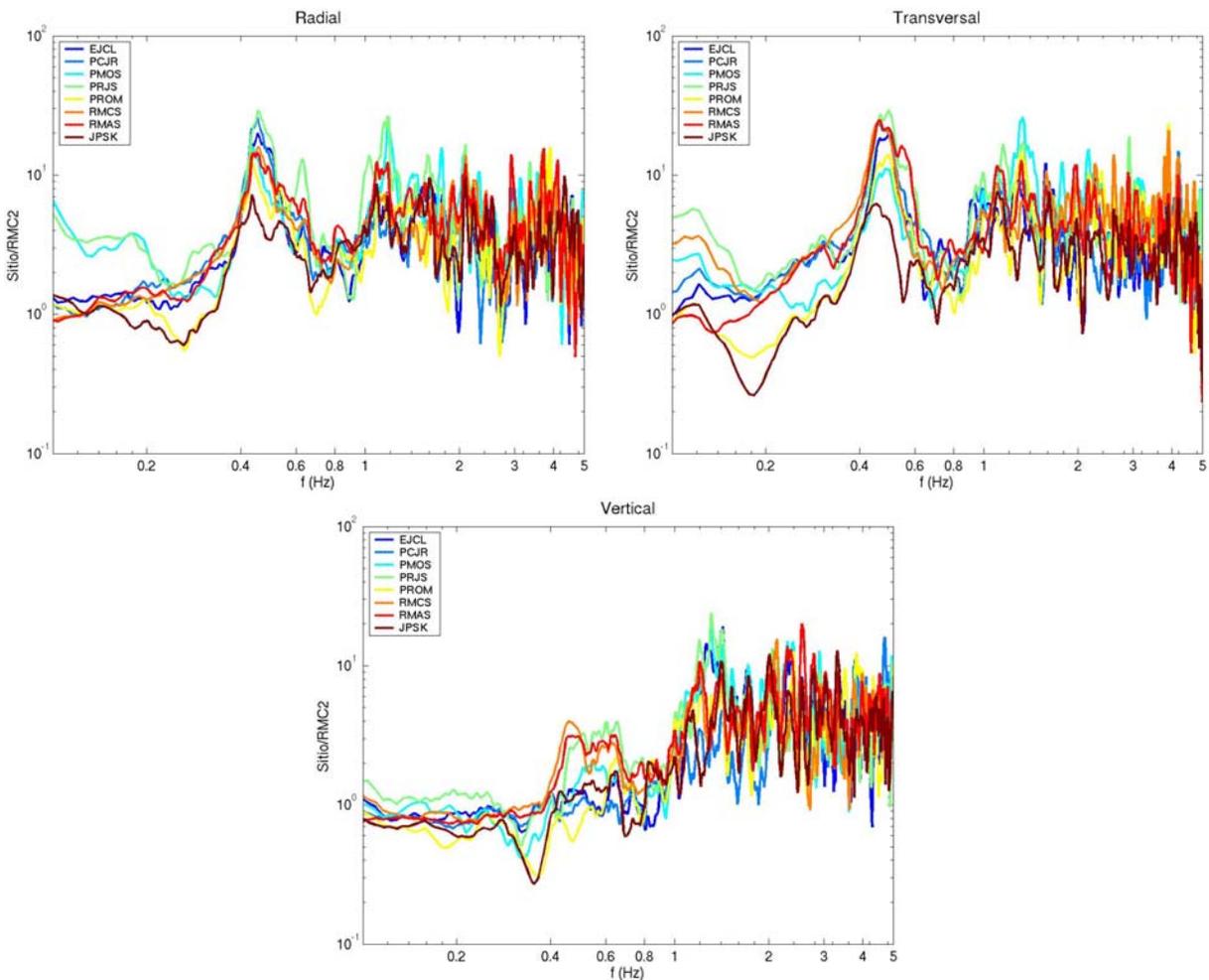
En primer lugar, utilizamos el método estándar de cocientes espectrales y calculamos los cocientes espectrales entre las estaciones de superficie de la colonia Roma y el registro obtenido por el sensor de pozo ubicado a 102 metros (estación RMC2) debajo de la capa de arcilla blanda (figura 4.2). El cálculo de los cocientes espectrales se realizó con espectros de Fourier suavizados por ventanas de 5 muestras. Este cálculo permite resaltar el efecto de la capa de arcilla y validar la hipótesis según la cual los componentes horizontales son más afectados por los efectos de sitio que el componente vertical. Vemos en efecto la fuerte amplificación sufrida por los componentes horizontales alrededor de 0.45 Hz (o 2 segundos de periodo) con factores de amplificación que alcanzan 25.8 para la estación PCJR (componente radial) mientras que, para el componente vertical, esta amplificación es muy pequeña (el factor de amplificación es de apenas 1.18 para la estación PCJR y alcanza el valor de 4.0 para la estación RMCS). Estas observaciones validan la hipótesis subyacente al método H/V. Para los componentes horizontales, los picos de amplificación son similares excepto para la estación JPSK que presenta un factor de amplificación menor de apenas 6.2 (componente transversal). Para el componente vertical, los cocientes espectrales de las estaciones RMCS, RMAS y PRJS presentan una leve amplificación de un factor 3 a 4 entre 0.4 y 0.8 Hz ausente de los cocientes espectrales de las otras estaciones.

Como complemento a los resultados de cocientes espectrales entre estaciones de superficie y de pozo, calculamos cocientes espectrales H/V, donde H representa el promedio entre los componentes radial y transversal ( $H^2=R^2+T^2$ ). Los resultados están presentados en la figura 4.3. Los cocientes espectrales H/V de la zona de lago presentan un máximo de amplitud para una frecuencia entre 0.37 y 0.47 Hz. Este pico coincide con la frecuencia de resonancia del sitio obtenida con los cocientes espectrales de la figura 4.2 y corresponde al valor que se puede obtener a partir de un modelo de propagación 1D. En efecto, en el caso de una resonancia en una capa de espesor H y de velocidad de corte  $\beta$ , la frecuencia de resonancia  $f_0$  del sitio está determinada por la ecuación:

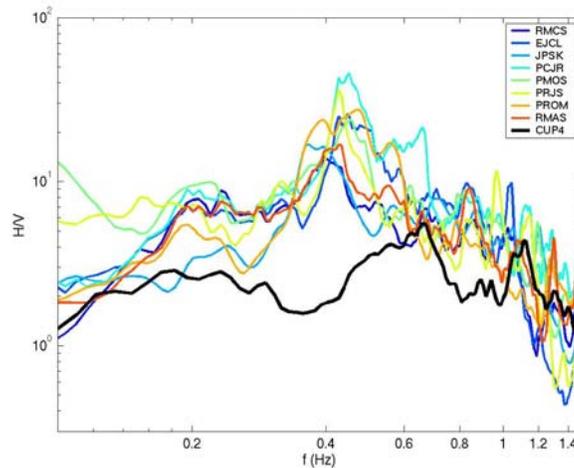
$$f_0 = \frac{\beta}{4H}.$$

Si consideramos una capa de arcilla de 45 metros y de velocidad de corte de 80 m/s para simular el caso de la Colonia Roma (figura 2.28), obtenemos una frecuencia de resonancia de 0.45 Hz, valor que coincide con el

resultado obtenido a partir de los cocientes espectrales. Esto demuestra la importancia de la resonancia local 1D para esta zona. En comparación, podemos ver que, para la estación CUP4 ubicada en la zona de lomas (línea negra gruesa en la figura 4.3), los cocientes espectrales presentan una amplificación menor a 5.6 que se presenta a frecuencias más altas (alrededor de 0.66 Hz) que en la zona de lago. Esto explica en buena parte que sea una zona menos sensible en términos de riesgo sísmico. Los cocientes espectrales H/V obtenidos para las distintas estaciones tienen formas semejantes pero presentan factores de amplificación distintos que van de un factor 14.2 para la estación RMCS, al este del arreglo, hasta 45.8 para la estación PCJR, al noroeste del arreglo. Tales diferencias entre estaciones separadas por menos de 1 kilómetro podrían explicarse por las diferencias de contenido en frecuencia observadas en los cocientes espectrales estándares graficados en la figura 4.2, en particular para el componente vertical. Estas diferencias de contenido en frecuencia podrían ser provocadas por heterogeneidades de pequeña escala en la capa superficial (Campillo *et al.*, 1989), por ondas de superficie generadas localmente (Chávez-García *et al.*, 1999), o por interacción suelo-estructura (Guéguen *et al.*, 2002; Chávez-García y Cárdenas-Soto, 2002).

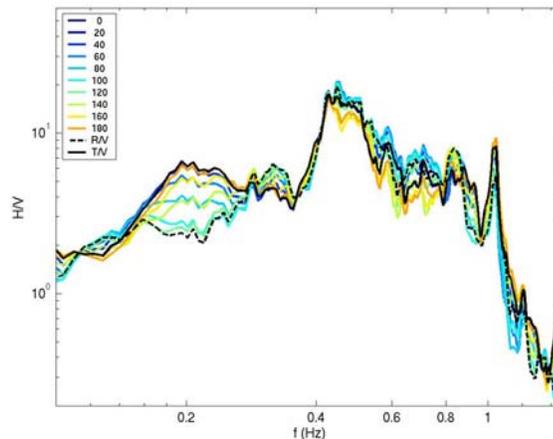


**Figura 4-2: cocientes espectrales entre las estaciones de superficie de la colonia Roma y la estación de pozo RMC2 para los tres componentes.**



**Figura 4-3: cocientes espectrales H/V obtenidos para las estaciones de superficie de la Colonia Roma (zona de lago).**

Otro punto interesante que se observa en la figura 4.3 es la presencia de un pico secundario alrededor de 0.2 Hz, pico que no aparece en los cocientes espectrales de la figura 4.2. Este pico está presente también en la zona de lomas (estación CUP4), si bien con una amplitud muy pequeña, lo que sugiere un efecto a escala de la cuenca. Si separamos la contribución de ambos componentes horizontales y rotamos los componentes con distintos ángulos de propagación, vemos que este pico varía en función del ángulo de propagación considerado y es máximo para la dirección transversal a la dirección epicentral (figura 4.4) y mínimo para la dirección radial arreglo-epicentro. En contraste, el pico correspondiente a la frecuencia de resonancia del sitio a 0.45 Hz es estable y no depende de la dirección de propagación considerada. Esto demuestra que, alrededor de 0.2 Hz, el campo de ondas no es isotrópico, es decir que sus características dependen de la dirección considerada. A estos periodos, son las ondas de superficie con longitudes de onda de varios kilómetros provenientes de la dirección epicentral que gobiernan el movimiento sísmico.



**Figura 4-4: cociente espectral H/V obtenido para la estación EJCL de la Colonia Roma (zona de lago) calculado a partir de un solo componente horizontal para los distintos ángulos de rotación indicados a la izquierda de la figura. Las líneas negras corresponden a los cocientes R/V y T/V y se muestran como referencia.**

### 4.3.2 Forma de onda en la superficie libre

Una vez determinadas las características espectrales de los registros para este sismo, buscamos patrones de propagación comunes entre las estaciones. Para esto, se estudia cualitativamente la forma de los registros en función de la frecuencia para encontrar los pulsos de mayor energía o pulsos comunes entre las distintas estaciones y los distintos componentes del movimiento. Estudiamos en particular las semejanzas entre los componentes vertical y radial, que permiten identificar a las ondas Rayleigh. Con este fin, filtramos los registros en 18 bandas de frecuencia siguiendo el procedimiento utilizado anteriormente por Cárdenas-Soto (2000). Utilizamos filtros de Butterworth de dos polos con periodos centrales calculados a partir de la ecuación

$$T_c = (1.1)^{i-1}$$

donde  $i$  varía de 2 a 19.

La banda pasante del filtro varía en función del periodo central de la manera siguiente

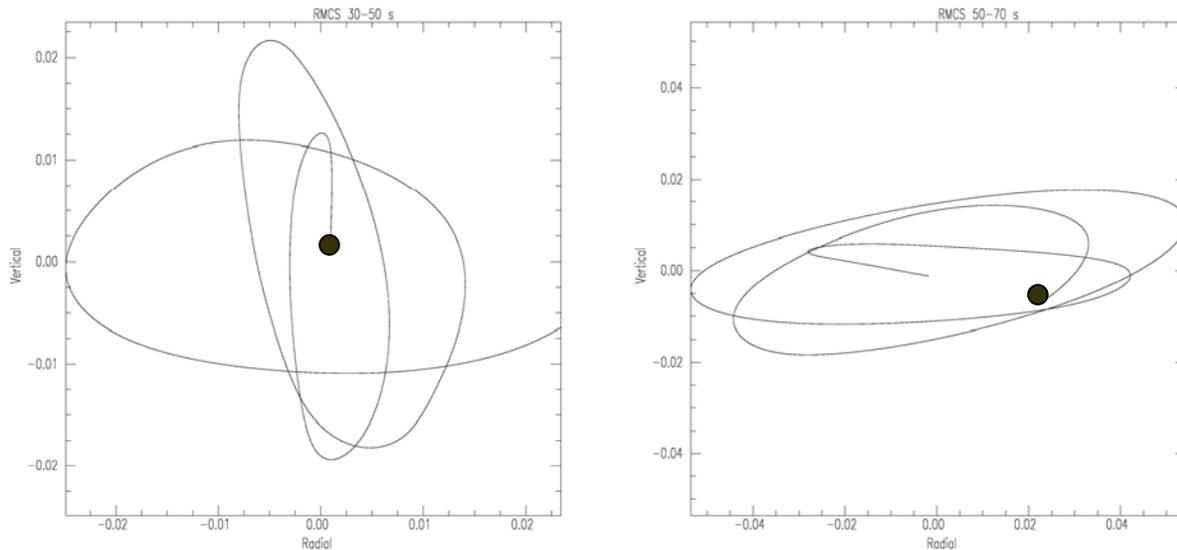
$$0.75/T_c < f < 1.25/T_c .$$

Estas relaciones permiten obtener un filtro cuyo ancho de banda aumenta con el periodo.

Ilustramos nuestra discusión con la representación de los registros filtrados de la estación Roma C de superficie (RMCS) en las figuras 4.7 a 4.9. Esta estación tiene la ventaja de contar con un registro completo y sin errores de tiempo. Las flechas y líneas dibujadas en las figuras indican los pulsos descritos en el texto.

Para el componente vertical (figura 4.7), podemos seguir claramente un primer pulso (flecha negra continua) alrededor de 40 segundos que desaparece a periodos superiores a 2 s. Un pulso similar, de poca energía y con un tiempo de llegada constante está presente también en los registros del componente radial (figura 4.8) y corresponde al inicio del movimiento fuerte en esta zona. Este primer pulso está seguido por un pulso de mayor energía alrededor de 55 segundos para los periodos cortos y 45 segundos para los periodos más largos (flecha discontinua). Este segundo pulso es energético, dispersivo (su tiempo de llegada disminuye con el periodo) y se encuentra también en el componente radial. Hay que notar sin embargo que, en el caso del componente radial y para los periodos inferiores 1.77 s, este pulso se divide en dos pulsos distintos indicados por flechas negras (figura 4.8). Entre 1.46 s y 2.59 s de periodo (o sea hasta el periodo de resonancia del sitio), los pulsos tardíos para tiempos superiores a 65 segundos, indicados en un cuadro negro, son energéticos (con amplitudes a veces superiores a los primeros arribos), no parecen dispersivos (el pico a 65 segundos para el componente radial es un buen ejemplo de este fenómeno) y presentan una larga duración. En contraste, en el componente vertical, los arribos de energía tardíos para tiempos superiores a 65 segundos se presentan como una sucesión de pulsos cortos (figura 4.7). Entre 3.45 y 5.05 segundos de periodo, se observa una primer arribo energético en ambos componentes, vertical y radial, a 48 segundos (línea continua negra). El componente radial presenta también un pico energético a 90 segundos (línea discontinua), no dispersivo y ausente del componente vertical. A periodos mayores a 5 segundos, el componente vertical presenta dos picos importantes en 38 segundos y 58 segundos (líneas punteadas). El segundo pico, a 58 segundos, está presente también en el componente radial y podría corresponder a una onda Rayleigh (posiblemente el modo fundamental) como lo muestra el movimiento de partícula en el plano vertical representado

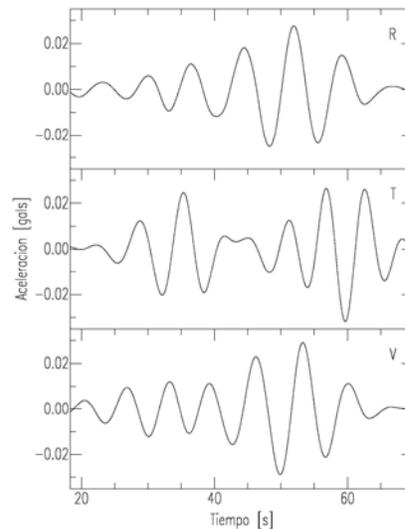
en la figura 4.5. Si suponemos que estas ondas se generaron en el epicentro (hipótesis basada por ejemplo en el trabajo de Barker *et al.*, 1996), obtenemos una velocidad de fase de 2.6 a 2.8 km/s que coincide bien con el valor obtenido por Chávez-García y Salazar (2002) en un estudio similar. La velocidad de fase del primer pulso observado en el componente vertical es de 3.6 km/s. Este pulso está ausente tanto en el componente radial en la zona de lago como en los registros obtenidos en la estación CUP4 ubicada en la zona de lomas (figura 4.6). Esto sugiere que se trata de una onda generada localmente en la cuenca.



**Figura 4-5: movimiento de partículas en el plano vertical para la estación RMCS entre 30 y 50 segundos (izquierda) y 50 y 70 segundos (derecha) alrededor de 7.40 segundos de periodo. El punto negro indica el principio del movimiento (ambos movimientos son retrógrados).**

Para el componente transversal (figura 4.9) y a periodos cortos más pequeños que 2 segundos, observamos dos picos de amplitud importante a 45 y 55 segundos entre 1.46 y 1.77 segundos de periodo, que parecen mezclarse a periodos más largos para formar un tren de larga duración alrededor del periodo de sitio (flechas discontinuas). Entre 1.61 seg y 2.35 seg de periodo, los pulsos con tiempo de arribo superiores a 65 segundos se mezclan para formar un tren de onda muy largo, de hasta 25 segundos de duración (entre 65 y 90 seg) al periodo de resonancia (cuadro). Para periodos superiores a 2.60 s y hasta 4.18 s, estos trenes tardíos se dividen y se observa una llegada muy energética (línea discontinua) al final de la traza, a 88 segundos. Para los periodos largos, superiores a 5.05 segundos, un primer arribo de poca amplitud se observa a 40 segundos, ligeramente atrasado en relación con la primera llegada del componente vertical, seguido por un arribo energético a 70 segundos (líneas punteadas). La velocidad de fase de este primer pulso (suponemos otra vez que las ondas se generaron en el epicentro) es de 3.7 km/s mientras que, para el segundo pulso, obtenemos 2.6 km/s, velocidad demasiado baja para corresponder a una onda de Love proveniente del epicentro. Si consideramos el modelo estructural de Campillo *et al.* (1996), las velocidades de fase obtenidas para estos pulsos sugieren que el primer pulso corresponde al modo fundamental de Love proveniente del epicentro y el segundo pulso a una onda generada entre el epicentro y el arreglo: debido a su tiempo de llegada y a la velocidad medida, no es posible que este pulso provenga del epicentro.

El análisis de los registros filtrados a periodos largos en la estación CUP4 (figura 4.6) permite comparar nuestras observaciones con el campo de ondas presente en la zona de lomas. En zona de lomas y a periodos largos, el campo de ondas resulta un poco más sencillo que en la zona de lago ya que se compone de un solo paquete de energía importante en los componentes vertical y radial entre 40 y 60 segundos. Este paquete corresponde al modo fundamental de Rayleigh interpretado anteriormente. Adicionalmente, se observan dos arribos energéticos en el componente transversal a 45 y 60 segundos, que interpretamos como el modo fundamental de Love seguido por una onda generada entre el epicentro y el arreglo. El análisis tiempo-frecuencia detallado de los parámetros de propagación de estos pulsos (velocidad de fase, dirección de propagación y polarización) deberá confirmar esta interpretación preliminar.



**Figura 4-6: registros del sismo de Coyuca del 8 de octubre del 2001 filtrados alrededor de 7.40 segundos para la estación CUP4 (zona firme). R, T y V indican los componentes radial, transversal y vertical, respectivamente.**

Las formas de onda para las otras estaciones de superficie de la zona lacustre presentan rasgos similares a las observaciones realizadas para la estación RMCS pero resulta interesante completar este análisis con una comparación de las trazas registradas en las distintas estaciones. Las observaciones demuestran de nuevo la importancia del periodo de resonancia del sitio y la diferencia de comportamiento sísmico observada para los periodos inferiores y superiores a este periodo clave. Para periodos inferiores al periodo de sitio (figura 4.10), las trazas presentan rasgos muy distintos, tanto en forma como en amplitud, incluso para estaciones tan cercanas como PRJS y EJCL (ubicadas a 310 m de distancia) o RMCS y RMAS (separadas tan solo por 115 m). Esto es particularmente notable para los componentes horizontales, muy afectados por los efectos de sitio causados por la capa de arcilla blanda presente en la zona. A estos efectos de resonancia podrían sumarse efectos de interacción entre el suelo y los edificios cercanos (Wirgin y Bard, 1996) que podrían complicar aún más el movimiento sísmico a periodos cortos. A pesar de sus diferencias, los registros filtrados alrededor del periodo de resonancia se asemejan por su complejidad y por la presencia de trenes de onda muy largos (pueden llegar 20 segundos de duración) y

fenómenos tipo *beating* como se observa en el componente vertical. Estos fenómenos fueron analizados como efectos de multitrayecto por Ordaz y Singh (1993). Para periodos superiores al periodo de resonancia, los registros se vuelven más sencillos con una sucesión clara de pulsos cortos coherentes entre las estaciones y la presencia de arribos tardíos de energía para los componentes horizontales.

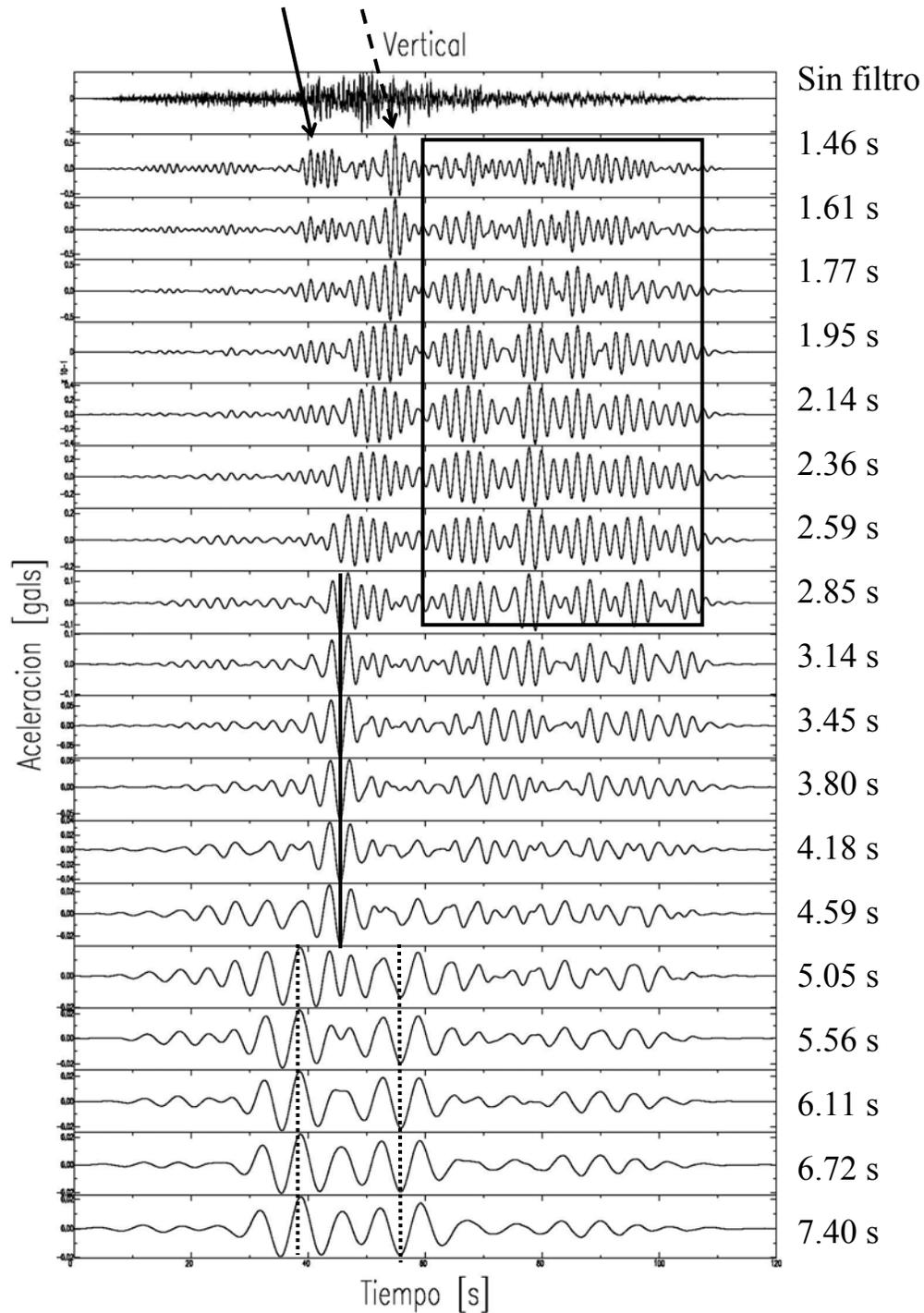


Figura 4-7: la traza superior muestra el componente vertical del acelerógrafo registrado en la estación RMCS para el evento del 8 de octubre del 2001. Las trazas sucesivas muestran el acelerógrafo filtrado alrededor de los periodos indicados a la derecha de cada traza. Los distintos símbolos hacen referencia a observaciones descritas en el texto.

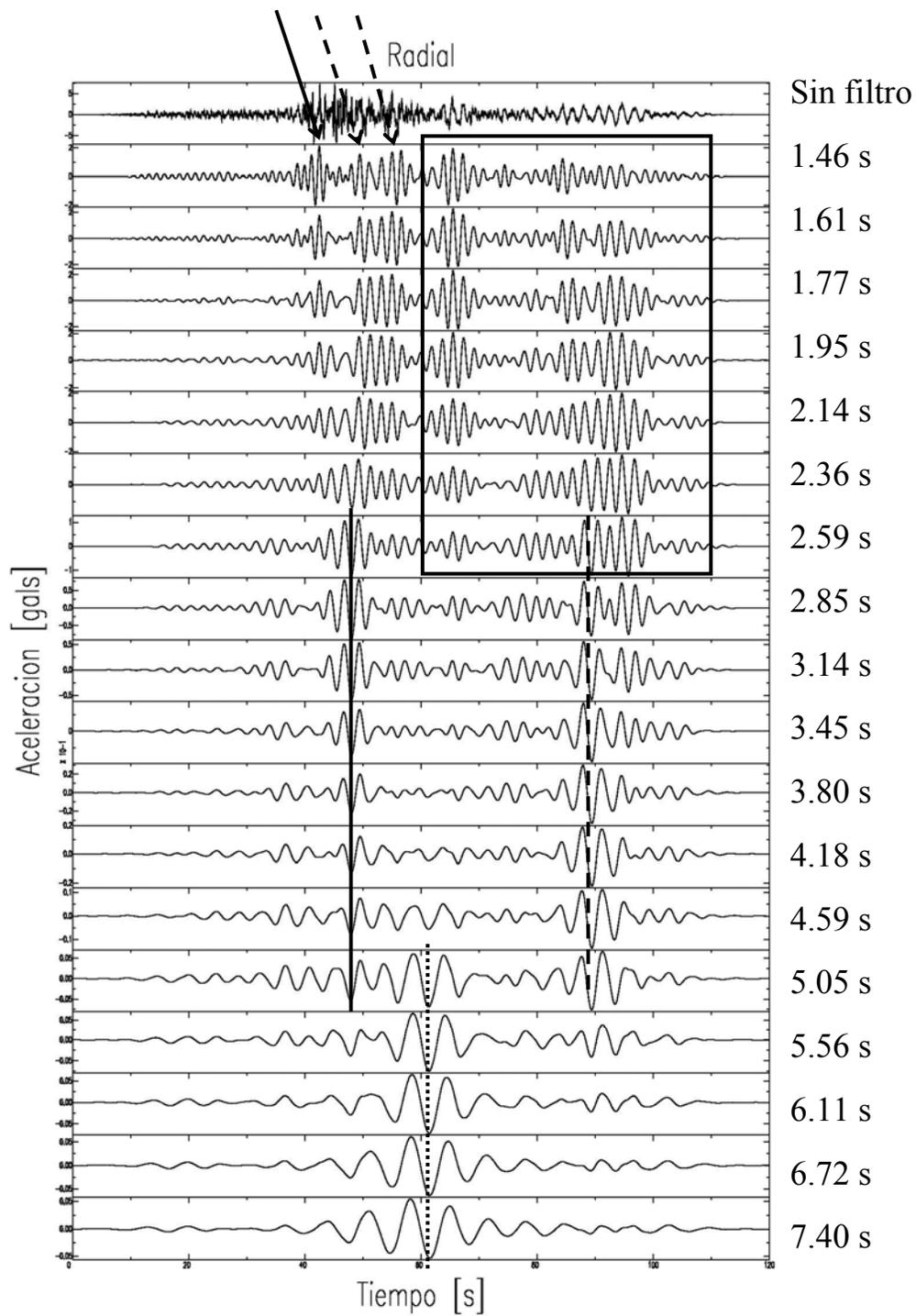


Figura 4-8: la traza superior muestra el componente radial del acelerógrafo registrado en la estación RMCS para el evento del 8 de octubre del 2001. Las trazas sucesivas muestran el acelerógrafo filtrado alrededor de los periodos indicados a la derecha de cada traza. Los distintos símbolos hacen referencia a observaciones descritas en el texto.

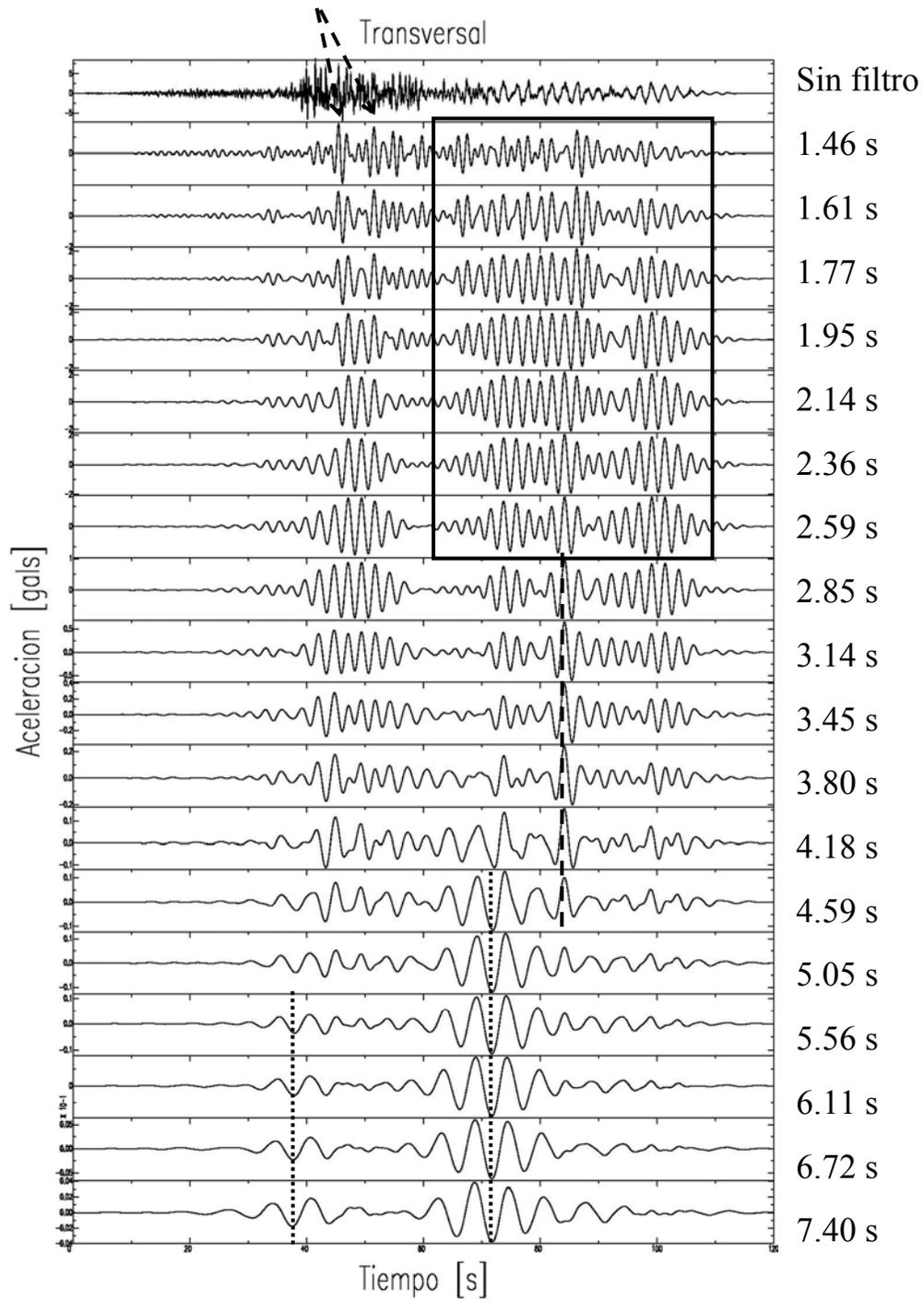
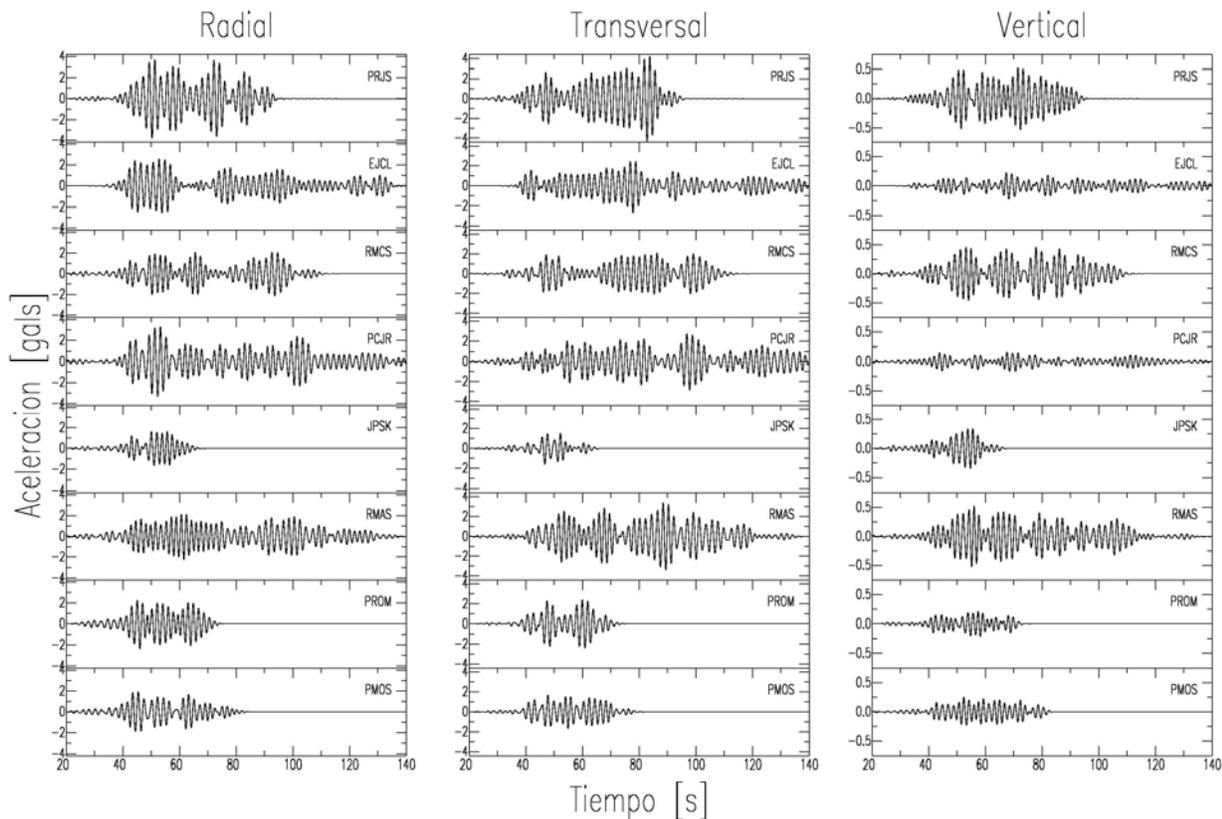


Figura 4-9: la traza superior muestra el componente transversal del acelerógrafo registrado en la estación RMCS para el evento del 8 de octubre del 2001. Las trazas sucesivas muestran el acelerógrafo filtrado alrededor de los periodos indicados a la derecha de cada traza. Los distintos símbolos hacen referencia a observaciones descritas en el texto.



**Figura 4-10:** trazas filtradas alrededor de 1.95 segundos para las estaciones de superficie y los tres componentes para el sismo de Coyuca del 8 de octubre del 2001. Las escalas verticales son distintas de un componente al otro.

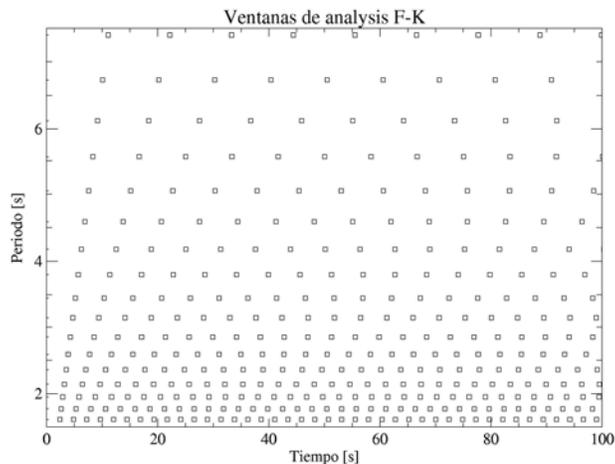
### 4.3.3 Análisis espectral $f-k$

#### 4.3.3.a Parámetros del método

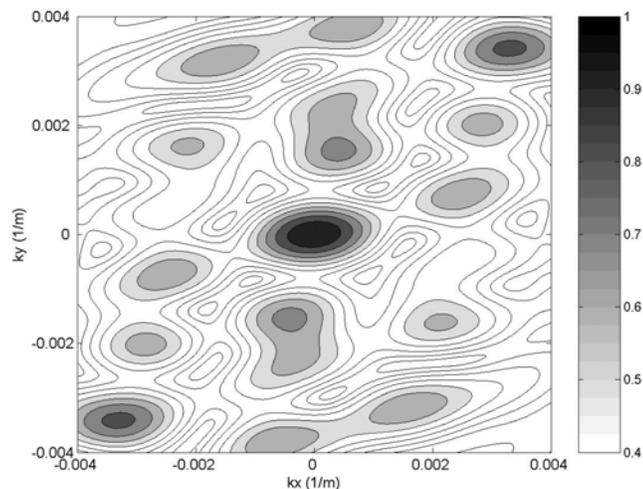
La siguiente etapa del trabajo consistió en aplicar el análisis  $f-k$  convencional a los datos de superficie para diferentes ventanas de tiempo y las diferentes bandas de frecuencia descritas previamente. El uso de este método con los registros de la Colonia Roma Norte requirió precauciones ya que sabíamos que íbamos a trabajar con longitudes de onda cortas del orden de 100 metros a periodos cortos y longitudes de onda largas del orden de varios kilómetros a periodos largos. Después de varias pruebas, decidimos trabajar con ventanas de análisis de 3 ciclos, con un traslape de 50% entre dos ventanas temporales sucesivas (figura 4.11), y adaptar la malla utilizada para el cálculo del espectro a la frecuencia estudiada.

La definición de la malla, en particular de sus límites, presentó problemas ya que deseábamos evitar los problemas de aliasing espacial causados por la mala distribución espacial de los registros obtenidos para este sismo y a la vez obtener una buena resolución en número de onda, en particular para los periodos largos (o sea para velocidades altas y números de onda pequeños). La respuesta del arreglo formado por las estaciones con registro para el sismo de Coyuca (figura 4.12) muestra que el pico principal de la respuesta del arreglo es ancho y su

extensión depende del acimut. Esto significa que la resolución del arreglo depende del acimut y que resultará difícil separar dos señales con parámetros de propagación similares (caso de fuentes cercanas o de señales correlacionadas). Además, los picos secundarios están muy cerca del pico principal y llegan hasta 70% de la amplitud del pico principal. El intervalo sin aliasing es  $[-0.0014 ; 0.0014] \text{ m}^{-1}$  en la dirección EO y  $[-0.002 ; 0.002] \text{ m}^{-1}$  en la dirección NS. Este límite, correspondiente a una longitud de onda mínima de 500 a 715 m, es demasiado restrictivo para los periodos cortos y no permite resolver correctamente las velocidades bajas esperadas en la capa de arcilla. Para un periodo de 5 segundos, este límite impone una velocidad mínima de 100 a 143 m/s, valor compatible con los modelos estructurales conocidos en la zona, pero, para un periodo de 1.5 segundos por ejemplo, el límite inferior de velocidad aparente sería de 333 a 476 m/s, valor incompatible con nuestro problema.



**Figura 4-11: distribución tiempo-frecuencia de las ventanas de análisis temporales para la aplicación del método  $f-k$  convencional a los registros de superficie obtenidos para el sismo del 8 de octubre del 2001. Los cuadros indican el centro de las ventanas de análisis.**



**Figura 4-12: respuesta al impulso unitario del arreglo formado por las estaciones con registro para el sismo de Coyuca del 8 de octubre del 2001.**

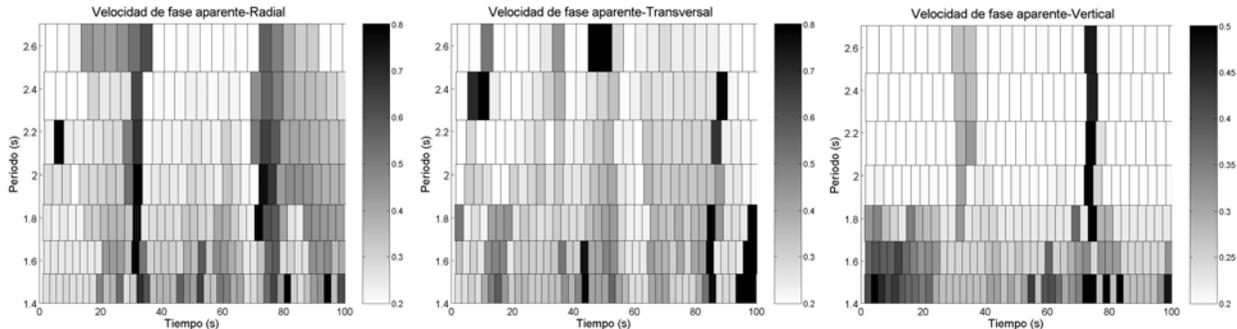
En la práctica, hicimos varias pruebas para ajustar los límites de la malla a partir de los valores elegidos, verificando a cada paso la forma del espectro  $f-k$ . Después de varios intentos, adoptamos un límite de  $0.0025 \text{ m}^{-1}$  (ajustado del límite dado por la respuesta del arreglo) para los periodos inferiores al periodo de resonancia y de  $0.0007 \text{ m}^{-1}$  (más restrictivo que el límite dado por la respuesta del arreglo para tener una mejor resolución con un paso de malla inferior) para los periodos superiores al periodo de resonancia. Estos límites tienen la ventaja de permitir a la vez el análisis de las longitudes de onda cortas esperadas a periodos cortos y las velocidades altas esperadas a periodos largos. Sin embargo, habrá que recordar durante la interpretación de los resultados que la malla elegida es un compromiso entre resolución y aliasing espacial y que tiene desventajas muy fuertes como el riesgo de aliasing a periodos cortos que no permite la resolución de números de onda inferiores a los límites impuestos (o sea de velocidades inferiores a  $f/k_{\text{max}}$ ). Además, este tipo de malla induce un salto del límite de velocidad al periodo de resonancia. Las pruebas realizadas con distintas mallas, en particular con una malla cuyo límite  $k_{\text{max}}$  varía de manera lineal con la frecuencia, demostraron que este cambio brusco de malla no afecta de manera significativa la calidad de los resultados y permite tener resoluciones homogéneas antes y después del periodo de resonancia.

#### 4.3.3.b Resultados preliminares

La caracterización de los parámetros de propagación de las ondas a partir del análisis tiempo-frecuencia de los datos de superficie ilustra una vez más el cambio de comportamiento que se observa al pasar el periodo de resonancia (figuras 4.16 a 4.19).

Para los periodos cortos, inferiores al periodo de resonancia, la velocidad aparente de las ondas es en general inferior a  $500 \text{ m/s}$  con incertidumbres inferiores a  $200 \text{ m/s}$ . Las velocidades mínimas obtenidas se alinean según un pendiente que corresponde al límite de la malla (si  $k_{\text{max}}$  corresponde al límite de la malla utilizada para el cálculo de los espectros  $f-k$ , tenemos  $V \geq f/k_{\text{max}}$ ). Para estas frecuencias, el efecto del aliasing es muy importante e impide una buena resolución de la velocidad de fase. Sin embargo, los resultados obtenidos sugieren velocidades de fase bajas. Hay que recordar que obtenemos un valor de velocidad aparente para periodos dominados por la resonancia de la capa de arcilla es decir que la dirección de propagación es muy probablemente cercana a la vertical. Esto explica que obtenemos valores de velocidad superiores a la velocidad de fase esperada, del orden de  $50 \text{ m/s}$  (figura 2.29). Estas ondas parecen provenir de acimutes distintos de la dirección epicentral con dos direcciones preferenciales entre  $90^\circ$  y  $160^\circ$  (este-sureste) y entre  $270^\circ$  y  $360^\circ$  (cuadrante noroeste). Las incertidumbres en ángulo son inferiores a  $15^\circ$  en su mayoría. Esto sugiere la presencia de zonas de difracción en la cuenca de México responsables de la creación de estas ondas pero un análisis complementario de estos resultados es necesario debido entre otros a la complejidad de los espectros para estos periodos y a posibles artefactos causados por el aliasing espacial. Siguiendo con los periodos cortos, y para los componentes horizontales, obtenemos también velocidades de fase altas, de  $500$  a  $1000 \text{ m/s}$ . Los pulsos más rápidos no aparecen muy claramente en la distribución tiempo-periodo de los valores de velocidad (el incremento de los valores de velocidad no es muy importante y el problema de aliasing no permite destacar con mucha claridad estos pulsos) pero parecen formar trenes de onda coherentes

visibles en la figura 4.13 (entre 20 y 40 s y entre 70 y 80 s para el componente radial por ejemplo). Sin embargo, el análisis visual de estos pulsos en las figuras 4.7 a 4.9 demuestra que corresponden ya sea a partes poco energéticas de las trazas, ó a partes muy complejas de mezcla o transición entre pulsos por lo cual no podemos concluir de manera firme en cuanto a la existencia de estos pulsos “rápidos”.

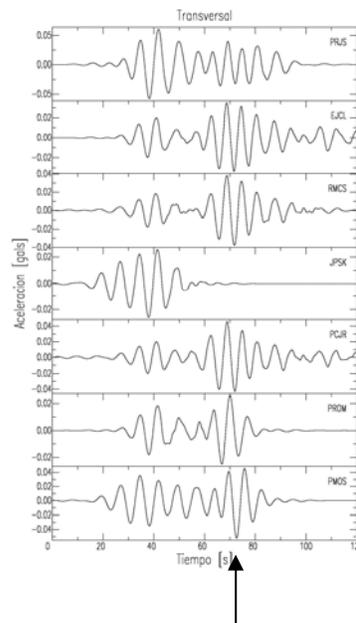


**Figura 4-13: distribución tiempo-periodo de los valores de velocidad de fase aparente obtenidos a partir del análisis  $f-k$  de los tres componentes de los registros de superficie del sismo del 8/10/2001. Esta figura representa un acercamiento de la figura 4.17 para los periodos inferiores a 2.5 segundos.**

Para periodos superiores al periodo de resonancia, observamos un incremento de velocidad marcado con velocidades de hasta 2000-2500 m/s y una propagación de las ondas desde direcciones situadas alrededor de la dirección epicentral esperada (entre  $200^\circ$  y  $240^\circ$  para los componentes horizontales y entre  $200^\circ$  y  $270^\circ$  para el componente vertical) con una ligera rotación hacia el sureste (de  $30^\circ$  aproximadamente) para los tres componentes a periodos largos. El pulso común a los componentes radial y vertical (entre 40 y 60 segundos) presenta una velocidad de 1600 a 2250 m/s según el periodo con una dirección de propagación de  $210^\circ$  lo que coincide con los valores esperados para el modo fundamental de ondas Rayleigh. El primer pulso presente en el componente vertical a 38 segundos tiene una velocidad de fase de 2260 m/s con un backazimuth de  $240^\circ$ . Su dirección de propagación parece indicar una desviación de esta onda de la dirección del epicentro y su tiempo de llegada implica una propagación más rápida que el modo fundamental de Rayleigh, lo que podría interpretarse como un modo superior de Rayleigh difractado entre el epicentro y el arreglo. Para el componente transversal, el primer pulso (a 40 segundos) tiene una velocidad de 2200 a 3000 m/s con un backazimuth de 160 a  $180^\circ$ , es decir al sur de la dirección epicentral. Su velocidad coincide con la velocidad de fase del modo fundamental de Love pero su dirección de propagación parece indicar que no proviene directamente del epicentro sino que fue difractado durante el trayecto entre la fuente y el arreglo. El segundo pulso (a 70 segundos) se caracteriza por una velocidad de 600 m/s y una dirección de propagación de  $185^\circ$ .

Al principio (para tiempos inferiores a 20 segundos) y al final de las trazas (para tiempos superiores a 60 segundos), la velocidad de fase en los componentes horizontales presenta valores inferiores a 500 m/s lo que es bastante sorprendente en razón de la velocidad esperada para los periodos superiores al periodo de resonancia (figura 2.29). Estas ondas provienen de una dirección cercana a la dirección fuente-arreglo (entre  $150^\circ$  y  $200^\circ$ ) o de una dirección norte-noreste (entre  $10^\circ$  y  $70^\circ$ ) con incertidumbres pequeñas tanto en velocidad (inferiores a 200 m/s)

como en acimut (inferiores a  $30^\circ$ ). Estos resultados podrían ser tanto real como un artefacto del método debido a la falta de datos para tiempos superiores a 75 segundos (las estaciones PROM, PMOS y JPSK tienen registros muy cortos, lo que implica una mala cobertura espacial de los registros para estos tiempos). La graficación de los registros del componente transversal filtrado alrededor de 7.4 segundos (figura 4.14) permite ver claramente esta onda lenta (indicada por una flecha en la figura). Observamos que sufre un cambio importante de forma entre las distintas estaciones y corresponde al final del registro de las estaciones PROM y PMOS por lo cual resulta muy delicado interpretar esta onda de manera definitiva. Antes de analizar en detalle esta onda lenta y discutir su pertinencia y sus características, me pareció necesario limpiar los resultados tiempo-periodo de las partes menos energéticas de los registros con el fin de conservar solo los resultados correspondientes al campo de onda dominante y facilitar la interpretación. Volveré a este punto en el párrafo siguiente.



**Figura 4-14: registros del componente transversal del sismo de Coyuca del 8/10/2001 filtrados alrededor de 7.4 segundos de periodo. La flecha negra indica la posición de la onda lenta citada en el texto.**

Para los periodos superiores a 2.5 s, las incertidumbres varían mucho en función de la ventana de tiempo considerada y del componente considerado: para periodos superiores a 5.0 segundos por ejemplo, tenemos incertidumbres grandes (superiores a 500 m/s en velocidad y hasta  $90^\circ$  en acimut) entre 20 y 50 segundos. Tales incertidumbres son difíciles de interpretar para este sismo debido al gran número de parámetros posibles para explicarlas: mala distribución espacial de las estaciones que impida una buena resolución azimutal del problema, pequeña amplitud de las señales, forma alargada de las señales (o sea señales de larga duración), influencia de la longitud de onda en relación con la apertura del arreglo.

Para probar la influencia de estos parámetros sobre la precisión y las incertidumbres de los resultados encontrados con el método  $f-k$ , realizamos pruebas sintéticas complementarias. Para esto, consideramos una onda plana con una velocidad de fase de 1500 m/s y un acimut epicentro-arreglo de  $260^\circ$ , valores cercanos a los dos casos observados para los periodos superiores al periodo de resonancia del sitio. La señal utilizada fue un pulso de

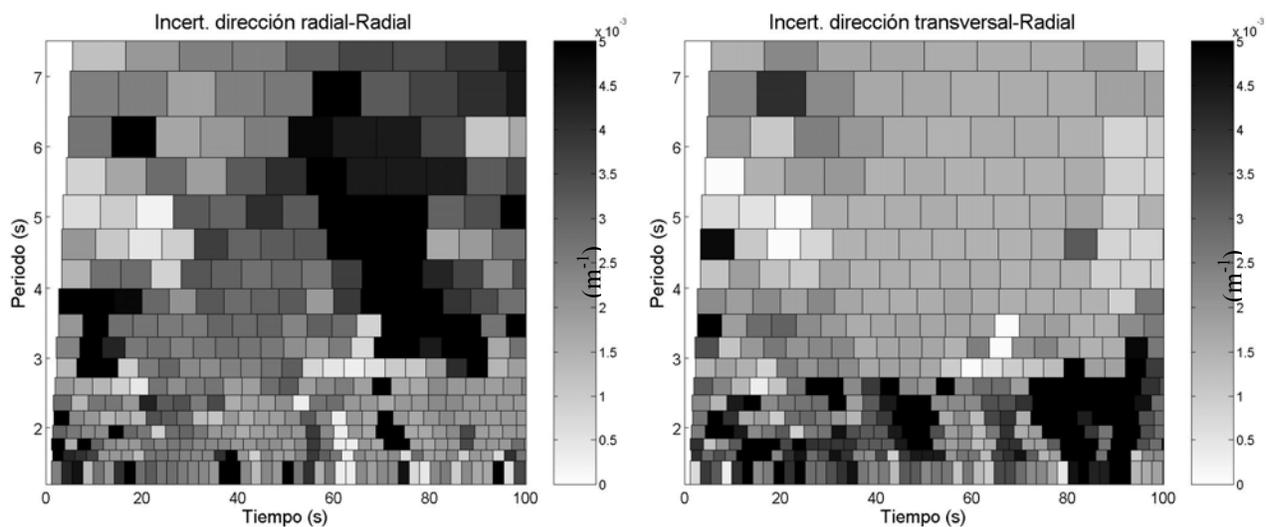
Ohnaka como en el párrafo 3.3. La tabla 4.1 presenta los parámetros utilizados para las señales de entrada y los resultados encontrados para cada prueba. Las pruebas consistieron en aplicar el método  $f-k$  convencional a señales de amplitudes, longitudes de onda y forma distintas (tabla 4.1). Para cada prueba, controlamos la forma del espectro  $f-k$  encontrado (para determinar un aumento eventual en la incertidumbre) y la precisión de los resultados. Los valores que se presentan en la tabla 4.1 muestran que ninguna de las causas indicadas arriba puede explicar los valores de incertidumbre en ángulo y en velocidad encontrados previamente: la anchura del pico del espectro  $f-k$  no varía en función de los parámetros probados aquí. Para la velocidad, la longitud de onda y la forma de la onda juegan un papel importante en el tamaño del error en velocidad ya que éste aumenta de manera sensible a medida que la longitud de onda aumenta y que la onda se alarga, pero tampoco explica los valores de incertidumbres encontrados. Los valores de backazimuth son precisos para todas las pruebas realizadas.

Parámetro probado	Pulso de entrada	V encontrado (m/s)	$\theta$ encontrado ( $^{\circ}$ )
Forma de onda	Impulsivo: <ul style="list-style-type: none"> <li>• <math>t_0=1.0</math>,</li> <li>• <math>B=1.0</math>,</li> <li>• <math>A=10</math></li> <li>• <math>T=4</math> s</li> </ul> (ventana 0-12 s)	1581	260.9
	Alargado: <ul style="list-style-type: none"> <li>• <math>t_0=5.0</math>,</li> <li>• <math>B=2.0</math>,</li> <li>• <math>A=10</math></li> <li>• <math>T=4</math> s</li> </ul> (ventana 10-40 s)	1845	260.9
Longitud de onda	$T=1$ s ( $\lambda=1500$ m)	1550	260.9
	$T=4$ s ( $\lambda=6000$ m)	1845	260.9
	$T=8$ s ( $\lambda=12000$ m)	2768	264.9
Amplitud señal	$A=1$ , $T=1$ s	1550	260.9
	$A=10$ , $T=1$ s	1550	260.9

**Tabla 4-1: Resultados de las pruebas sintéticas realizadas para la interpretación de los resultados  $f-k$  encontrados para el sismo de Coyuca del 22/10/2001.**

Finalmente, la causa más probable para explicar las incertidumbres encontradas es meramente geométrica. A periodos largos, los valores de velocidad aumentan y el pico del espectro  $f-k$  se acerca al centro de la malla. El número de onda disminuye, lo que implica, para un espectro de misma anchura, una incertidumbre en ángulo y

velocidad mayor. Esto se puede ilustrar sencillamente con la representación de la distribución tiempo-periodo del valor de ancho radial y transversal del espectro  $f-k$  (figura 4.15): observamos en estas graficas que el ancho del espectro  $f-k$  en la dirección transversal (que permite calcular la incertidumbre en acimut) no aumenta con el periodo. Los valores son estables y disminuyen para periodos superiores al periodo del sitio. La anchura del espectro en la dirección radial que permite calcular la incertidumbre en velocidad tampoco presenta un aumento generalizado a periodos largos pero muestra una zona de mayor amplitud a periodos superiores a 3 segundos entre 60 y 90 segundos. Esta zona es la que corresponde a valores de velocidad bajos, o sea a las ondas “lentas” descritas previamente. Es decir, una zona en la que es razonable encontrar valores de incertidumbres superiores. Estas consideraciones confirman que la presencia de valores de incertidumbres altas a periodos largos para las ondas más rápidas se debe a la geometría del problema y no a picos espectrales más anchos.



**Figura 4-15: distribución tiempo-periodo de los valores de anchura del pico del espectro  $f-k$  en la dirección radial (izquierda) y transversal (derecha).**

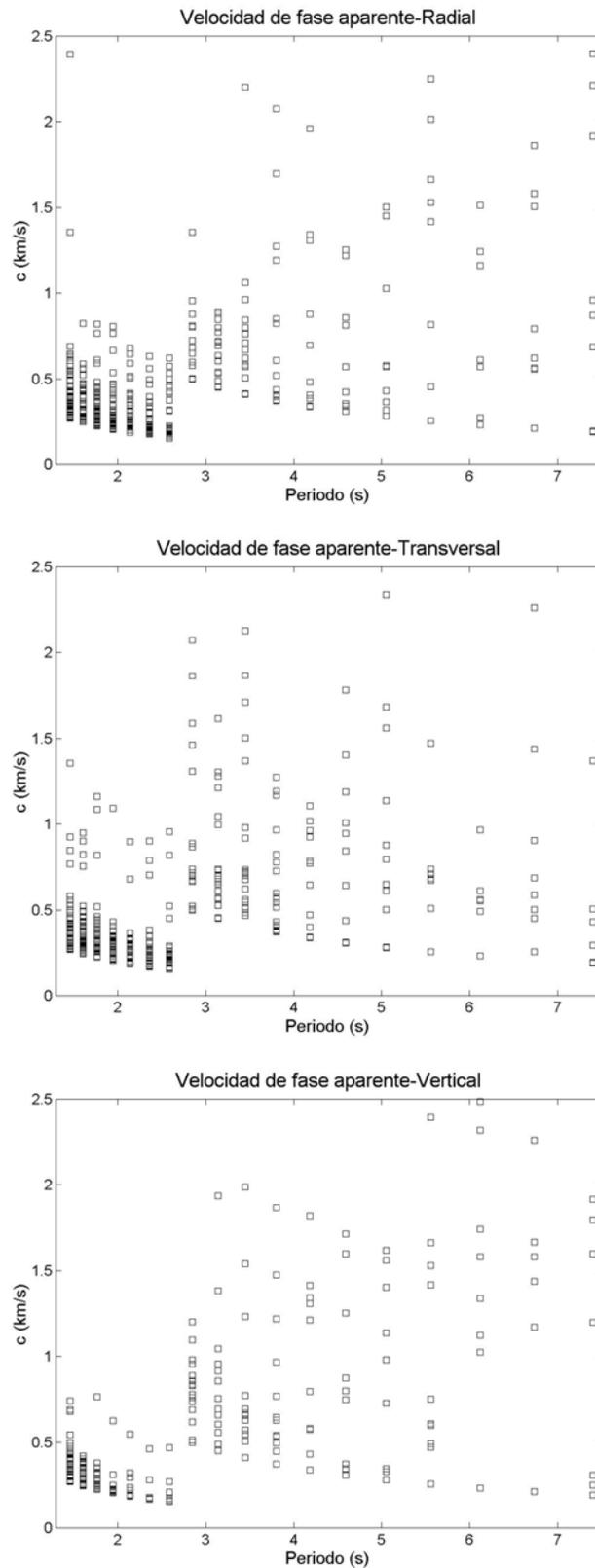
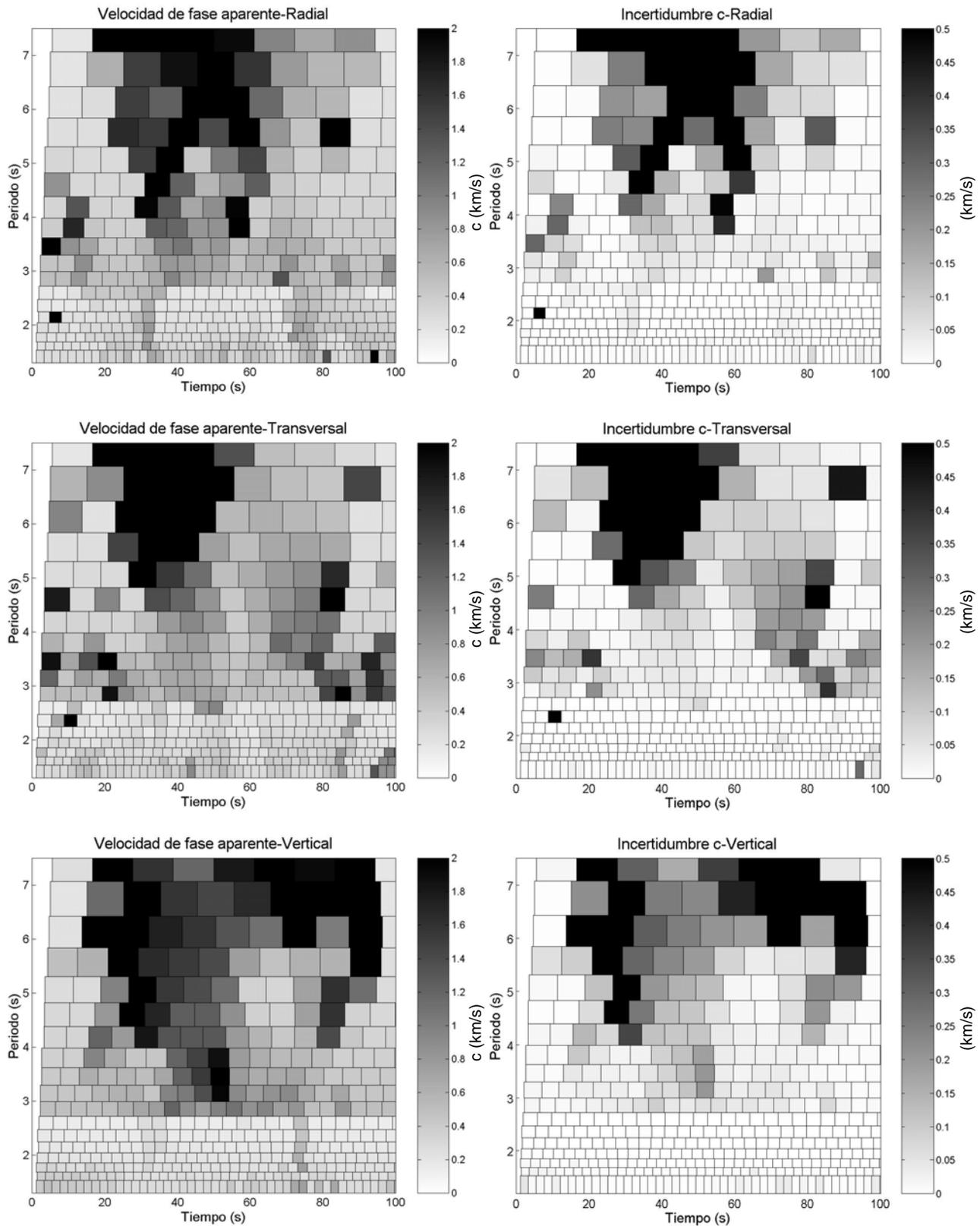


Figura 4-16: valores de velocidad de fase aparente en función del periodo obtenidos a partir del análisis  $f-k$  de los tres componentes de los registros de superficie del sismo del 8/10/2001. Para cada frecuencia, los distintos cuadros corresponden a distintas ventanas temporales de análisis.



**Figura 4-17:** distribución tiempo-periodo de los valores de velocidad de fase (columna izquierda) y de las incertidumbres correspondientes (columna derecha) obtenidos a partir del análisis  $f-k$  de los tres componentes de los registros de superficie del sismo del 8/10/2001.

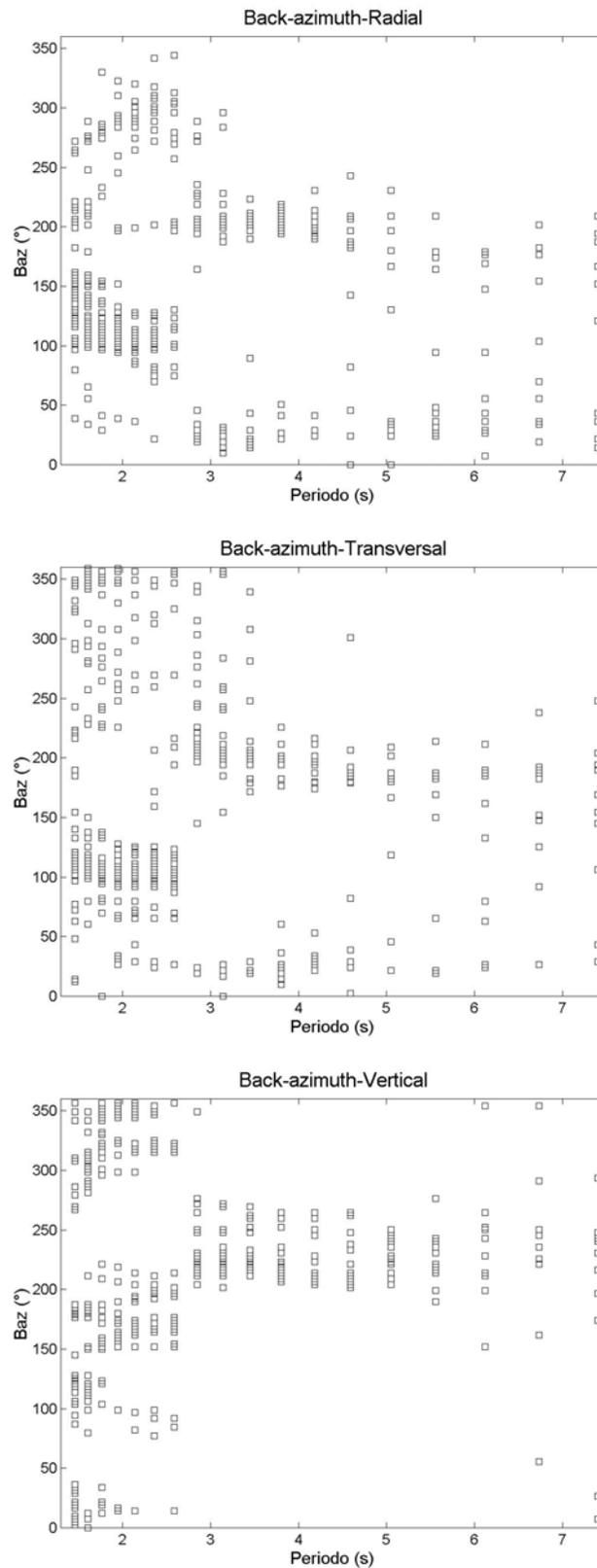
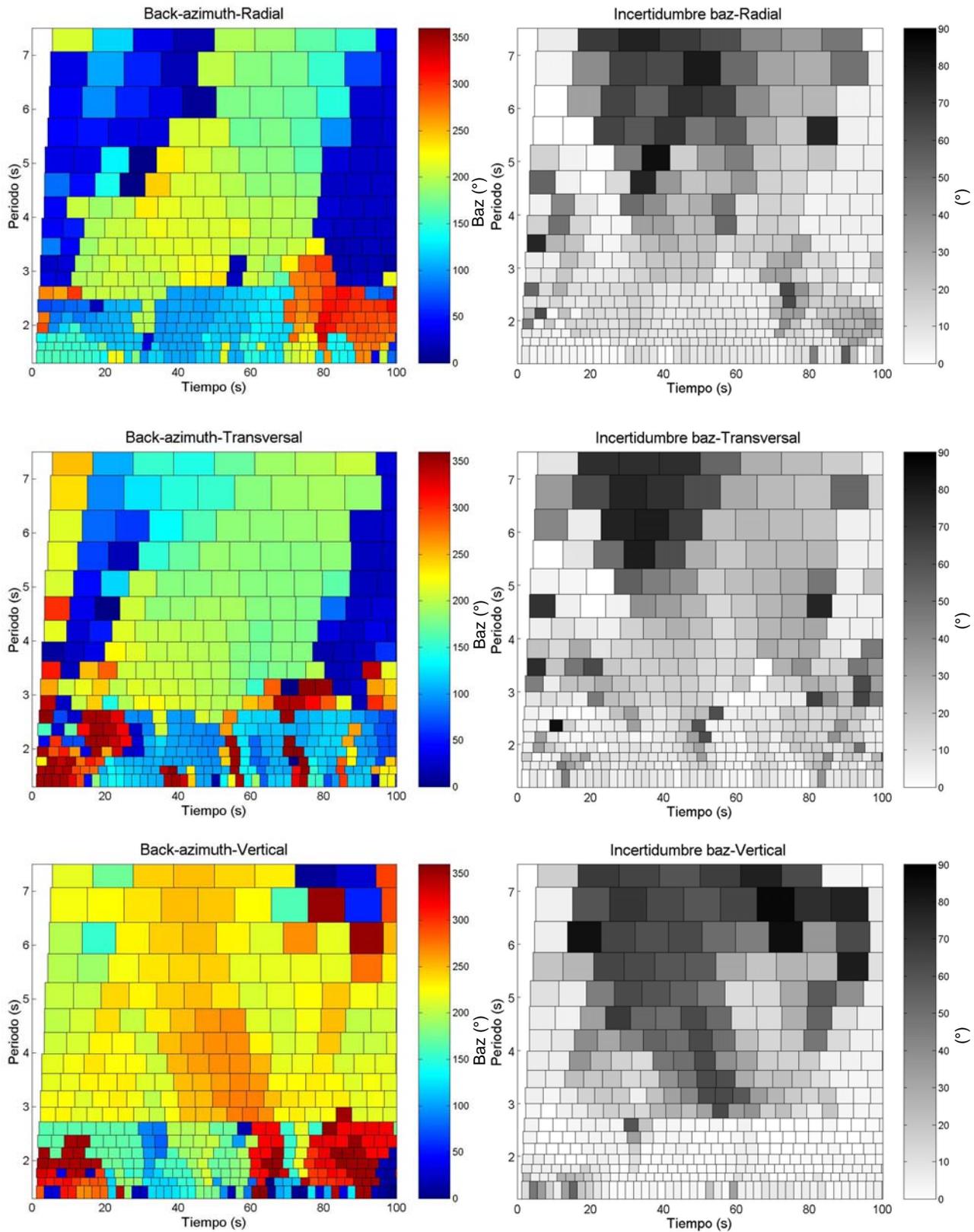


Figura 4-18: valores de backazimuth en función del periodo obtenidos a partir del análisis  $f-k$  de los tres componentes de los registros de superficie del sismo del 8/10/2001. Para cada frecuencia, los distintos cuadros corresponden a distintas ventanas temporales de análisis.



**Figura 4-19:** distribución tiempo-periodo de los valores de backazimuth (columna izquierda) y de las incertidumbres correspondientes (columna derecha) obtenidos a partir del análisis  $f-k$  de los tres componentes de los registros de superficie del sismo del 8/10/2001.

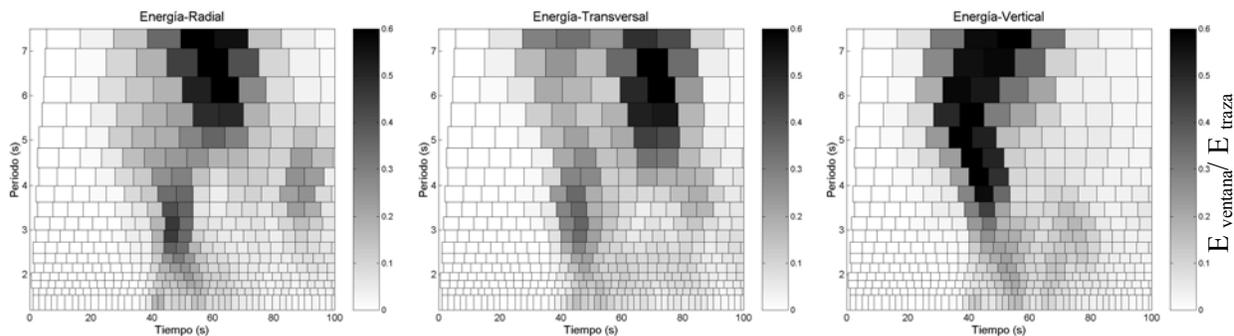
#### 4.3.3.c Resultados con filtrado en energía

Hasta ahora hemos graficado los resultados del análisis  $f-k$  sin tomar en cuenta la energía presente en cada ventana de análisis. Sin embargo, es legítimo pensar que las ventanas con poca energía tienen menos importancia para la comprensión del campo de ondas total. Para destacar las partes más energéticas del campo de ondas en nuestros resultados calculamos, para cada ventana del análisis tiempo-periodo, el cociente entre la energía de la ventana considerada y la energía total de la traza a este periodo (la energía se calculó mediante la suma de las muestras al cuadrado). Consideramos un arreglo de  $K$  sensores y registros sísmicos de  $L$  muestras divididos en  $M$  ventanas de  $N$  puntos ( $L=MN$ ) y calculamos

$$E(t, f) = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K \left( \frac{\sum_{k=k_w}^{k=k_w+N} a_{ik}^2}{\sum_{l=1}^L a_{il}^2} \right)$$

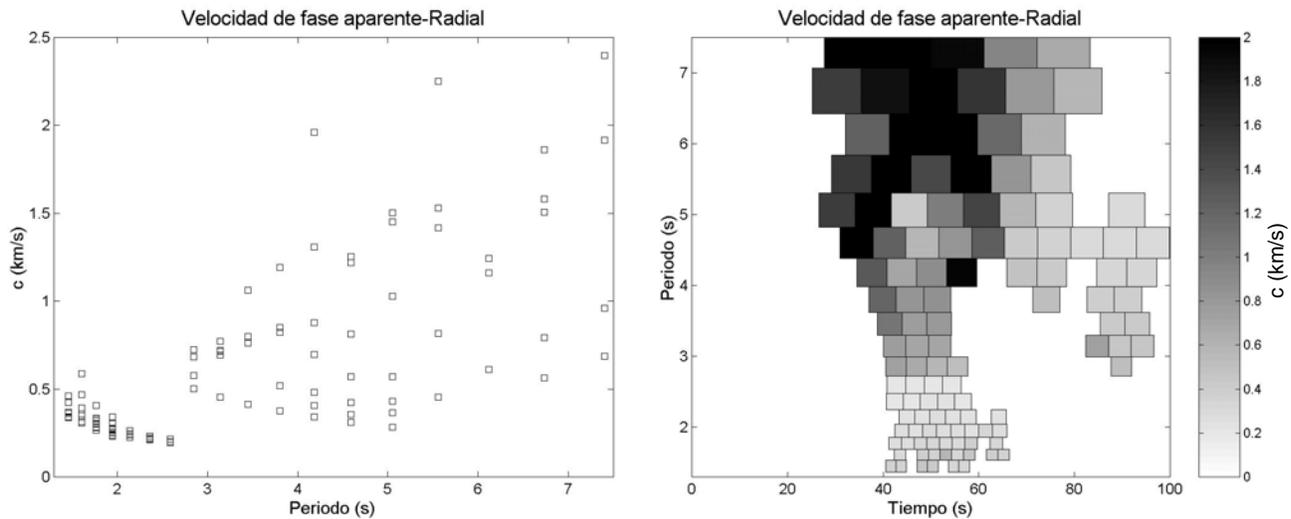
donde  $k_w$  representa el índice de la primera muestra de la ventana de análisis correspondiente al tiempo  $t$  y a la frecuencia  $f$ , y  $a_{ij}$  es la muestra  $j$  de la traza registrada en la estación  $i$ .

Obtenemos entonces la distribución tiempo-periodo de las ventanas de mayor peso energético (figura 4.20) para los tres componentes.

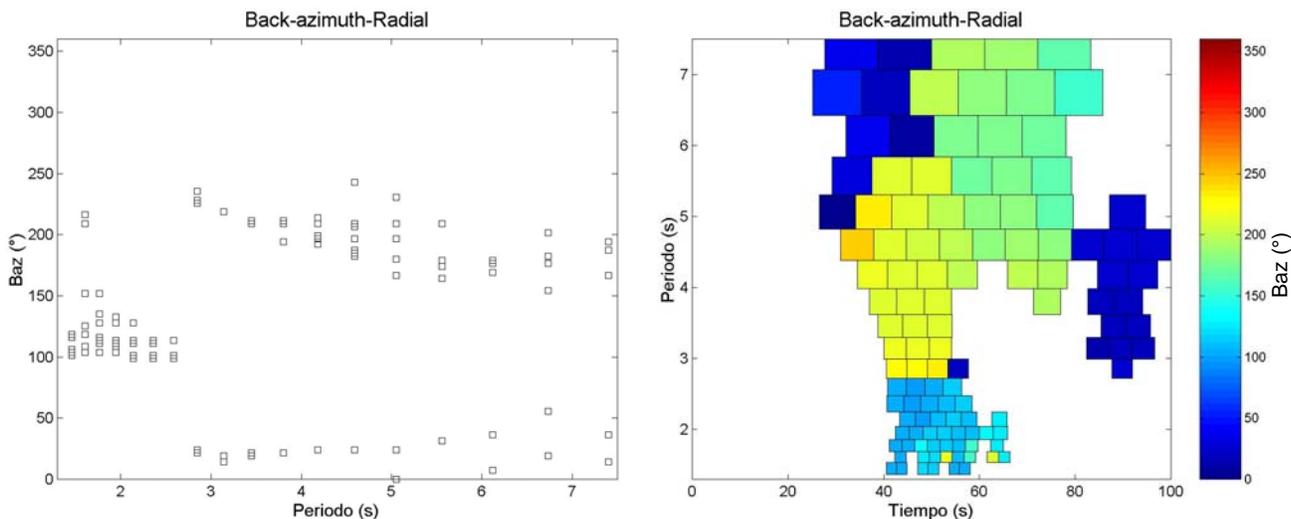


**Figura 4-20: distribución tiempo-periodo del valor de la energía por ventana de análisis  $E(t,f)$  para los tres componentes de sismo de Coyuca del 8/10/2001.**

A partir de estos valores, filtramos los resultados  $f-k$  precedentes con el fin de conservar solo las ventanas de mayor energía, es decir las ventanas relativas a los pulsos que dominan el campo de ondas total. Las figuras 4.21 y 4.22 muestran los resultados obtenidos para el componente radial (para los otros componentes, los resultados son similares) con un umbral igual a 10% de la energía total de la traza para el periodo considerado. De manera general, el filtrado efectuado permite destacar los grandes rasgos del patrón de propagación en la zona de estudio con una simplificación importante de los resultados.



**Figura 4-21:** distribución tiempo-periodo de los valores de velocidad de fase obtenidos a partir del análisis  $f-k$  del componente radial de los registros de superficie del sismo del 8/10/2001 y filtrados en función de la energía contenida en la ventana considerada (umbral=10% de la energía total de la traza al periodo considerado).

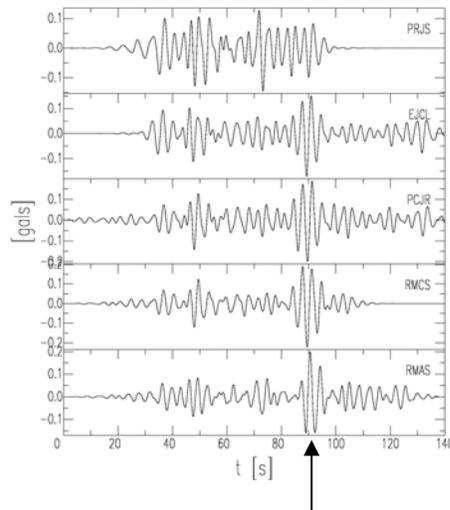


**Figura 4-22:** distribución tiempo-periodo de los valores de backazimuth obtenidos a partir del análisis  $f-k$  del componente radial de los registros de superficie del sismo del 8/10/2001 y filtrados en función de la energía contenida en la ventana considerada (umbral=10% de la energía total de la traza al periodo considerado).

A periodos cortos, los pulsos más energéticos tienen velocidades bajas, entre 250 y 500 m/s (vemos que alcanzamos el límite impuesto por la zona de non-aliasing) con direcciones de propagación entre 100 y 150°. Los resultados son muy coherentes y sugieren la presencia de una zona de difracción única al sureste del arreglo. La segunda zona de difracción entre 300° y 360° citada en el análisis  $f-k$  completo no aparece aquí lo que sugiere que se trata de una zona de menor importancia, más lejana o bien un artefacto del método debido a la poca energía de la

señal para estos tiempos. De la misma manera, los pulsos más rápidos citados anteriormente desaparecen después del filtrado lo que significa que corresponden a partes poco energéticas.

A periodos largos, observamos velocidades de fase dispersas entre 300 y 2500 m/s lo que parece confirmar la presencia de ondas lentas a periodos superiores a 5 segundos en el campo de ondas registrado. Entre 2.5 y 5 segundos, la parte más energética de la traza (entre 0 y 80 segundos) proviene del epicentro con una velocidad creciente entre 300 y 1500 m/s lo que resulta un poco bajo en relación con los valores de velocidad esperados para el modo fundamental de las ondas Rayleigh (los valores son ligeramente superiores para el componente transversal) pero la tendencia observada coincide bien con los modelos estructurales de Campillo *et al.* (1996) o con él de referencia (figura 2.29). Después de 80 segundos, tenemos un grupo de baja velocidad (inferior a 500 m/s) proveniente del norte como lo vimos en el párrafo anterior. Para comprobar la existencia de este tren de onda lento, graficamos los registros del componente radial filtrados alrededor de 4.18 segundos de periodo en la figura 4.23 para las estaciones con registros largos. Se observa muy claramente una llegada, indicada por una flecha negra en la figura 4.23, que cambia de forma durante su propagación a través del arreglo. Se puede apreciar la diferencia de forma entre la estación PRJS donde esta onda no se distingue del campo de onda general y la estación RMAS donde se caracteriza por una impulsión muy marcada. Las características de esta onda son muy similares a las de la onda señalada en la figura 4.14 para el componente transversal. Es muy difícil estimar la velocidad y el acimut de este tipo de onda debido a su cambio de forma. Para analizar el problema, calculamos la velocidad aparente y la dirección de propagación de esta onda a partir del método  $f-k$  convencional para una ventana de tiempo entre 80 y 100 segundos. Este cálculo se realizó para el componente radial tomando en cuenta sólo las estaciones graficadas en la figura 4.23. Si tomamos en cuenta las cinco estaciones de la figura 4.23, obtenemos una onda proveniente del norte ( $\theta=20^\circ$ ) con una velocidad muy baja ( $V=185$  m/s) mientras que, si tomamos en cuenta sólo las tres estaciones EJCL, PCJR y RMCS (es decir si eliminamos las estaciones para las cuales el cambio de forma de onda dificulta la interpretación del resultado), obtenemos una dirección de propagación de  $201.7^\circ$  correspondiente a la dirección del epicentro y una velocidad aparente de 260 m/s, lo que sigue siendo muy bajo. Esta prueba muy sencilla confirma la dificultad de interpretación de este tipo de onda como lo mencionamos en el comentario de la figura 4.14. Lo que podemos deducir de este cálculo es que estamos en presencia de una onda lenta tardía con una gran variabilidad de forma en función del espacio pero que su dirección de propagación no se puede determinar con certeza. Chávez-García *et al.* (1995) ya identificaron ondas de Love lentas similares (de 320 a 360 m/s a 3.5 s de periodo) provenientes del epicentro o de una dirección  $N76^\circ E$  en el componente transversal de los registros del sismo de Michoacán del 19 septiembre 1985, lo que apoya nuestras observaciones. Después de 5 segundos de periodo, la primera parte energética de la traza (entre 30 y 45 s) proviene del norte ( $20-30^\circ$ ) con velocidades altas superiores a 1500 m/s. Esos arribos corresponden en realidad a la parte emergente del pulso principal, es decir a la parte menos organizada de la señal. Esto que podría explicar que obtengamos una dirección de propagación diferente de la dirección epicentro-arreglo esperada. La segunda parte energética de la traza (después de 45 s) se propaga a una velocidad de fase inferior a 1500 m/s de una dirección sur-suroeste ( $160-200^\circ$ ) lo que implica una ligera rotación de backazimuth hacia el sur en relación con la dirección epicentro-arreglo de  $201^\circ$ .



**Figura 4-23: Registros del componente radial del sismo de Coyuca del 8/10/2001 filtrados alrededor de 4.18 segundos de periodo. La flecha negra indica la onda lenta citada en el texto.**

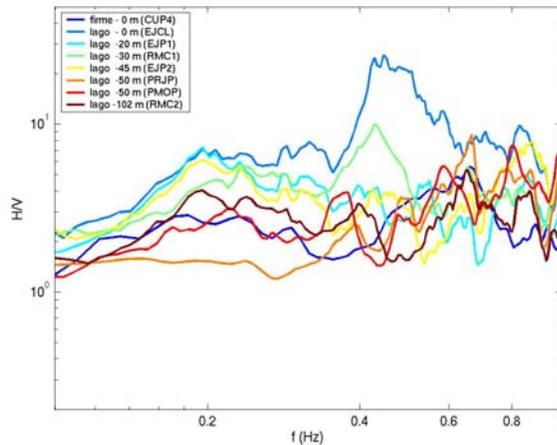
#### **4.4 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DE POZO**

Con el fin de completar el análisis detallado del campo de onda en superficie, es preciso estudiar la propagación de las ondas en profundidad a partir del análisis de los registros de pozo. Ello permitirá distinguir entre una propagación vertical, típica de la resonancia de las capas de arcilla superficiales, y una propagación horizontal, característica de las ondas superficiales. Para procesar estos datos, empezamos por el estudio de los cocientes espectrales H/V seguido por un análisis cualitativo de las formas de onda y completamos el análisis con el estudio cuantitativo realizado por un programa de cross-correlación.

##### **4.4.1 Cocientes espectrales**

Calculamos los cocientes espectrales H/V para las estaciones de pozo ubicadas en la Colonia Roma de la misma manera que para las estaciones de superficie. Los resultados están graficados en la figura 4.24 donde presentamos como referencia el espectro H/V encontrado para la estación de superficie EJCL ubicada en zona de lago (línea azul) y el espectro H/V calculado para la estación de superficie en zona firme CUP4 (línea azul marino).

Los resultados muestran la desaparición con la profundidad del pico de resonancia del sitio. Dentro de la capa de arcilla, el comportamiento varía de una estación a otra. La estación EJP1, a 20 metros de profundidad, no presenta el pico de resonancia a 0.45 Hz mientras que la estación RMC1 ubicada a 30 metros presenta un pico claro de amplificación de amplitud 10. A partir de 45 metros de profundidad, es decir a partir de la profundidad de la base de la capa de arcilla blanda, el pico de amplificación a 0.45 Hz desaparece. Esto indica que la amplificación del movimiento sísmico afecta únicamente la superficie. En contraste, el pico observado alrededor de 0.2 Hz para el cociente H/V varía con la estación considerada, debido probablemente a efectos locales que perturban la amplificación, pero no se atenúa con la profundidad. Observamos un factor de amplificación a 0.2 Hz de amplitud similar a la base de la capa de arcilla (estaciones PMOP y RMC2) y en la zona de lomas (CUP4), lo que apoya la hipótesis de una amplificación regional.



**Figura 4-24:** cocientes espectrales H/V calculados a partir de las estaciones de pozo de la zona de lago. Como referencia, se incluyó también el resultado obtenido para una estación de superficie de la zona de lago (EJCL) y en zona firme (CUP4).

#### 4.4.2 Forma de onda

El estudio de las formas de onda en diferentes rangos de frecuencia y la comparación entre las trazas en superficie y en pozo permite tener una primera idea del tipo de propagación presente, sabiendo que una propagación vertical es representativa de la resonancia de la capa superficial mientras que una propagación horizontal es característica de ondas de superficie.

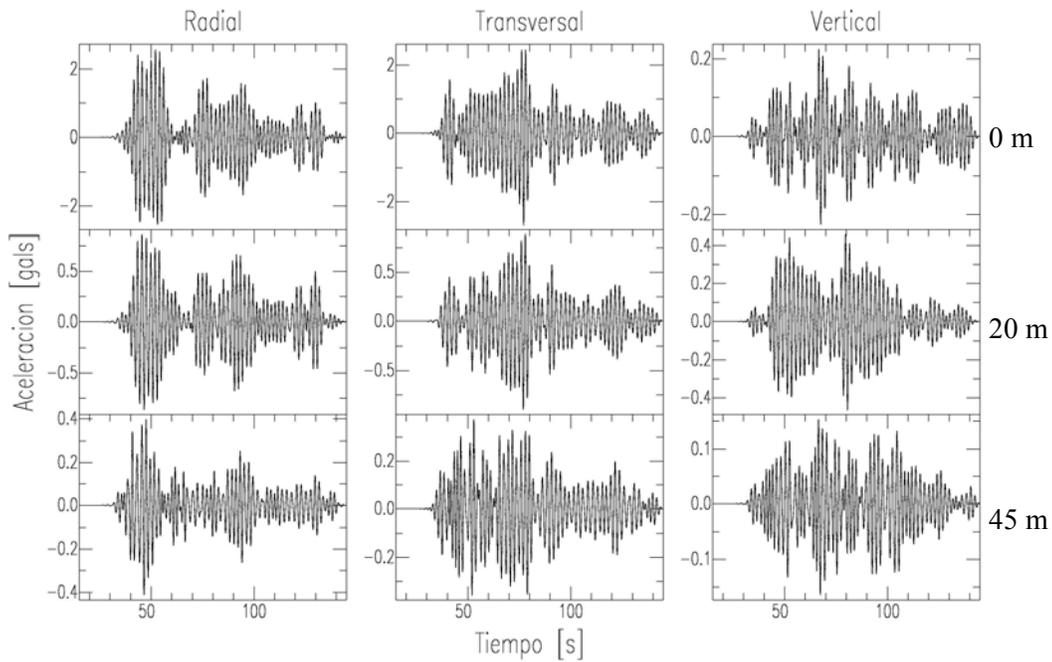
Para ilustrar este párrafo, presentamos las trazas filtradas en diferentes rangos de periodo (1.95 s, 3.45 s y 5.05 s) para los tres componentes del registro obtenidos en las estaciones ubicadas cerca del Edificio Jalapa, en superficie (EJCL), a 20 metros (EJP1) y a 45 metros (EJP2) de profundidad. Esto proporciona indicaciones adecuadas sobre la propagación en la capa de arcilla. Para los periodos cortos (1.95 s), presentamos también los registros filtrados obtenidos en la estación del CENAPRED Roma C en superficie (RMCS), a 30 metros (RMC1) y a 102 metros (RMC2) de profundidad, lo que permite estudiar lo que pasa debajo de la capa de arcilla.

A periodos cortos, inferiores al periodo de resonancia, observamos un campo de ondas muy complejo con trenes de ondas mezclados que forman paquetes de energía de larga duración y gran amplitud. Esto se acentúa en la superficie, en donde los componentes horizontales presentan amplitudes hasta diez veces mayores a la amplitud del componente vertical. La amplitud de esas señales disminuye rápidamente con la profundidad hasta llegar a amplitudes comparables para los tres componentes (con un factor entre 2 y 3 entre los horizontales y el vertical) a partir de 30 metros (figuras 4.25 y 4.26). Esta fuerte amplificación del movimiento horizontal en superficie en relación con la profundidad es representativa de los efectos provocados por la resonancia del sitio lo que confirma que para estos periodos, el movimiento está dominado por el fenómeno de resonancia en la capa de arcilla blanda. Observamos cierta semejanza en la forma de los paquetes de energía entre la superficie y hasta 30 metros para los componentes horizontales. A partir de 45 metros de profundidad, perdemos esta semejanza, en particular para la coda de las trazas (después de 50-60 segundos) que presentan amplitudes menores y pierden los pulsos tardíos de energía presentes en superficie. Un ejemplo claro se observa en los registros de la estación RMC1 a 30 metros de

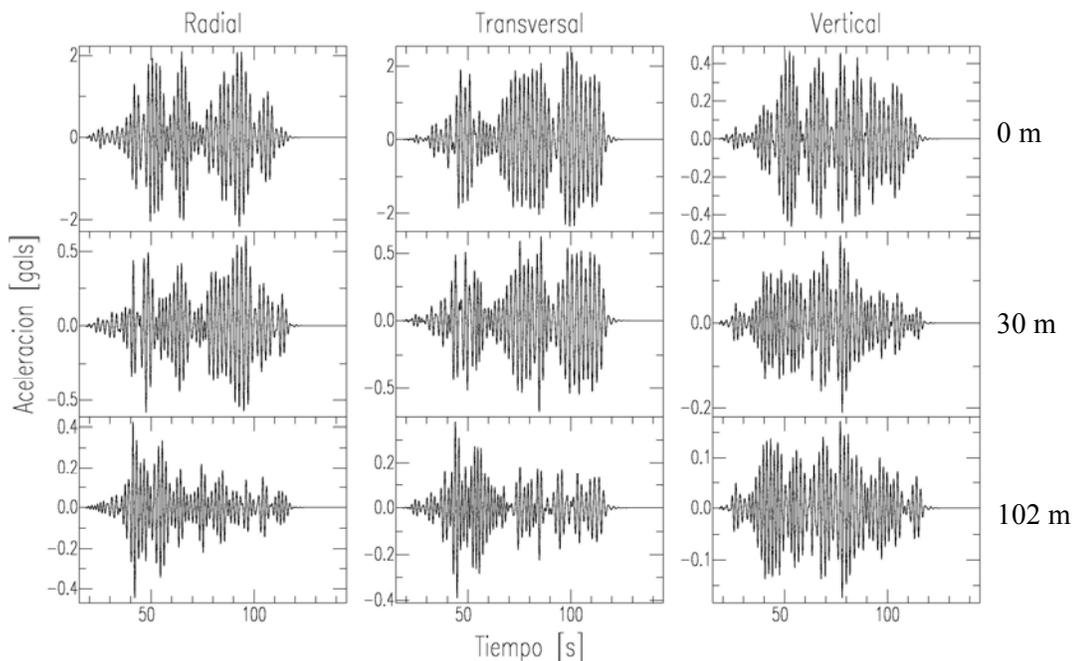
profundidad (figura 4.26). En el componente vertical de la estación EJP1, notamos una amplificación del movimiento de hasta un factor 3 en relación con el registro obtenido a 45 metros. Esto demuestra la presencia de fenómenos de propagación complejos que no se limitan a un efecto de resonancia 1D, sino que se agregan probablemente a efectos locales de interacción suelo-edificios. Observamos también que los registros debajo de la capa de arcilla, a 102 metros, están mucho más “limpios” para los horizontales que para el vertical, que presenta arribos a 60 segundos más energéticos que los primeros arribos a 20 segundos. De manera general, resulta difícil seguir pulsos comunes entre las estaciones de superficie y las de pozo, lo que implica la presencia de longitudes de onda muy cortas, correspondientes a las bajas velocidades esperadas en la capa de arcilla. La complejidad de los registros y los pequeños retrasos en tiempo que se pueden observar sobre los primeros arribos entre la profundidad y la superficie implican un modo de propagación predominantemente vertical.

Para periodos superiores al periodo de resonancia (figuras 4.27 y 4.28), observamos un cambio radical de comportamiento en el movimiento sísmico, con propagación horizontal y mucha semejanza entre los registros en la superficie y los registros en profundidad. Sin embargo, podemos hacer la distinción entre el movimiento observado entre 2.5 y 4 segundos, todavía complejo en su composición, y el movimiento observado en periodos superiores a 4 segundos, con registros más sencillos, dominados por un pulso de mayor amplitud al principio de la traza.

Para periodos entre 2.5 s y 4 s, no se observa amplificación en el componente vertical pero si una ligera amplificación en superficie del movimiento transversal (de un factor 2 o 3) con respecto al registro a 45 metros de profundidad. El primer pulso energético del componente radial también está amplificado, lo que coincide con los cocientes R/V y T/V calculados previamente. Resulta posible seguir pulsos comunes entre la superficie y las estaciones de pozo correspondientes: estos pulsos presentan retrasos en tiempo pequeños lo que implica una propagación casi horizontal dominada por ondas de superficie. El campo de ondas registrado está compuesto de una compleja mezcla de trenes de ondas, en particular en los componentes transversal y vertical, con arribos tardíos de energía de amplitud similar o hasta superior a la de las primeras llegadas. Observamos todavía una gran diferencia entre la amplitud de los componentes horizontales con máximos del orden de 0.2 a 0.5 gales, y la amplitud del componente vertical con máximos de tan solo 0.05 gales.

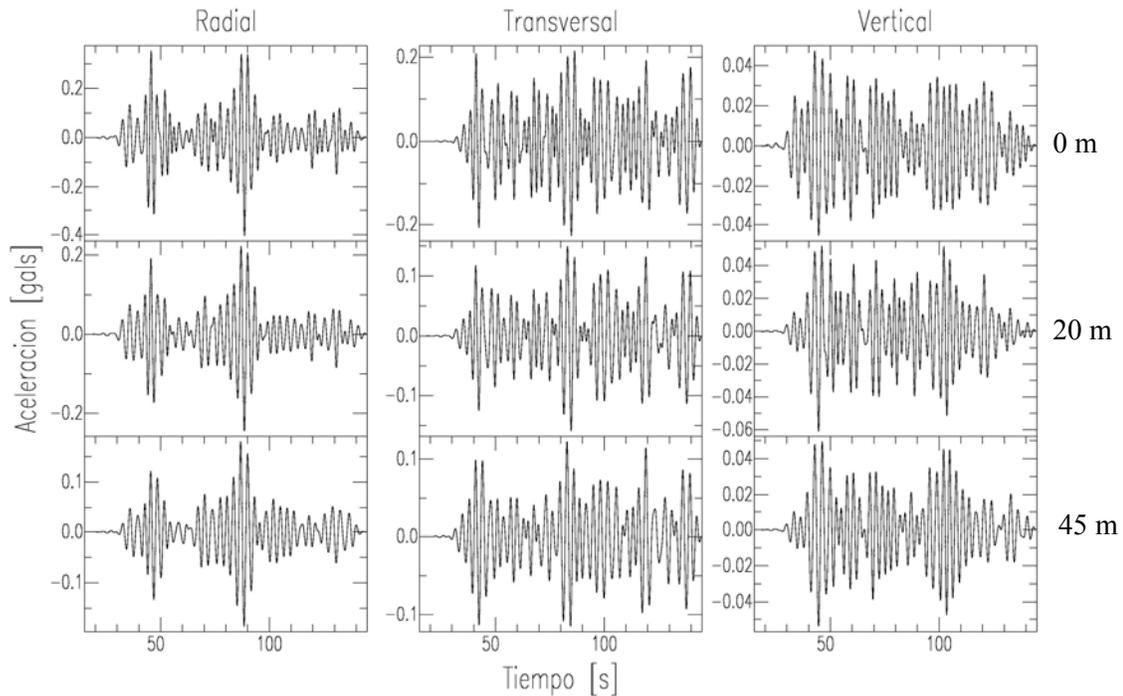


**Figura 4-25:** trazas filtradas alrededor de 1.95 segundos para el sismo de Coyuca del 8 de octubre del 2001 obtenidas en las tres estaciones del Edificio Jalapa: en superficie (EJCL) a 20 metros (EJP1) y a 45 metros (EJP2) de profundidad para los tres componentes. Las escalas verticales entre los distintos componentes y las diferentes estaciones son diferentes.

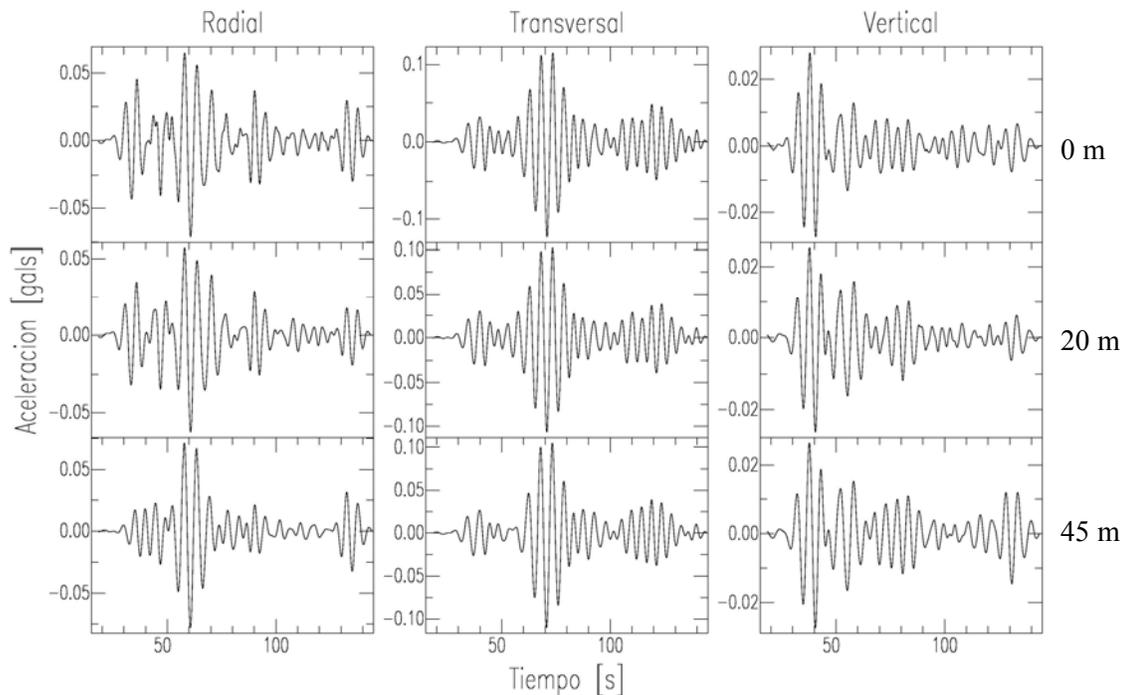


**Figura 4-26:** trazas filtradas alrededor de 1.95 segundos para el sismo de Coyuca del 8 de octubre del 2001 obtenidas en las tres estaciones de la Roma C: en superficie (RMCS) a 30 metros (RMC1) y a 102 metros (RMC2) de profundidad para los tres componentes. Las escalas verticales varían según el componente graficado y la estación de registro.

Para periodos superiores a 4 segundos (figura 4.28), ya no se observa ninguna amplificación del movimiento sísmico en superficie. Los retrasos en tiempo entre la superficie y la profundidad son nulos y la propagación es puramente horizontal. La amplitud del componente transversal domina como lo indica el cociente T/V obtenido anteriormente. De la misma manera que lo descrito en el estudio de las formas de onda en superficie, vemos que el componente vertical presenta dos arribos energéticos a 40 y 60 segundos mientras que el componente radial presenta un arribo a 60 segundos y otro a 95 segundos. Además, el componente transversal presenta un arribo poco energético a 40 segundos seguido por la llegada principal, en términos de amplitud, a 70 segundos. Como lo comentamos en el párrafo sobre los datos de superficie, podemos suponer que el modo fundamental de las ondas de Love corresponde a la llegada presente en el componente transversal a 40 segundos mientras que el modo fundamental de las ondas de Rayleigh corresponde a la onda presente en el componente vertical y radial a 60 segundos. Los otros pulsos presentes en los registros podrían explicarse por la presencia de ondas de superficie generadas entre el epicentro y el arreglo o por modos de propagación superiores. En el análisis  $f-k$  notamos que su interpretación no era trivial, aún conociendo su velocidad y dirección de propagación.



**Figura 4-27: trazas filtradas alrededor de 3.45 segundos para el sismo de Coyuca del 8 de octubre del 2001 obtenidas en las tres estaciones del Edificio Jalapa: en superficie (EJCL) a 20 metros (EJP1) y a 45 metros (EJP2) de profundidad para los tres componentes. Las escalas verticales varían según el componente graficado y la profundidad del registro.**



**Figura 4-28:** trazas filtradas alrededor de 5.05 segundos para el sismo de Coyuca del 8 de octubre del 2001 obtenidas en las tres estaciones del Edificio Jalapa: en superficie (EJCL), a 20 metros (EJP1) y a 45 metros (EJP2) de profundidad para los tres componentes. Las escalas verticales varían según el componente graficado y la profundidad del registro.

#### 4.4.3 Cross-correlación

El análisis visual de las formas de onda en superficie y pozo mostró que el movimiento sísmico estaba dominado por la resonancia de la capa de arcilla a periodos inferiores al periodo del sitio con una propagación predominantemente vertical en su mayor parte. Para los periodos superiores al periodo de resonancia, el movimiento está dominado por la propagación horizontal de ondas de superficie. Para afinar este estudio, utilizamos un método basado en un análisis de cross-correlación aplicado a los datos de pozo (Buttkus, 2000). El propósito es distinguir entre propagación horizontal y vertical. Al correlacionar los registros de superficie (dominados por la resonancia 1D del sitio) con los de pozo (menos contaminados por los efectos de la resonancia) podremos caracterizar mejor el campo de ondas presente.

##### 4.4.3.a Parámetros del método

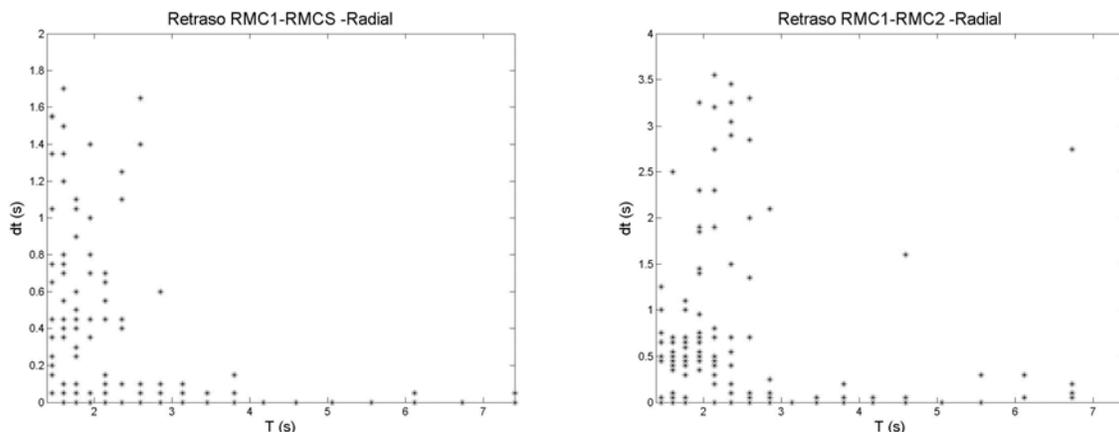
La aplicación del método de cross-correlación a datos de pozo con poca coherencia y con una distribución espacial poco uniforme ocasiona cierta dificultad para la determinación de parámetros del método como son la longitud de la ventana de análisis o la estación de referencia (Chávez-García *et al.*, 2000). Elegimos la estación Roma C como estación de referencia ya que cuenta a la vez con registros largos y con dos estaciones de pozo asociadas. Dado que la distancia promedio entre las estaciones de pozo es de aproximadamente 500 metros, elegimos ventanas de análisis de 5 ciclos, lo que corresponde al tiempo necesario a una onda de longitud 100 m

(valor esperado para periodos de 1 segundos en la zona de lago) para viajar a través del arreglo. Utilizamos el mismo tipo de filtro y las mismas bandas de frecuencia que para el método  $f-k$  y un traslape de 50% entre dos ventanas de análisis sucesivas.

#### 4.4.3.b Resultados para el arreglo vertical de la estación RMCS

En primer lugar, apliqué el método de cross-correlación al arreglo vertical Roma C compuesto de una estación de superficie (RMCS) y dos estaciones de pozo: RMC1 ubicada a 30 metros de profundidad y RMC2 a 102 metros de profundidad. Este arreglo tiene la ventaja de disponer de registros completos y una estación situada debajo de la capa de arcilla (RMC2) lo que permite tener una referencia poco afectada por los efectos de resonancia del sitio. El propósito es caracterizar la propagación en la capa de arcilla y debajo de ella, en especial a periodos cortos para las cuales se produce el fenómeno de resonancia.

Calculamos los retrasos en tiempo entre la estación de superficie y la estación RMC1 a 30 metros y entre la estación RMC1 a 30 metros y la estación RMC2 a 102 metros (figura 4.29). En la capa de arcilla, la distribución de los retrasos en función del periodo indica claramente un cambio de comportamiento alrededor del periodo de resonancia, con retrasos importantes para periodos inferiores a 2.5 segundos y retrasos muy pequeños (inferiores a 0.25 segundos) para los periodos largos. En comparación, los retrasos temporales en superficie entre las estaciones RMAS y RMCS, separadas por 120 metros, son entre 0 y 2.5 segundos a periodos cortos y del orden de 1.5 segundos para los periodos largos. Esto implica que el componente vertical de la velocidad es importante para los periodos cortos y casi inexistente para los periodos largos y confirma la hipótesis de una propagación vertical a periodos cortos y una propagación horizontal a periodos largos.

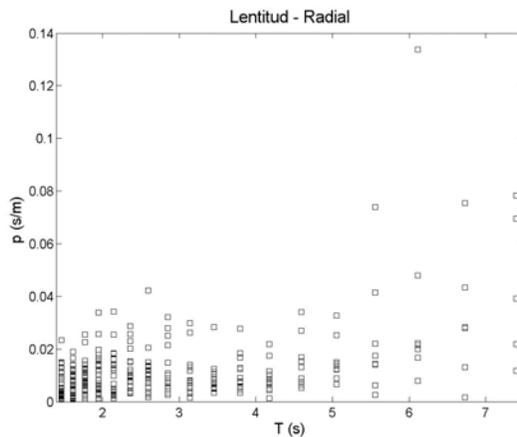


**Figura 4-29: retrasos en tiempo (en segundos) calculados a partir del método de cross-correlaciones para el componente radial de los registros obtenidos en el arreglo vertical de la Roma C para el sismo del 8/10/2001.**

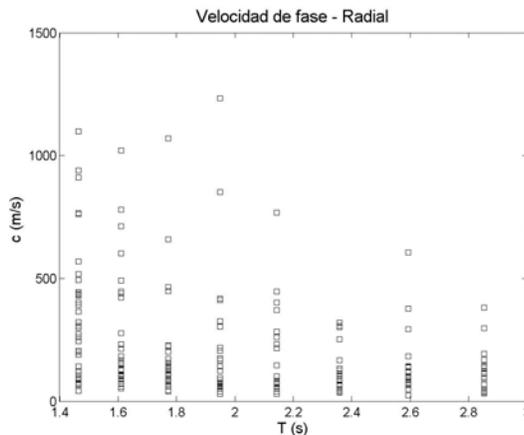
#### 4.4.3.c Resultados para el arreglo 3D (estaciones de pozo + estaciones de superficie)

Para completar nuestro análisis, aplicamos el método de cross-correlación a un arreglo 3D con el fin de determinar una dirección de propagación y una velocidad de fase y compararlas con los resultados obtenidos en

superficie. Para esto, utilizamos todas las estaciones de pozo y sus estaciones de superficie correspondientes. Los resultados obtenidos no son muy claros y presentan cierta dificultad de interpretación. En efecto, los valores de lentitud encontrados no coinciden con los resultados obtenidos por el método  $f-k$ . No se observa el cambio de lentitud esperado para el periodo de resonancia y observado tanto en el análisis visual de las trazas como en el análisis tiempo-periodo de los registros de superficie (método  $f-k$ ) y de pozo (método de cross-correlación aplicado al arreglo vertical de la Roma C). A partir de los valores de lentitud obtenidos, calculamos la velocidad de fase correspondiente. Los resultados de velocidad de fase son presentados solo para los periodos inferiores a 3 s debido a los malos resultados obtenidos a periodos más largos.



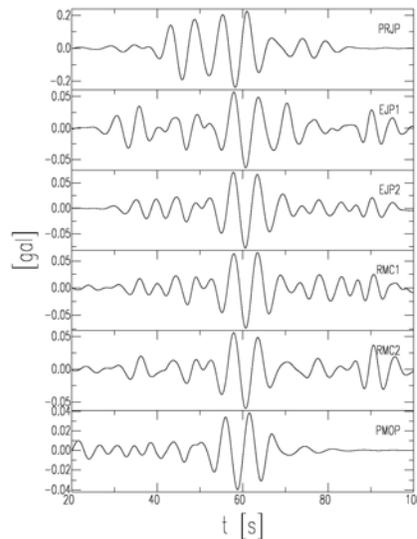
**Figura 4-30: Lentitud en función del periodo obtenida por el método de cross-correlación aplicado al arreglo 3D descrito antes para el componente radial y el sismo del 8/10/2001.**



**Figura 4-31: distribución en función del periodo de los valores de velocidad de fase obtenidos por cross-correlación aplicada al arreglo 3D descrito antes para el componente radial y el sismo del 8/10/2001.**

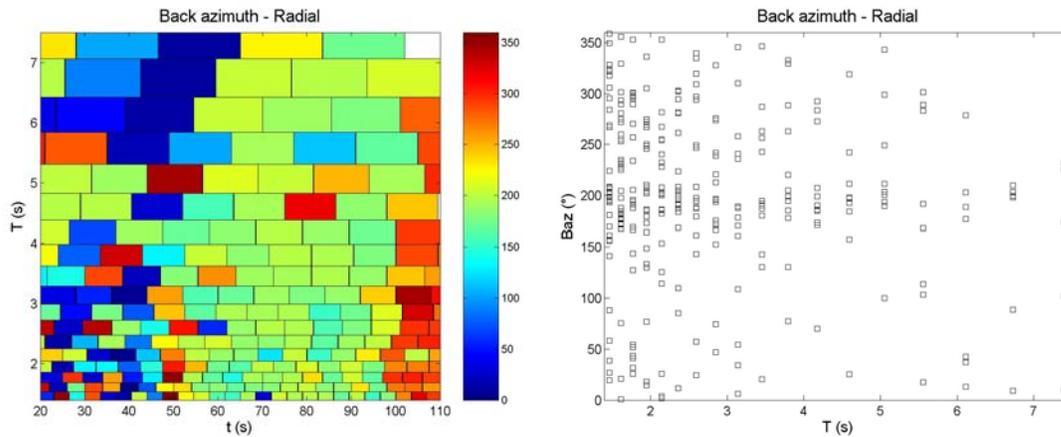
Para los periodos cortos, inferiores a 2.5 s, obtenemos principalmente valores de velocidad de fase entre 30 y 300 m/s (figura 4.31) que coinciden con los valores obtenidos en superficie y son compatibles con los perfiles de velocidad de la capa de arcilla. Los valores altos obtenidos a estos periodos (hasta 1300 m/s) parecen confirmar la presencia de ondas rápidas que podrían corresponder a ondas de volumen o a modos superiores de ondas de

superficie (ondas Rayleigh en el caso del componente radial presentado aquí). Para los periodos largos, superiores al periodo de resonancia, los valores de lentitud siguen muy altos (figura 4.30) y corresponden a velocidades de fase inferiores a 500 m/s. Vimos en el análisis tiempo-periodo de los datos de superficie la presencia de tales ondas lentas pero correspondían a pulsos puntuales en fin de registro y no a la totalidad del campo de ondas. La graficación de las trazas de pozo para el componente radial a 4.18 s de periodo (figura 4.32) demuestra que los valores de velocidad obtenidos por cross-correlación a periodos largos son poco creíbles: por lo tanto, no parece razonable interpretar los resultados de velocidad de manera definitiva. Los resultados erróneos obtenidos por cross-correlación se deben probablemente a la forma peculiar de los registros obtenidos para las estaciones PRJP y PMOP.



**Figura 4-32: Registrados del componente radial del sismo del Coyuca del 08/10/2001 obtenidos para las estaciones de pozo y filtrados alrededor de 4.18 s.**

Curiosamente, a pesar de la mala resolución en velocidad, los resultados de backazimuth son muy coherentes con los resultados obtenidos por  $f-k$  en superficie (figura 4.33). En efecto, para periodos inferiores a 3 s, se observan llegadas provenientes de direcciones múltiples a tiempos inferiores a 60 segundos (principalmente en el cuadrante norte entre 0 y 50° y en el cuadrante oeste entre 300 y 350°) y direcciones centradas alrededor de la dirección epicentral a tiempos superiores a 60 segundos (entre 150 y 200°). Para los periodos superiores a 3 segundos, las direcciones de propagación se concentran alrededor de la dirección epicentral de 201°, con pocas llegadas fuera del acimut arreglo-epicentro.



**Figura 4-33: distribución tiempo-periodo (izquierda) y en función del periodo (derecha) de los valores de backazimuth obtenidos por cross-correlación aplicada al arreglo 3D descrito antes para el componente radial y el sismo del 8/10/2001.**

## **4.5 ANÁLISIS DE POLARIZACIÓN**

El estudio de la polarización puede resultar útil para determinar el tipo de ondas presente en los registros y puede servir como complemento de los métodos utilizados antes. También puede ayudar a comprobar las indicaciones encontradas durante el estudio visual de las formas de onda en función del periodo. Nos hemos basados en el trabajo de Vidale (1986), el cual se aplica a datos procedentes de un solo sensor de 3 componentes. Con este método, combinado con un análisis tiempo-frecuencia de los parámetros de propagación, Higashi y Kudo (1992) y Barker *et al.* (1996) pudieron distinguir los diferentes tipos de onda presentes en los registros. Existe también un método aplicable a un arreglo de estaciones a 3 componentes que permite determinar una polarización promedio sobre todo el arreglo (Jurkevics, 1988) pero la poca coherencia existente entre estaciones para ciertas frecuencias no permite aplicar aquí este método.

### **4.5.1.a Descripción del método**

El análisis de polarización se hace en el dominio temporal. Los datos se filtran en diferentes bandas de frecuencia (las mismas utilizadas previamente para el análisis  $f-k$ ).

Se calcula primero la señal analítica de cada componente a partir de la transformada de Hilbert:

$$\begin{aligned} u &= u_r + iH(u_r) \\ v &= v_r + iH(v_r) \\ w &= w_r + iH(w_r) \end{aligned}$$

donde  $u$ ,  $v$ ,  $w$  representan los componentes radial, transversal y vertical de la señal real (subíndice  $r$ ) o analítica (sin subíndice), y  $H$  es la transformada de Hilbert.

A continuación, se calcula la matriz de covarianza para cada tiempo:

$$C(t) = \begin{pmatrix} uu^* & uv^* & uw^* \\ vu^* & vv^* & vw^* \\ wu^* & wv^* & ww^* \end{pmatrix},$$

donde el asterisco indica el complejo conjugado.

Posteriormente, se calculan los valores propios ( $\lambda_0 \geq \lambda_1 \geq \lambda_2$ ) y vectores propios asociados ( $V_0, V_1, V_2$ ) de esta matriz hermitiana. A continuación, realizamos una rotación del vector  $V_0$  ( $x_0, y_0, z_0$ ) en el plano complejo para maximizar su parte real. Para ello, se maximiza la función:

$$X(\alpha) = \sqrt{(\operatorname{Re}(x_0 e^{i\alpha}))^2 + (\operatorname{Re}(y_0 e^{i\alpha}))^2 + (\operatorname{Re}(z_0 e^{i\alpha}))^2}$$

donde  $\alpha$  vale entre  $0^\circ$  y  $180^\circ$ .

Rotamos entonces el vector  $V_0$  del ángulo  $\alpha$  que maximiza la función  $X(\alpha)$  y calculamos los diferentes parámetros de análisis de polarización. Primero, se determina el valor del componente elíptico de la polarización:

$$P_E = \frac{\sqrt{1 - X^2}}{X}$$

en donde  $X$  es la parte real máxima del vector propio  $V_0$ . El caso  $P_E = 1$  corresponde a un movimiento circular mientras que  $P_E = 0$  corresponde a un movimiento de partícula lineal.

Luego, obtenemos los valores del buzamiento,  $\delta$ , y rumbo,  $\phi$ , como

$$\delta = \tan^{-1} \left( \frac{\operatorname{Re}(z_0)}{\sqrt{(\operatorname{Re}(x_0))^2 + (\operatorname{Re}(y_0))^2}} \right)$$

$$\phi = \tan^{-1} \left( \frac{\operatorname{Re}(y_0)}{\operatorname{Re}(x_0)} \right)$$

Se puede calcular también la intensidad de la polarización  $P_s$  y el grado de polaridad plana  $P_p$ :

$$P_s = 1 - \frac{\lambda_1 + \lambda_2}{\lambda_0}$$

$$P_p = 1 - \frac{\lambda_1}{\lambda_2}$$

Si  $P_s=1$ , la señal se considera totalmente polarizada. Esto significa que existe una sola componente de polarización que domina el movimiento sísmico. Si  $P_s=0$ , la polarización consiste en varios componentes de peso similar.  $P_p=1$  si el componente intermedio de polarización domina los componentes más pequeños mientras que  $P_p=0$  si los componentes intermedios y pequeños de polarización tienen amplitudes similares.

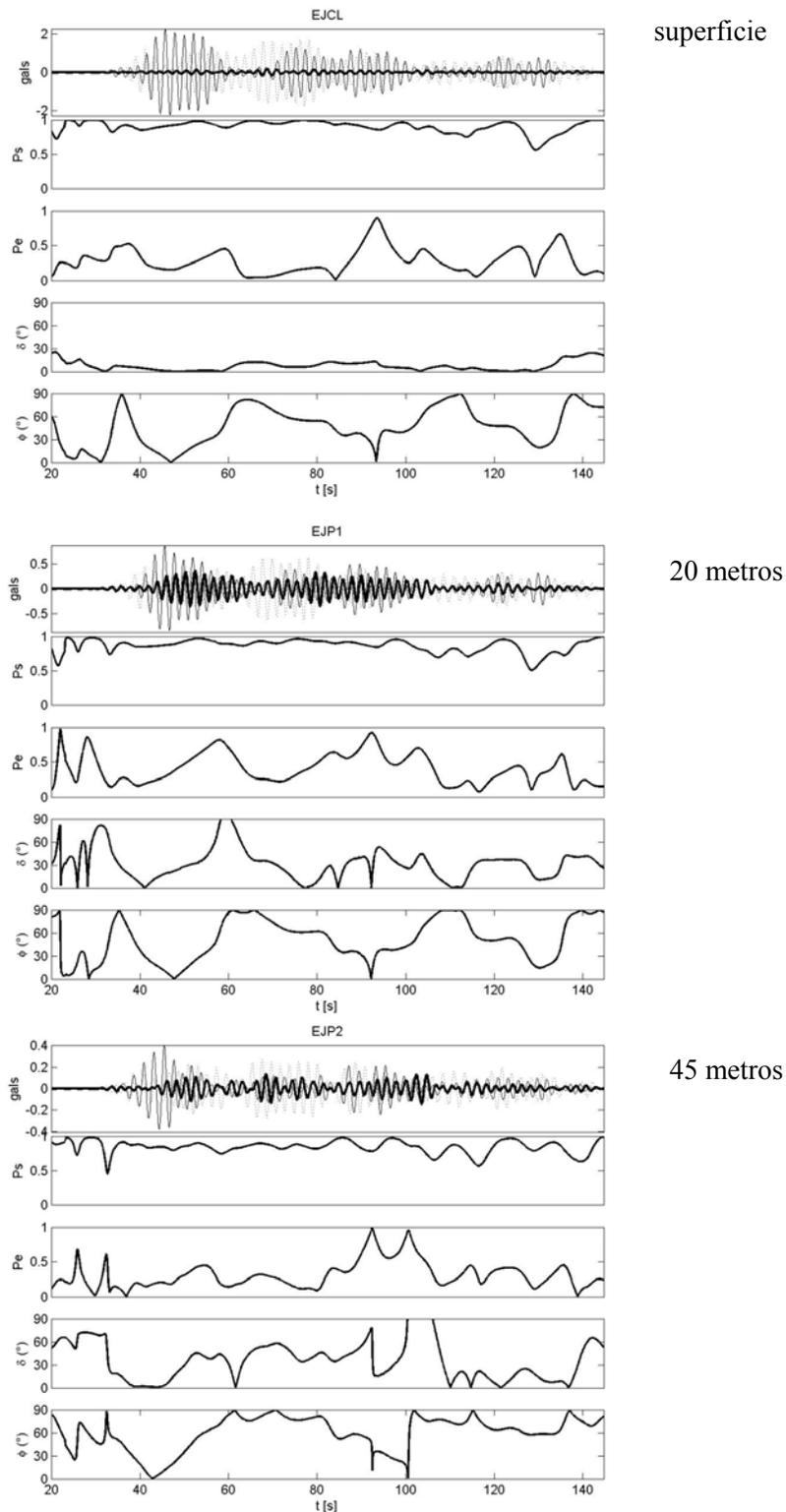
Estos parámetros se calculan para cada tiempo. Para evitar mucha dispersión en los resultados, se realiza un suavizamiento en tiempo ya sea de la matriz de covarianza ó de los parámetros finales. La longitud de la ventana de suavizamiento depende particularmente del contenido en frecuencia de la señal analizada. En el caso de la cuenca de México, he trabajado con una ventana de 2 ciclos de longitud.

#### 4.5.1.b Resultados en la zona del lago

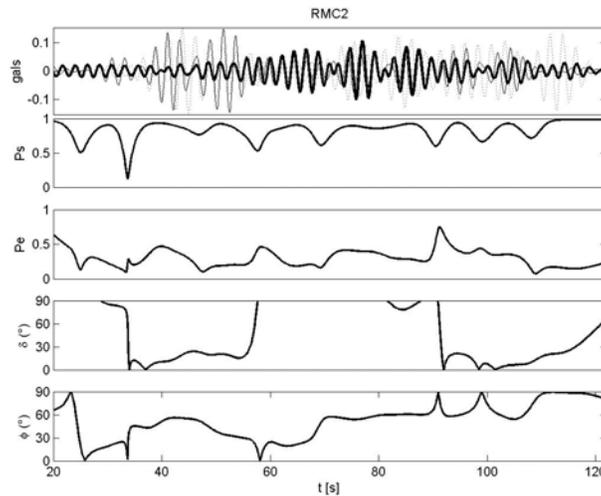
Presentamos únicamente los resultados obtenidos para las estaciones del edificio Jalapa y de la Roma C como ilustración de nuestra discusión. Los resultados obtenidos para las otras estaciones son similares.

El primer objetivo es identificar las ondas presentes a periodos cortos a partir de su polarización. Estas ondas están caracterizadas por direcciones de propagación múltiples y velocidades superiores a lo esperado con un componente vertical de velocidad importante. En la figura 4.34, graficamos los resultados de polarización obtenidos para los registros filtrados alrededor de 2.36 segundos, es decir para el periodo de resonancia del sitio. Cada grupo de diagramas presenta los resultados para una estación. El diagrama superior presenta los tres componentes de la aceleración superpuestos. Inmediatamente abajo se presenta el grado de polarización  $P_s$ , el componente elíptico de la polarización  $P_E$ , el buzamiento  $\delta$  y el rumbo  $\phi$  (o acimut). Observamos que, en superficie, la resonancia se traduce en un movimiento fuertemente polarizado que tiende a ser lineal, de buzamiento horizontal y con un rumbo que varía mucho en función del tiempo. Con la profundidad, el valor de la elipticidad de la polarización tiende a aumentar con valores entre 0.2 y 0.7 y el buzamiento se vuelve más complicado. Los valores de acimut son bastante estables: la resonancia afecta la polarización del movimiento sísmico pero no su dirección de propagación. El cambio en el buzamiento y en la elipticidad es un efecto de la amplificación del movimiento horizontal en superficie debido a la capa de arcilla. Los resultados muestran que la resonancia se limita principalmente a la superficie. Las grandes variaciones de polarización, buzamiento y acimut observadas en superficie y profundidad se explican probablemente por la complejidad del campo de ondas presente en la capa de arcilla, mezcla de ondas de características distintas.

Debajo de la capa de arcilla, a 102 metros de profundidad (estación RMC2, figura 4.35), el comportamiento es similar con un buzamiento de polarización máxima que varía entre  $0^\circ$  (horizontal) y  $90^\circ$  (vertical), una elipticidad de 0.3 a 0.8 y un rumbo que varía desde  $0^\circ$  (movimiento radial) hasta  $90^\circ$  (movimiento transversal). El grado de polarización  $P_s$  presenta valores relativamente bajos en relación con los de los registros obtenidos en la capa de arcilla (figura 4.34) lo que implica que la señal no está completamente polarizada, es decir que existen importantes componentes secundarios de polarización. Entre 25 y 60 segundos, observamos una polarización horizontal y radial con una elipticidad importante en la que domina el componente radial del movimiento sísmico. Entre 60 y 90 segundos, el valor de elipticidad disminuye, la polarización máxima es vertical con un acimut del orden de  $60^\circ$ . Ninguno de los tres componentes domina el movimiento total lo que explica que no sea posible separar los distintos tipos de ondas presentes en los registros. Entre 100 y 120 segundos, la polarización se vuelve lineal con un acimut transversal a la dirección epicentral y un buzamiento horizontal, características que corresponden a una onda de Love. Las combinaciones elipticidad-buzamiento-acimut no permiten determinar con certeza el tipo de ondas presentes en los registros pero indican probablemente una interacción entre distintas ondas de superficie. La polarización observada debajo de la capa de arcilla no parece ser más sencilla que en superficie lo que implica un campo de ondas incidente complejo con llegadas simultáneas y mezclas de modos de propagación.

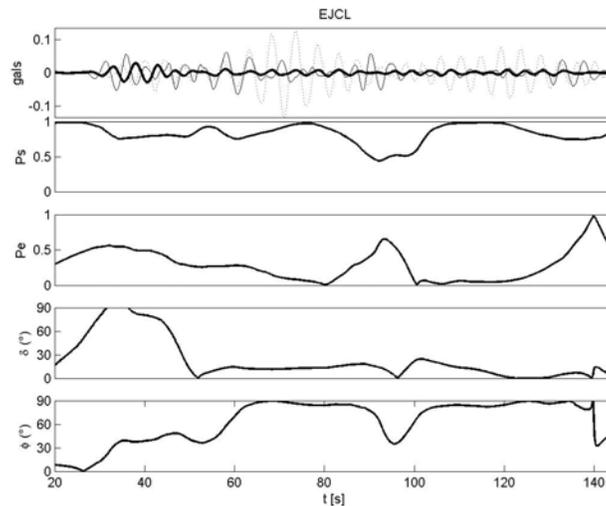


**Figura 4-34:** resultados del estudio de polarización alrededor de 2.36 s para las estaciones del edificio Jalapa en superficie (EJCL), a 20 metros (EJP1) y a 45 metros (EJP2). La gráfica se divide en cinco cuadros: el primero muestra los tres componentes filtrados superpuestos (línea continua gruesa=vertical, línea punteada=transversal, línea continua fina=radial), el segundo representa el valor de polarización, el tercero el valor de polarización elíptica, el cuarto el buzamiento y el último el rumbo.



**Figura 4-35: resultados del estudio de polarización alrededor de 2.36 s para la estación RMC2 ubicada a 102 metros debajo de la estación de superficie RMCS.**

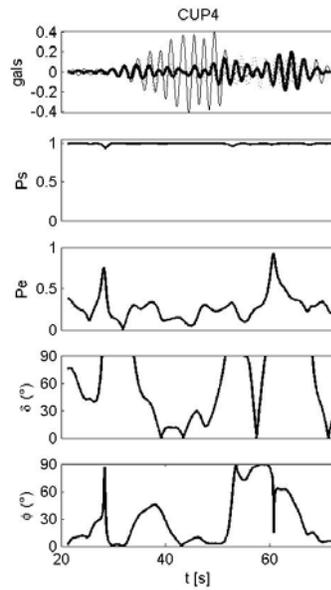
A periodos superiores al periodo de resonancia del sitio, la situación se vuelve más sencilla con comportamientos similares en superficie y en pozo. Estudiamos en particular lo que pasa a periodos superiores a 5 segundos (figura 4.36). En ese periodo, observamos previamente ondas de superficie difíciles de interpretar (modos superiores o ondas difractadas) debido a la contradicción aparente entre las características de velocidad y tiempos de arribo de los pulsos observados y el patrón de propagación esperado a partir del modelo estructural de Valdés *et al.* (1986). Entre 30 y 50 segundos, observamos una polarización con un valor de elipticidad de 0.5, un buzamiento de  $90^\circ$  (polarización vertical) y un rumbo que varía entre  $0^\circ$  y  $50^\circ$ : esto indica una onda de Rayleigh. A partir de 60 segundos, observamos una polarización casi lineal, horizontal y transversal lo que implica que el movimiento esté dominado por ondas de Love. Observamos entonces que las ondas de Rayleigh dominan la primera parte de los registros mientras que la segunda parte de los mismos, responsable de la larga duración del movimiento sísmico para estos periodos, está dominada por ondas de Love. Esto confirma las observaciones de las formas de los registros a periodos largos con la presencia de una onda de Love tardía en los registros (figura 4.9).



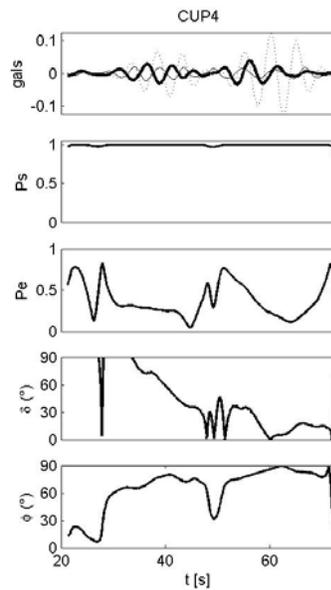
**Figura 4-36: resultados del estudio de polarización alrededor de 5.05 s para la estación de campo libre EJCL.**

#### 4.5.1.c Resultados en la zona de lomas (estación CUP4)

El estudio de la polarización en la estación CUP4, ubicada en la zona de lomas permite comparar el campo de ondas incidente a la cuenca de México y el campo de ondas registrado debajo de la capa de arcilla en la zona de lago. Podemos observar en las figuras 4.37 y 4.38 que el grado de polarización  $P_s$  es muy alto (cerca de 1) para todas las frecuencias estudiadas, lo que corresponde a una señal completamente polarizada. Esto implica un campo de ondas más sencillo que en la Colonia Roma. Podemos estudiar en particular el campo de ondas incidente en la estación CUP4 a 2.36 segundos de periodo (figura 4.37). El campo de ondas es sencillo con una predominancia de ondas de superficie de Rayleigh (buzamiento vertical, acimut radial) en principio de registro (antes de 30 segundos) como lo encontramos en la primera parte de los registros de la zona de lago. Posteriormente, observamos, en la parte más energética de la traza entre 30 y 50 segundos, un buzamiento horizontal y un acimut radial, combinación que implica que el componente radial domina el movimiento sísmico y que interpretamos como ondas de Rayleigh contaminadas por ondas de Love. El final de la traza (después de 50 segundos) se caracteriza por una polarización elíptica, un buzamiento variable entre  $40^\circ$  y  $90^\circ$  y un rumbo casi transversal. Esto indica una mezcla de ondas en la que dominan ondas de Love. Para periodos superiores a 5 segundos (figura 4.38), el comportamiento es similar: obtenemos un buzamiento vertical (indicativo de ondas Rayleigh) para tiempos inferiores a 40 segundos y una combinación buzamiento horizontal-acimut transversal (indicativo de ondas de Love) para tiempos superiores a 50 segundos. La primera parte del campo de ondas está compuesto de una mezcla de ondas de superficie dominada por ondas de Rayleigh mientras que la segunda parte de los registros está dominada por ondas de Love.



**Figura 4-37:** resultados del estudio de polarización alrededor de 2.36 s para la estación de campo libre CUP4 en zona de lomas.



**Figura 4-38:** resultados del estudio de polarización alrededor de 5.05 s para la estación de campo libre CUP4 en zona de lomas.

## 4.6

## **CONCLUSIONES ACERCA DEL SISMO DE COYUCA**

El análisis de este primer sismo registrado por el arreglo de pequeña apertura de la colonia Roma resulta muy fructuoso a pesar de la dificultad de procesamiento de los datos debido a la mala distribución espacial de los registros disponibles y a poca duración de ciertos registros. El primer punto importante es el cambio de patrón de propagación observable a 2.5 segundos de periodo, el periodo de resonancia del sitio. A periodos cortos, inferiores a 2.5 s, el campo de ondas resulta muy complejo con velocidades de fase entre 100 m/s y 1300 m/s, y direcciones de propagación múltiples con dos direcciones preferenciales: al sureste entre 100 y 180° y al norte entre 300 y 350°. La polarización máxima es elíptica con buzamientos y acimutes variables y el vector propagación incluye una componente vertical importante, índice del contraste de impedancia entre la arcilla blanda superficial y las capas duras más profundas del valle de México. La dispersión de los valores de velocidad de fase y la variabilidad de las características de la polarización sugiere que estamos en presencia de una mezcla de ondas de características distintas con longitudes de onda que varían de unos cientos de metros (lo que corresponde a ondas guiadas por la capa superficial de arcilla) a más de un kilómetro, lo que corresponde a ondas guiadas por la estructura profunda de la cuenca. La polarización elíptica del campo de ondas dominante indica que las ondas de superficie dominan el movimiento. Esto implica probablemente la presencia de modos superiores de propagación para explicar las velocidades de fase altas (hasta 1300 m/s) encontradas a estos periodos.

Entre 2.5 s y 4 s, observamos una focalización de la dirección de propagación alrededor de la dirección epicentro-arreglo con un aumento importante de los valores de velocidad de fase, que alcanzan 2000 m/s. Para estos periodos, se observan arribos lentos con velocidades del orden de 300 m/s. Discutimos la existencia de tales ondas y los resultados obtenidos sugieren que existen efectivamente pulsos lentos generados localmente, generalmente en segunda parte de los registros, pero su dirección de propagación no pudo ser determinado con certeza debido a la mala cobertura en tiempo y en espacio de los registros disponibles y a los cambios de forma de onda observados para estos pulsos particulares. Las características de estos pulsos deberán ser confirmadas. El estudio de polarización sugiere una mezcla de ondas de Rayleigh y Love a lo largo de los registros con ondas de Love dominantes en fin de traza.

A periodos mayores a 4 s, estamos en la parte más sencilla de los registros, con una propagación horizontal, en la dirección epicentro-arreglo. Los valores de velocidad de fase se estabilizan entre 300 y 2000 m/s. Las velocidades lentas corresponden en mayoría a las partes menos energéticas de las trazas y se explican probablemente por artefactos de los métodos de análisis. El análisis visual de las formas de onda indica la presencia de ondas generadas entre el epicentro y la Ciudad de México como lo demostraron Chávez-García y Salazar (2002) en la zona de lago y Barker *et al.* (1996) en la zona de lomas. La zona responsable de estas difracciones es probablemente la frontera sur del Eje Volcánico Transmexicano (Cárdenas y Chávez-García, 2003).

Con este primer sismo, aparecen características de propagación interesantes. A periodos cortos, inferiores a 2.5 s, la propagación está dominada por el efecto de resonancia de la capa de arcilla blanda. El campo de ondas se compone en su mayoría de ondas de superficie atrapadas en la capa de arcilla. Estas ondas provienen de zonas de difracciones aún difíciles de localizar con precisión pero que parecen ubicadas al sureste y al norte de la cuenca. En

contraste, a periodos superiores a 2.5 s, el campo de ondas se compone de una sucesión de trenes de ondas de superficie guiadas por la estructura profunda de la cuenca (las longitudes de onda en juego son del orden de varios kilómetros) y provenientes de una dirección cercana a la dirección epicentral.

## **5 ANÁLISIS DEL SISMO DEL 22 DE ENERO DE 2003**

El análisis del sismo de Coyuca, Guerrero, nos permitió determinar características importantes del campo de ondas registrado en la zona de lago de la Ciudad de México, tanto a periodos inferiores al periodo de resonancia para los cuales domina el efecto debido a la capa de arcilla blanda superficial como a periodos largos dominados por el campo de ondas incidente al valle de México. Con el análisis de los datos del sismo de Colima del 22/01/2003, esperamos validar los resultados obtenidos en el capítulo anterior y estimar como el acimut y la distancia al epicentro influyen en las características del movimiento sísmico fuerte observado en la zona lacustre de la ciudad.

Los registros del sismo de Colima se caracterizan por una mejor cobertura espacial y registros de mayor duración, lo que permite evitar los problemas de aliasing espacial y da una mejor resolución en la parte final de los registros, responsable de la larga duración del movimiento fuerte en la zona de lago. El procesamiento de los datos se realizó de la misma manera que para el sismo de Coyuca.

### **5.1 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DE SUPERFICIE**

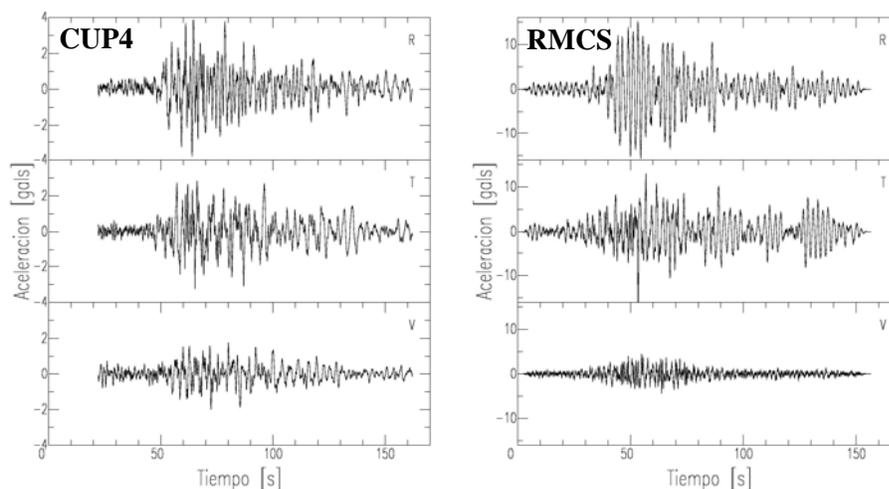
#### ***5.1.1 Caracterización de los efectos de sitio***

El análisis de las trazas registradas durante el sismo de Colima (figura 5.1) muestra una gran diferencia de amplitud entre los componentes horizontales y el componente vertical. El valor máximo alcanza 27.9 gales para el componente radial (estación Camellón Álvaro Obregón Centro, CAOO), 23.7 gales para el componente transversal (estación Clínica Londres, CLON) y apenas 6.48 gales para el vertical (estación Roma A, RMAS). Como comparación, para la estación CUP4 ubicada en la zona firme, se registraron aceleraciones máximas de 3.88 gales en el componente radial, -3.20 gales en el transversal y -2.00 gales en el vertical. El movimiento sísmico registrado en la zona de lago fue dominado por un movimiento horizontal y presenta una amplificación importante en relación con la zona de lomas.

Otro punto interesante es la presencia de arribos tardíos de energía. En la figura 5.1, donde están graficadas las trazas registradas en la estación Roma C, podemos notar arribos tardíos energéticos después de 120 segundos en el componente transversal. Estos arribos están presentes en todas las estaciones, únicamente en el componente transversal.

Para caracterizar los efectos de sitio en el dominio de las frecuencias, estudiamos en primer lugar los cocientes espectrales entre las estaciones de superficie y la estación de pozo a 102 metros, debajo de la capa de arcilla (figura 5.2). Los componentes horizontales presentan picos de amplificación muy grandes a 0.49 Hz para el componente radial (con un factor de amplificación entre 17.8, para JPSK, y 38.6, para CAOT) y entre 0.47 y 0.51 Hz para el componente transversal (con amplitud entre 12.5, para JPSK, y 40.4, para RMCS). También en el componente vertical aparece una pequeña amplificación del movimiento entre 0.5 y 0.52 Hz con un factor de amplificación entre 1.6 (EJCL y PCJR) y 4.2 (PRJS y CLON). Esta amplificación es mucho más pequeña que la

observada para los componentes horizontales (hay un factor 10 entre la amplificación observada en los componentes horizontales y la observada en el componente vertical para una misma estación) y afecta solo ciertas estaciones. Por ello, podemos considerar como válida la hipótesis subyacente al cálculo de cocientes H/V para caracterizar los efectos de sitio. En los cocientes de la figura 5.2, se observa muy bien la amplificación 1D que afecta al movimiento sísmico en la capa de arcilla blanda. Esta amplificación es similar tanto en amplitud como en frecuencia para todas las estaciones del arreglo. El fenómeno de amplificación no está perturbado por heterogeneidades de pequeña escala o efectos muy locales como interacción suelo-estructura. El cociente espectral calculado a partir del registro obtenido en la estación CUP4 (zona de lomas) no muestra esta amplificación, lo que demuestra que se debe únicamente a un efecto local debido a la presencia de la capa de arcilla blanda.



**Figura 5-1: registros del sismo de Colima del 22 de enero del 2003 para las estaciones de superficie CUP4 (zona firme) a la izquierda y RMCS (zona de lago) a la derecha. R, T y V indican los componentes radial, transversal y vertical respectivamente. Las escalas verticales son distintas para las dos estaciones.**

La figura 5.2 muestra la fuerte influencia de la capa de arcilla sobre la amplificación del movimiento sísmico pero ilustra solo el efecto de resonancia 1D de la capa. Sabemos que pueden existir otros efectos de sitio, originados por irregularidades en 2D o 3D, como por ejemplo ondas de superficie generadas en las orillas de la cuenca como se observó en Grenoble, Francia (Cornou, 2003) o en la cuenca de Osaka (Hatayama *et al.*, 1995). Para investigar esta posibilidad, calculamos los espectros H/V de las estaciones en superficie de la colonia Roma y los presentamos en la figura 5.3. Estos cocientes son mucho más homogéneos que para el sismo de Coyuca, debido a la mejor calidad de los datos. Presentan un pico dominante entre 0.42 y 0.48 Hz (entre 2 y 2.35 s de periodo), correspondiente al pico de resonancia 1D observado en los cocientes espectrales precedentes. La amplitud de los cocientes varía mucho en función de la estación elegida, entre 38.2 para la estación PCJR y 11.2 para la estación PRJS. Estas diferencias provienen de la pequeña amplificación registrada en el componente vertical para ciertas estaciones. De la misma manera que para el sismo de Coyuca, el cociente H/V presenta un pico secundario de factor 11 alrededor de 4.7 segundos de periodo. Este pico está también presente en la estación de zona firme, CUP4, con una amplitud menor (del orden de 4 a 5). Este pico es mucho más homogéneo que el pico principal a 2 segundos y llega a superarlo para ciertas estaciones como CAOE o JPSK. Si calculamos este espectro para cada

componente horizontal, vemos que la amplitud de este pico varía en función de la dirección arreglo-epicentro considerada y presenta un máximo para una dirección transversal al backazimuth epicentral como lo muestra la figura 5.4. Este pico podría corresponder a un fenómeno a escala de la cuenca ya que afecta tanto las estaciones de la zona de lago como la estación CUP4 ubicada en zona de lomas. Parece traducir un efecto direccional que podría explicarse por un efecto de fuente (por ejemplo el patrón de radiación) o por un efecto de trayecto entre la fuente y el arreglo, que amplificaría el componente transversal en el campo de ondas alrededor de 5 segundos de periodo.

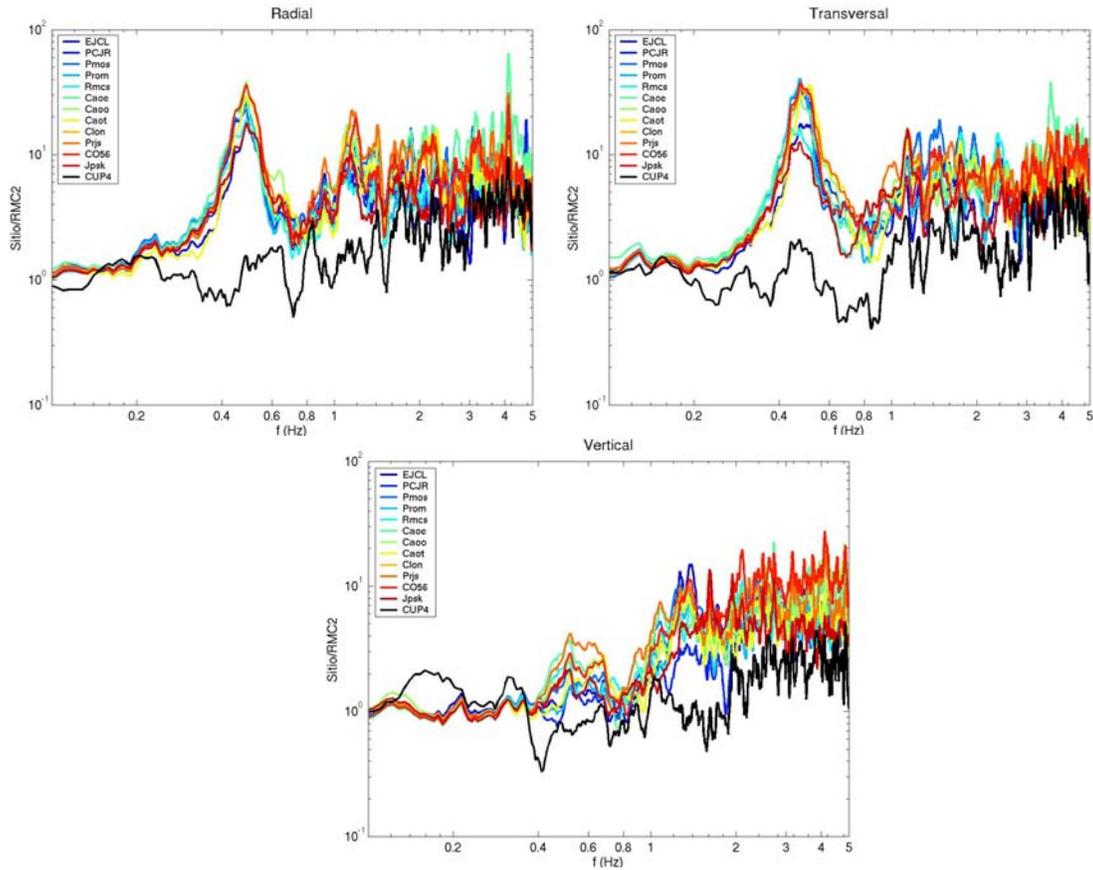


Figura 5-2: cocientes espectrales entre las estaciones de superficie de la colonia Roma Norte y la estación de pozo RMC2 para los tres componentes.

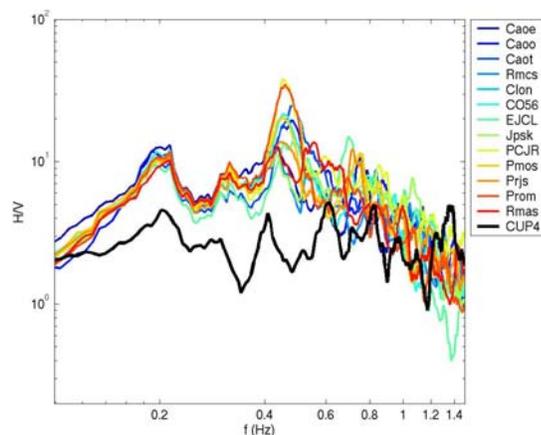
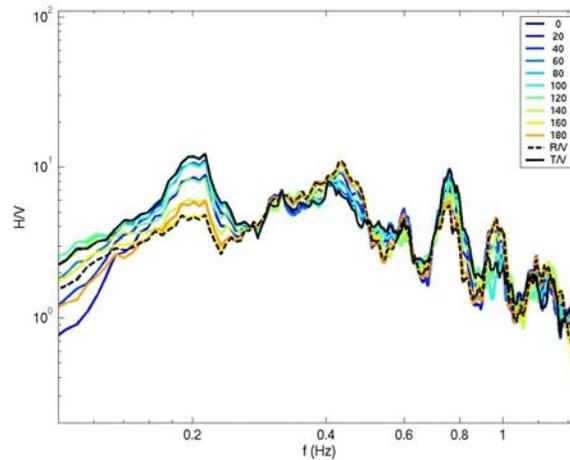


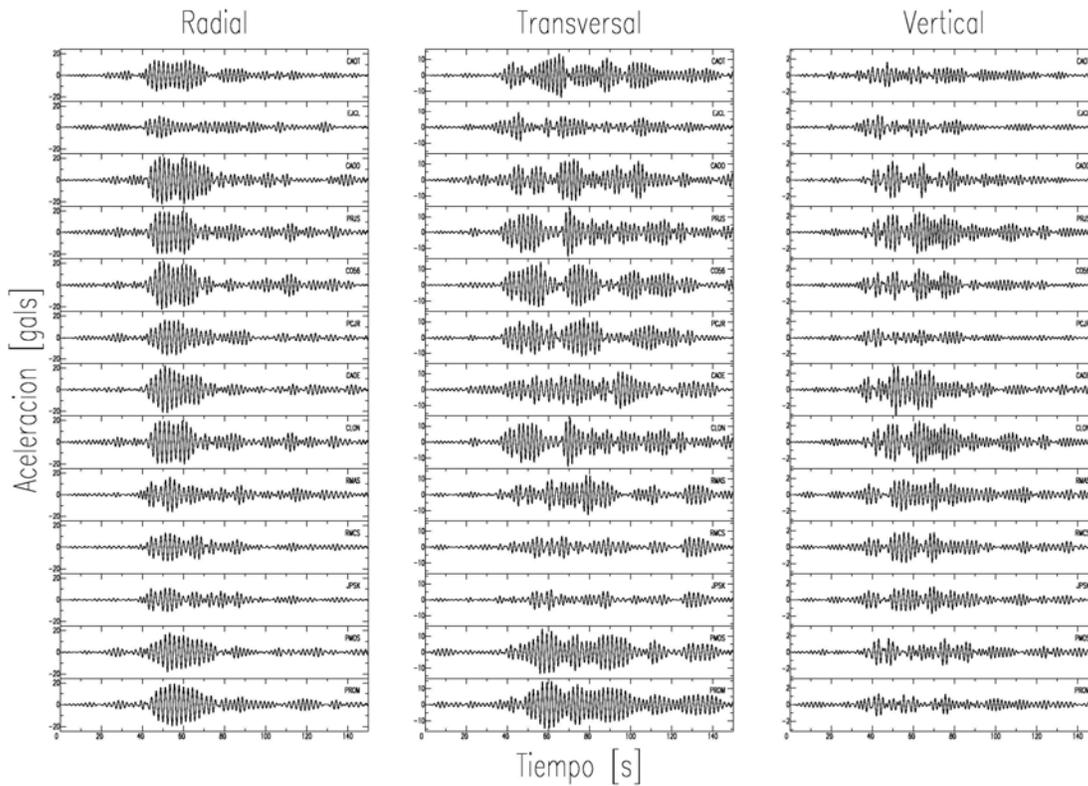
Figura 5-3: cocientes espectrales H/V para las estaciones de superficie de la Colonia Roma.



**Figura 5-4: cociente espectral H/V obtenido para la estación CAOE de la colonia Roma (zona de lago) a partir de un solo componente horizontal para distintos ángulos de rotación indicados a la derecha de la figura. Las líneas negras corresponden a los cocientes espectrales R/V y T/V.**

### 5.1.2 Forma de onda en la superficie libre

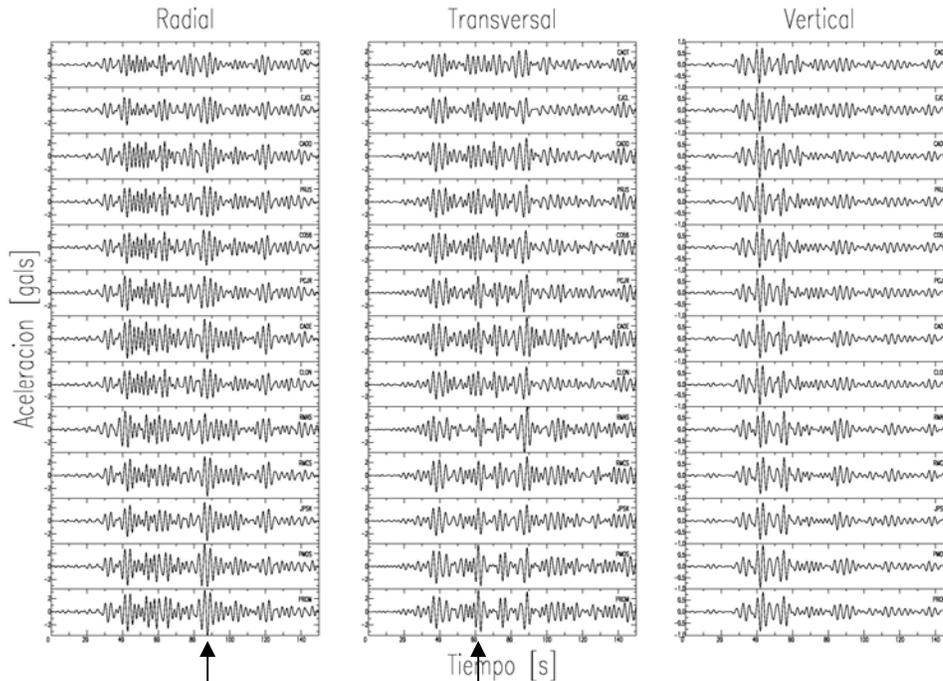
El estudio visual de las formas de onda en función del periodo permite una vez más destacar al cambio importante de patrón de propagación antes y después del periodo de resonancia del sitio. Para periodos cortos, inferiores a 2.5 segundos (figura 5.5), observamos poca coherencia espacial entre las trazas con amplitudes y formas de onda distintas incluso para estaciones tan cercanas como CLON y RMAS (separadas por 179 m). Es interesante notar que el componente radial presenta un paquete de energía corto pero importante, con amplitudes que alcanzan 22 gales entre 40 y 80 s para la frecuencia presentada. El componente transversal a su vez presenta una sucesión de paquetes de energía más pequeños (amplitud de hasta 13 gales) pero con arribos tardíos hasta más de 100 segundos en tiempo para la estación PROM por ejemplo. El componente vertical presenta amplitudes mucho menores (de hasta 3.1 gales) con formas de onda y amplitudes mucho más homogéneas. Podemos notar también la semejanza que existe entre los registros de ciertas estaciones como las tres estaciones del jardín Pushkín (JPSK, RMAS, RMCS) con amplitudes horizontales menores a las amplitudes observadas en las otras estaciones y registros verticales muy similares. Otros ejemplos son las estaciones del norte del arreglo (PMOS y PROM), cuyas trazas se asemejan mucho, y las estaciones PRJS, CO56, CAOE y CLON en el centro del arreglo. Estas indicaciones son cualitativas y podrían indicar la presencia de efectos muy locales generados por estructuras de poca profundidad y por interacciones sitio-ciudad muy puntuales (Chávez-García y Cárdenas-Soto, 2002). En efecto, el jardín Pushkín presenta un gran espacio libre de edificios así como la Plaza Morelia en el Norte a diferencia de los otros sitios ubicados en zonas con callejones estrechos y calles de mucho tráfico.



**Figura 5-5: trazas filtradas alrededor de 1.95 segundos para las estaciones de superficie y los tres componentes registrados durante el sismo de Colima del 22 de enero del 2003. Las escalas verticales son distintas para cada componente.**

A periodos más largos (figuras 5.6 y 5.7), la semejanza tanto en forma como en amplitud entre estaciones es evidente debido a la presencia de ondas con longitudes de onda largas (de varios kilómetros). Observamos, entre 2.5 y 4 segundos de periodo, amplitudes similares para ambos componentes horizontales. El componente vertical es muy sencillo con pocos arribos energéticos concentrados al inicio de la traza mientras que, para los componentes horizontales, los registros presentan una sucesión rápida de trenes de onda que alargan la duración del movimiento fuerte. Se notan arribos tardíos de energía en ambos componentes horizontales entre 80 y 90 segundos. Para las estaciones del norte del arreglo (PMOS, PROM) en el componente radial y para las estaciones del este del arreglo (RMA, CAOE) en el componente transversal, esos arribos tienen amplitud mayor que la de las primeras llegadas. En las figuras 5.5 a 5.7, las estaciones están ordenadas por su posición relativa al epicentro (CAOT es la estación más cercana al epicentro, mientras que la estación PROM es la más lejana) lo que significa que las llegadas indicadas con flechas negras en la figura 5.6, como el arribo tardío presente en el componente radial, no provienen del epicentro sino de una dirección norte. Es interesante notar que estas ondas sufren un fuerte cambio de forma entre las estaciones lo que dificultará la estimación de sus parámetros en los análisis posteriores. La onda indicada en el componente transversal por ejemplo aparece de manera clara solo entre las estaciones del jardín Pushkín al este del arreglo y de la plaza Morelia al norte.

Los cocientes espectrales H/V mostraron la presencia de un pico de amplificación alrededor de 5 segundos. La graficación de las trazas alrededor de este periodo (figura 5.7) confirma esta amplificación con un componente transversal de mayor amplitud que los otros componentes. Observamos un tren de ondas de larga duración, casi monocromático entre 70 y 100 segundos en tiempo. El método  $f-k$  permitirá caracterizar esta onda y definir su dirección de propagación y su velocidad.

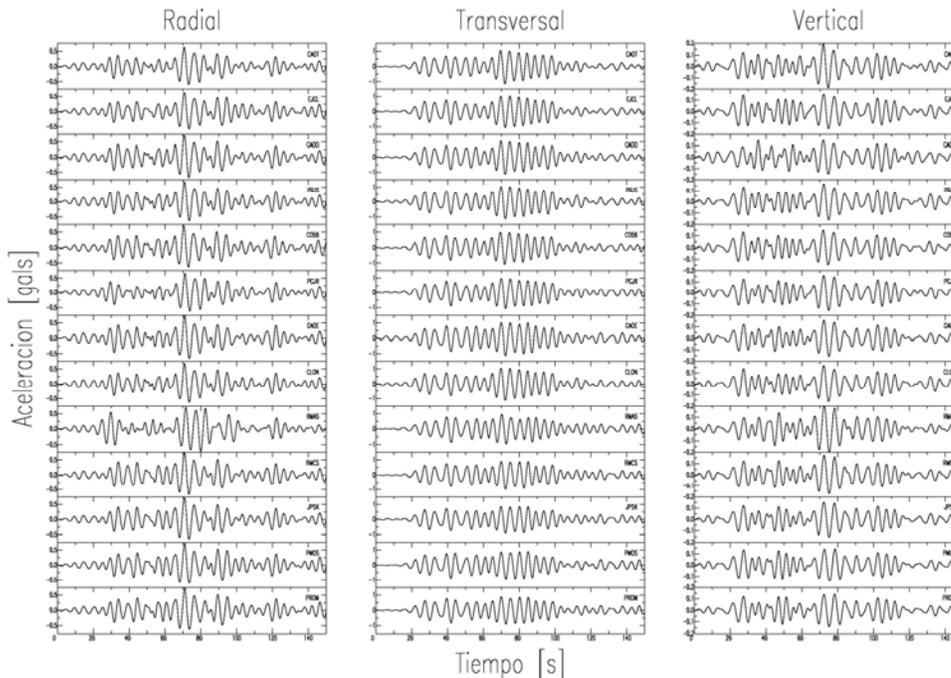


**Figura 5-6: trazas filtradas alrededor de 3.45 segundos para las estaciones de superficie y los tres componentes registrados durante el sismo de Colima del 22 de enero del 2003. Las escalas verticales son distintas para cada componente. Las flechas negras indican arribos provenientes de direcciones de propagación distintas de la dirección epicentral.**

Otro punto interesante a estudiar es la evolución de la forma de onda en función de la frecuencia para una misma estación. Ilustramos nuestras palabras con el ejemplo de los registros de una de las estaciones del Camellón Álvaro Obregón (CAOE). Para el componente vertical (figura 5.8), la forma de onda a periodos cortos parece bastante sencilla con una sucesión clara de trenes de onda impulsivos que llegan a formar paquetes de energía de más larga duración (hasta 15 segundos) alrededor del periodo de resonancia (indicados por un cuadro negro). Para los periodos entre 4 y 5 segundos, observamos un fenómeno interesante de oscilación casi monocromática entre 30 y 65 segundos en tiempo (cuadro discontinuo) que desaparece a periodos superiores para dejar dos pulsos dominantes (líneas punteadas) a 28 y 75 segundos. Es importante notar que la parte más energética del movimiento se limita a los primeros 80 segundos de los registros para todas las frecuencias estudiadas.

Para el componente radial y los periodos inferiores a 3 segundos, vemos que la mayor parte del movimiento se concentra entre 40 y 70 segundos como lo indica el cuadro negro de línea continua de la figura 5.9. El movimiento está formado por un largo tren de onda muy energético con amplitudes superiores a 20 gales alrededor del periodo de resonancia del sitio. Este tren de onda domina la totalidad del registro. Entre 3 y 5 segundos de

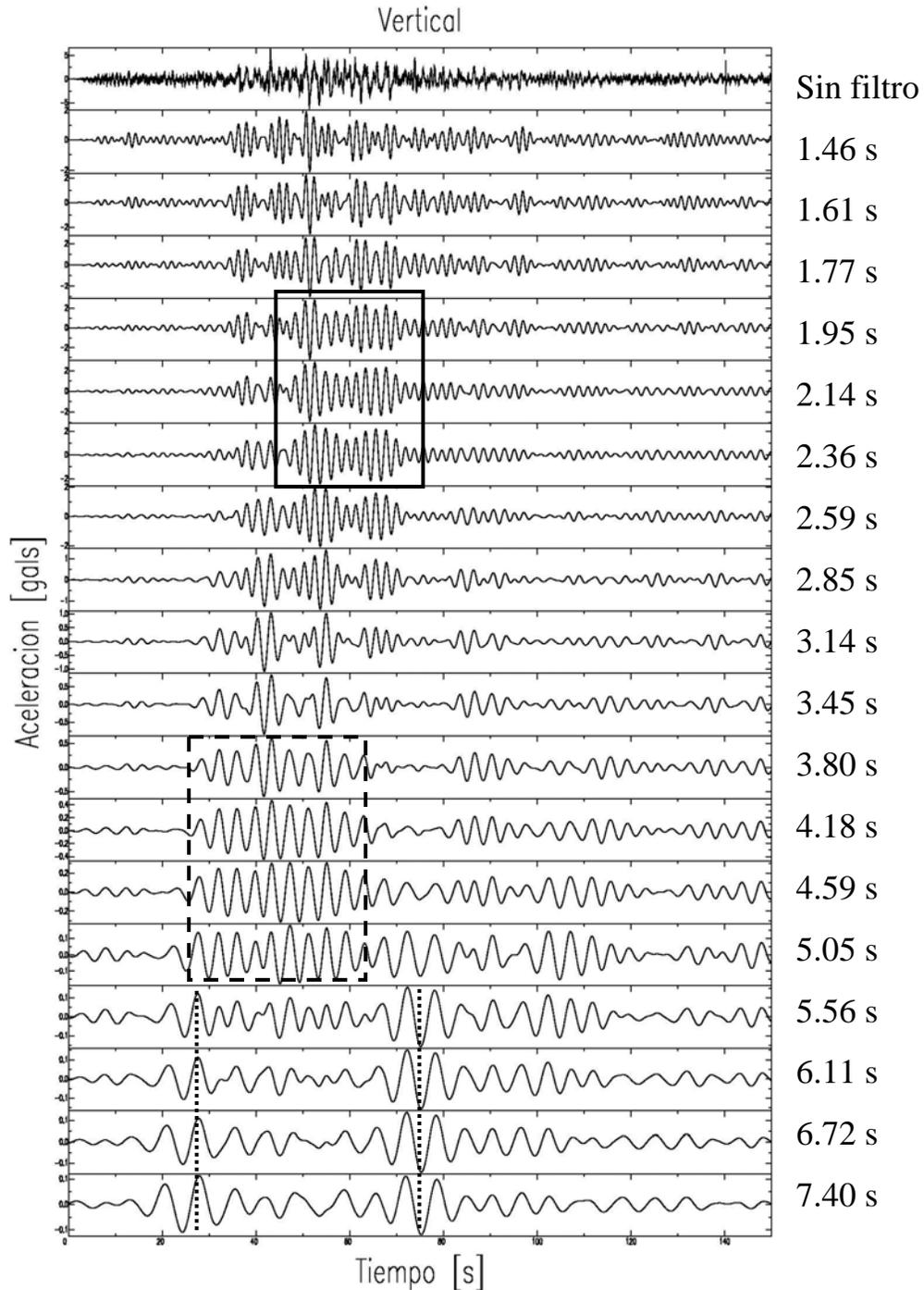
periodo, el patrón de propagación es desordenado con una sucesión de pulsos cortos indicados por líneas discontinuas que se suceden para formar una excitación casi continua del suelo. En periodos superiores a 5 segundos, el movimiento se simplifica y está dominado por un pulso indicado por una línea punteada a 70 segundos y correspondiente a uno de los picos principales del componente vertical (o sea probablemente al modo fundamental de Rayleigh) con llegadas secundarias (líneas discontinuas) que se pueden observar a periodos más cortos, al inicio (32 s) y al final de la traza (120 s). De la misma manera que para el componente vertical, la mayor parte de la energía está concentrada en tiempos inferiores a 80 segundos.



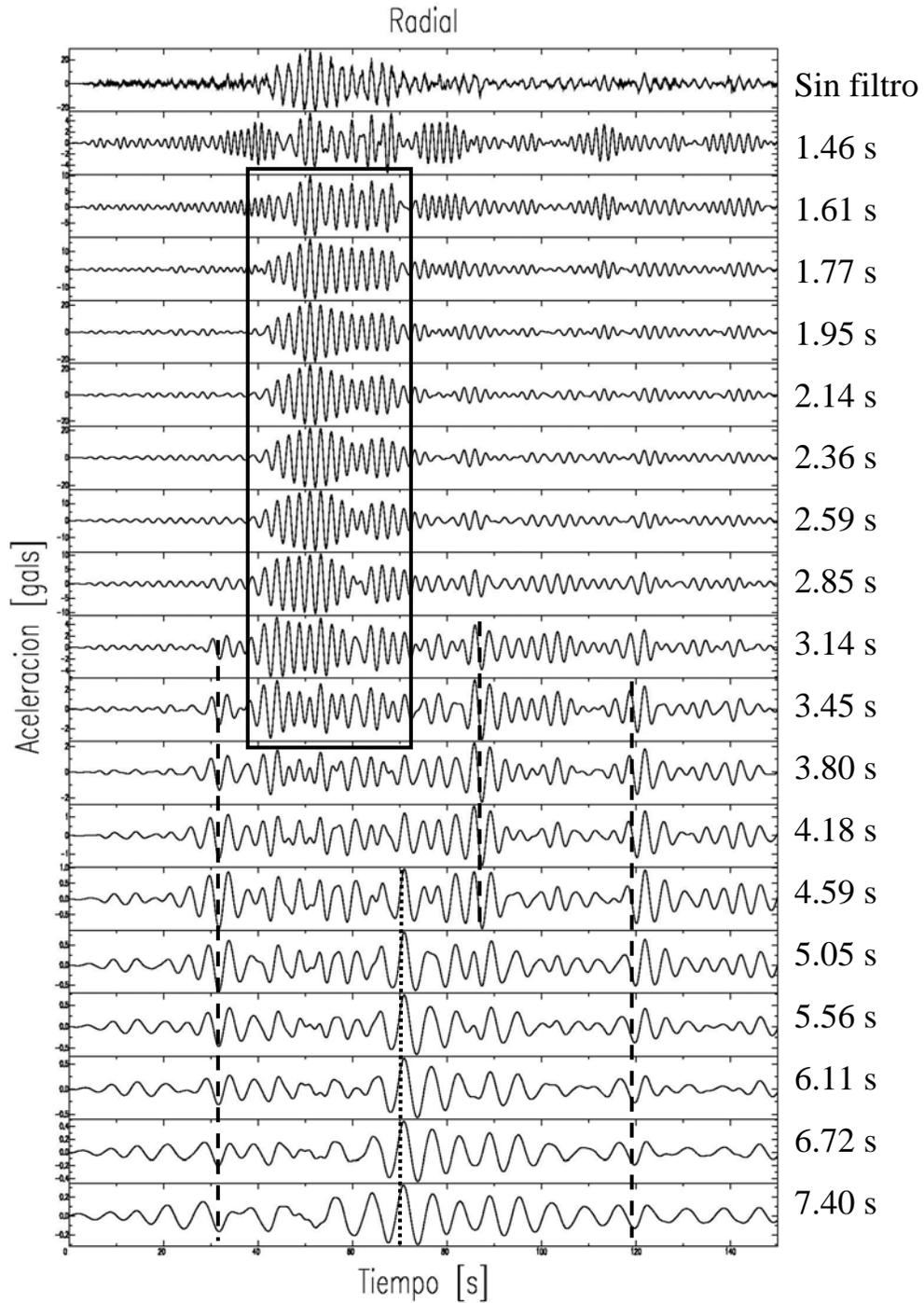
**Figura 5-7: trazas filtradas alrededor de 5.05 segundos para las estaciones de superficie y los tres componentes registrados durante el sismo de Colima del 22 de enero del 2003. Las escalas verticales son distintas para cada componente.**

Para el componente transversal (figura 5.10), la duración del movimiento es mucho más larga, con paquetes de energía hasta 130 segundos en periodos cortos. Esto implica que la parte final del movimiento sísmico en la zona del lago para este sismo está dominada por el componente transversal, o sea por la propagación de ondas de Love si consideramos que el campo de ondas dominante proviene del epicentro. Para los periodos cortos, inferiores a 3 segundos, las trazas filtradas presentan rasgos muy complejos con la interacción de distintas llegadas que llegan a formar trenes muy largos de hasta 30 segundos de duración (cuadro negro) y llegadas tardías muy energéticas a 90 segundos y 125 segundos de tiempo. Entre 3 y 5 segundos de periodo, el campo de ondas parece simplificarse y los distintos pulsos se separan (líneas discontinuas). A 5 segundos de periodo aparece de nuevo una oscilación de larga duración entre 50 y 100 segundos correspondiente probablemente a la amplificación observada en el cociente espectral T/V (cuadro delimitado por una línea discontinua). Después de 6 segundos de periodo, aparecen dos pulsos dominantes alrededor de 35 y 72 segundos (líneas punteadas). El primer pulso a 35 segundos llega antes del pulso energético visible al mismo periodo en los componentes vertical y radial lo que podría indicar que estamos en

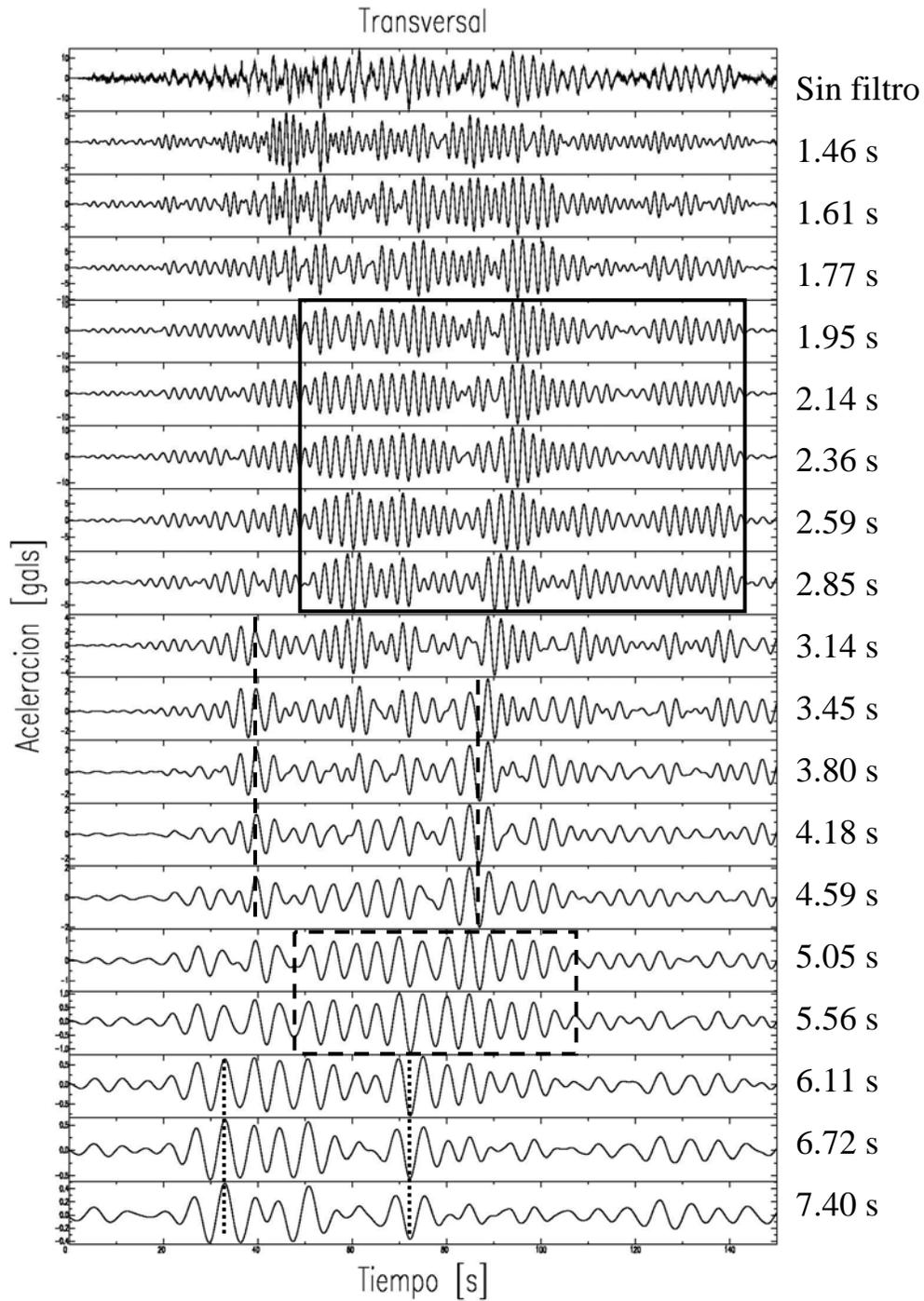
presencia del modo fundamental de Love, más rápido que el modo fundamental de Rayleigh como lo indica el modelo estructural de Campillo *et al.* (1996). El segundo pulso podría corresponder a una onda generada entre el epicentro y la cuenca de México, posiblemente en la frontera sur del Eje Volcánico Transmexicano (Chávez-García y Salazar, 2002).



**Figura 5-8:** la traza superior muestra el componente vertical del acelerógrama registrado en la estación CAO E para el evento del 22 de enero del 2003. Las trazas sucesivas muestran el acelerógrama filtrado alrededor de los periodos indicados a la derecha de cada traza. Las distintas líneas hacen referencia a observaciones descritas en el texto.



**Figura 5-9:** la traza superior muestra el componente radial del acelerógrafo registrado en la estación CAO E para el evento del 22 de enero del 2003. Las trazas sucesivas muestran el acelerógrafo filtrado alrededor de los periodos indicados a la derecha de cada traza. Las distintas líneas hacen referencia a observaciones descritas en el texto.

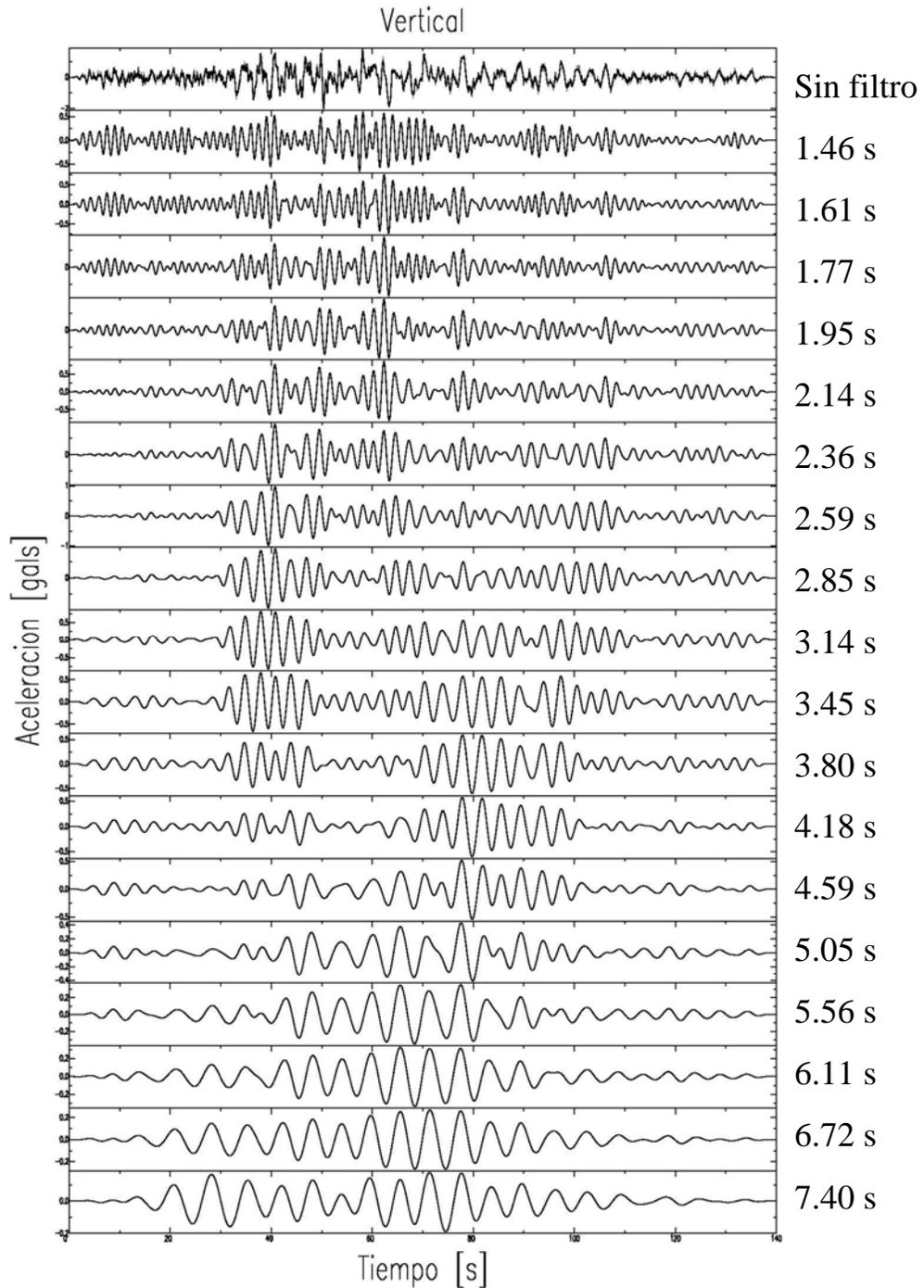


**Figura 5-10:** la traza superior muestra el componente transversal del acelerógrafo registrado en la estación CAO E para el evento del 22 de enero del 2003. Las trazas sucesivas muestran el acelerógrafo filtrado alrededor de los periodos indicados a la derecha de cada traza. Las distintas líneas hacen referencia a observaciones descritas en el texto.

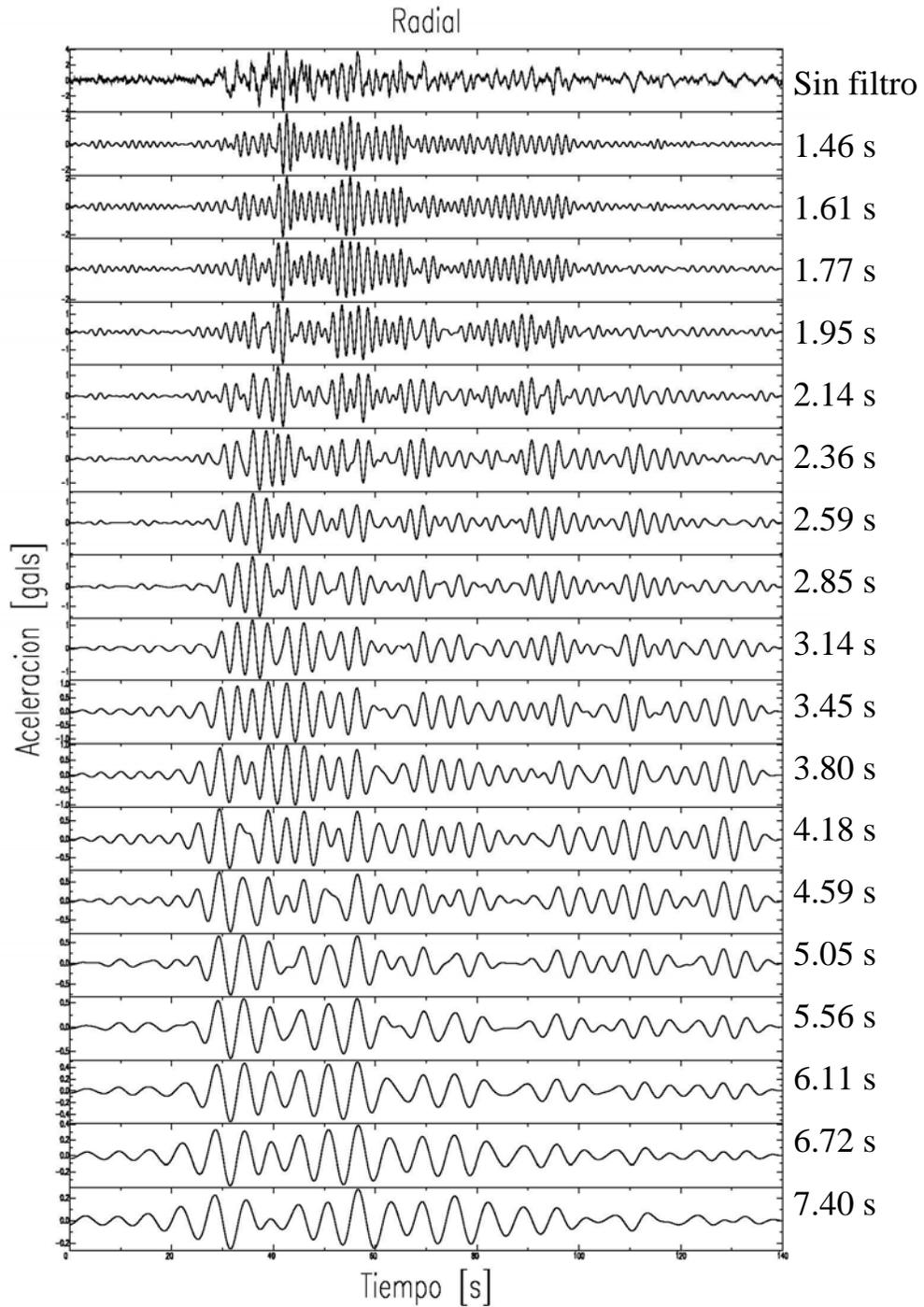
Podemos comparar estas observaciones con los registros de la estación de zona firme, CUP4, para tener indicaciones sobre el campo incidente a la zona de lago (figuras 5.11 a 5.13). Los registros de CUP4 presentan características diferentes de los que se observan en la zona de lago con arribos bien separados (estamos a 600 km de la fuente para este sismo) y la ausencia de superposición de ondas que provoca la gran duración de los registros en la zona de lago. Como lo mostraron los cocientes espectrales calculados previamente, la amplitud del movimiento sísmico es bastante estable en función del periodo. La gran amplificación del movimiento sísmico en la zona de lago es un efecto local debido a la presencia de la capa de arcilla blanda. En contraste, la duración del movimiento sísmico sí es importante tanto en zona de lago, como lo hemos observado anteriormente, que en zona de lomas, con llegadas tardías de energía comparables a las llegadas más energéticas de las trazas. Esto es particularmente visible en el componente transversal (figura 5.13) con una llegada a 120 segundos entre 2.5 y 5 segundos de periodo. Esto implica que la duración del movimiento sísmico fuerte en la zona lacustre se debería en parte a la composición del campo de ondas incidente y no solo a un efecto local.

En periodos largos, observamos cierta semejanza entre los registros de la zona firme y los de la zona de lago debido a la longitud de las ondas observadas (del orden de varios kilómetros). De hecho, observamos dos arribos para el componente vertical (entre 20 y 40 segundos y a 70 segundos) como en la zona de lago. El componente radial presenta dos llegadas a 30 y 60 segundos, de amplitud comparable a los arribos de la zona lacustre (el primer arribo es más marcado que en los registros de la Colonia Roma) y el componente transversal presenta una sola llegada energética entre 45 y 55 segundos. El segundo arribo energético presente en la zona de lago no es visible en el registro de esta estación.

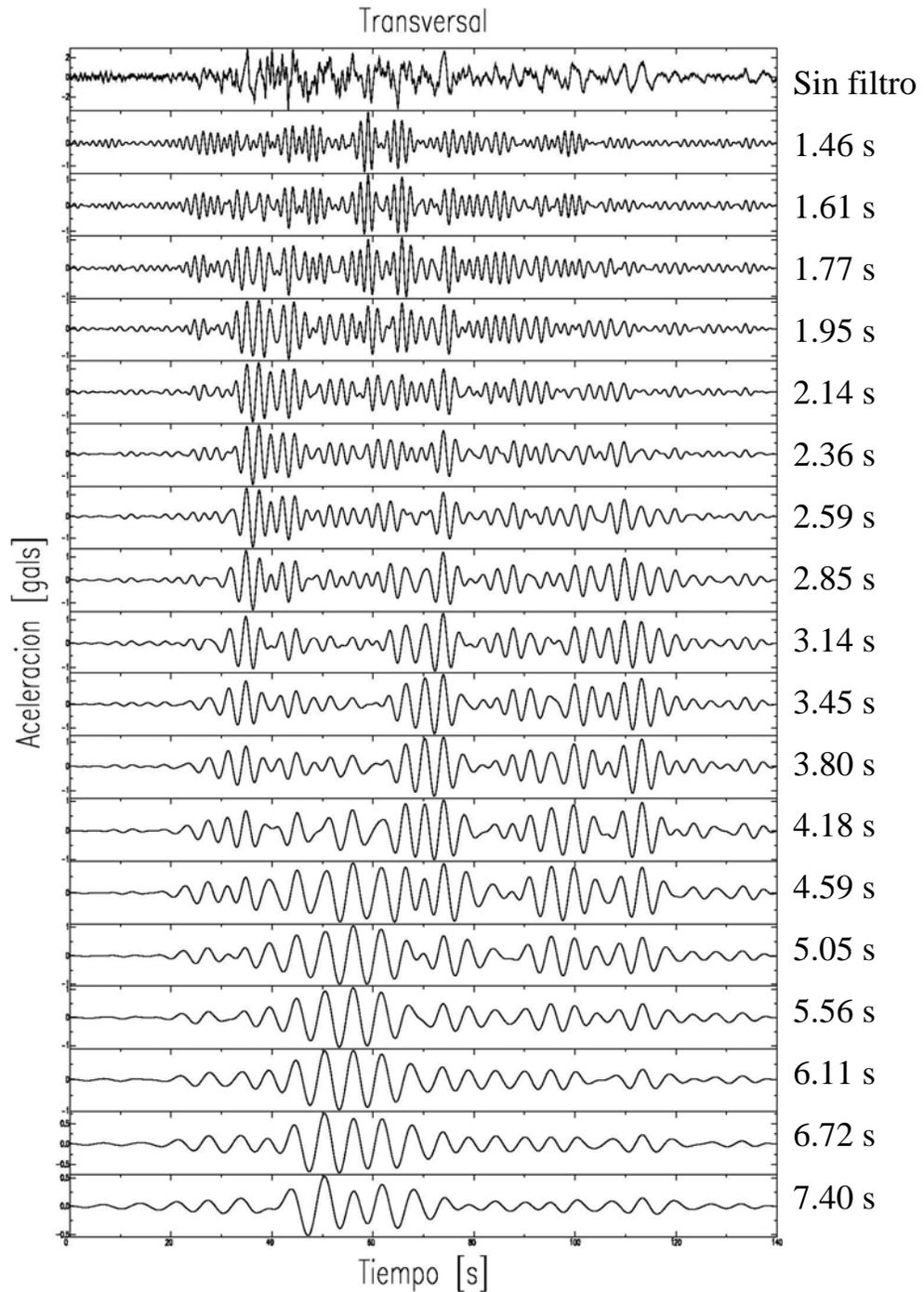
Resulta difícil identificar las diferentes ondas presentes en el campo de ondas a estos periodos sólo a partir de consideraciones cualitativas pero el análisis tiempo-periodo de los parámetros de propagación permitirá distinguir entre los distintos modos de propagación.



**Figura 5-11:** la traza superior muestra el componente vertical del acelerógrafo registrado en la estación de zona firme CUP4 para el evento del 22 de enero del 2003. Las trazas sucesivas muestran el acelerógrafo filtrado alrededor de los periodos indicados a la derecha de cada traza.



**Figura 5-12:** la traza superior muestra el componente radial del acelerógrama registrado en la estación de zona firme CUP4 para el evento del 22 de enero del 2003. Las trazas sucesivas muestran el acelerógrama filtrado alrededor de los periodos indicados a la derecha de cada traza.

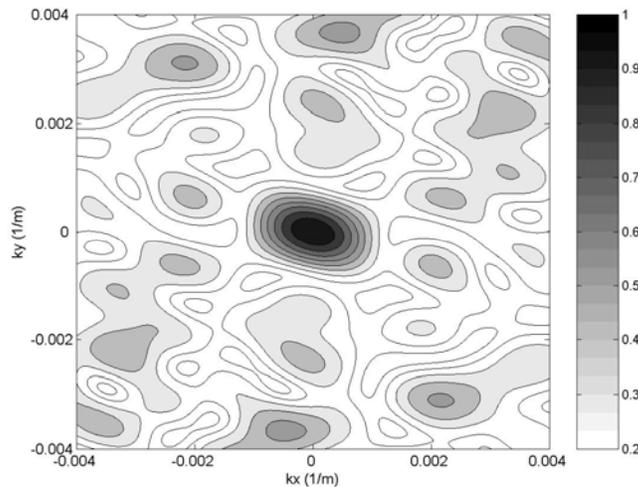


**Figura 5-13:** la traza superior muestra el componente transversal del acelerógrafo registrado en la estación de zona firme CUP4 para el evento del 22 de enero del 2003. Las trazas sucesivas muestran el acelerógrafo filtrado alrededor de los periodos indicados a la derecha de cada traza.

### 5.1.3 Análisis espectral $f-k$

#### 5.1.3.a Resultados preliminares

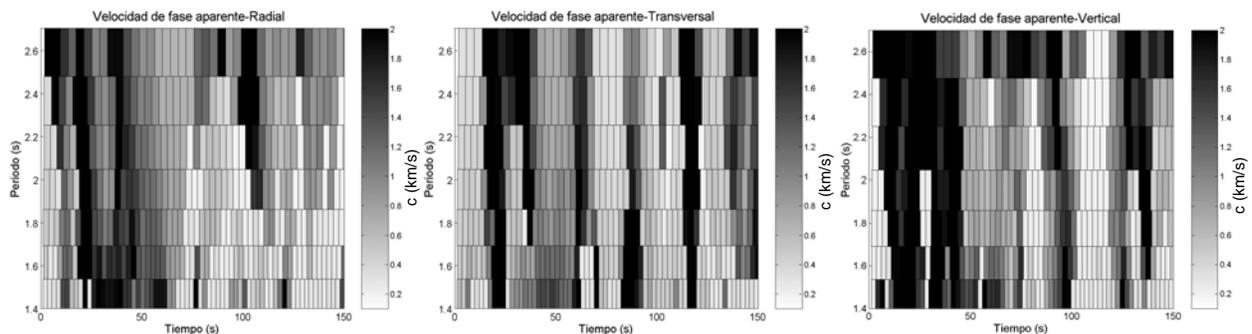
La distribución espacial de los registros es mucho mejor que en el caso del sismo de Guerrero. En consecuencia, fue posible procesar los datos con menores problemas de aliasing. Si comparamos la respuesta del arreglo formado por las estaciones con registro para el sismo de Colima (figura 5.14) con la encontrada en el caso del sismo de Coyoaca (figura 4.12), vemos que los picos secundarios están muy atenuados, lo que elimina el riesgo de picos espurios en los espectros  $f-k$  en el rango de número de ondas elegido.



**Figura 5-14: respuesta al impulso unitario del arreglo formado por las estaciones con registro para el sismo de Colima del 22 de enero de 2003.**

La primera observación que podemos hacer al analizar los resultados obtenidos de los espectros  $f-k$  (figuras 5.17 a 5.20) es el cambio de comportamiento sísmico drástico que se observa entre periodos menores y mayores al periodo de resonancia del sitio tanto en términos de velocidad de propagación como en términos de dirección de propagación. Para los periodos cortos, inferiores a 2.5 s, tenemos un rango amplio de velocidades aparentes con valores desde 100-200 m/s hasta más de 3000 m/s. La distribución tiempo-periodo de estos valores (figura 5.15) demuestra que las llegadas rápidas están bien definidas en tiempo y se concentran al inicio de las trazas (entre 0 y 60 segundos) para los componentes vertical y radial. En cambio, para el componente transversal, estos arribos corresponden a pulsos cortos de 10-15 segundos de duración repartidos a lo largo de la traza: alrededor de 20 segundos, entre 80 y 90 segundos y entre 110 y 120 segundos. El componente vertical presenta dos llegadas rápidas ausentes en el componente radial en 90-100 segundos y 120-130 segundos. El resto de las trazas está compuesta de trenes de ondas más lentos con velocidades aparentes del orden de unos cientos de m/s que coinciden con los valores esperados para la capa de arcilla. Hay que recordar que, para los periodos cortos, el límite de malla utilizada para el cálculo de los espectros  $f-k$  no permite resolver correctamente velocidades de fase inferiores a 200 m/s. Por ello, los valores encontrados, superiores a los valores de velocidad de fase del medio, corresponden probablemente a la velocidad de la arcilla, es decir a valores inferiores a 80 m/s. Es importante notar que las

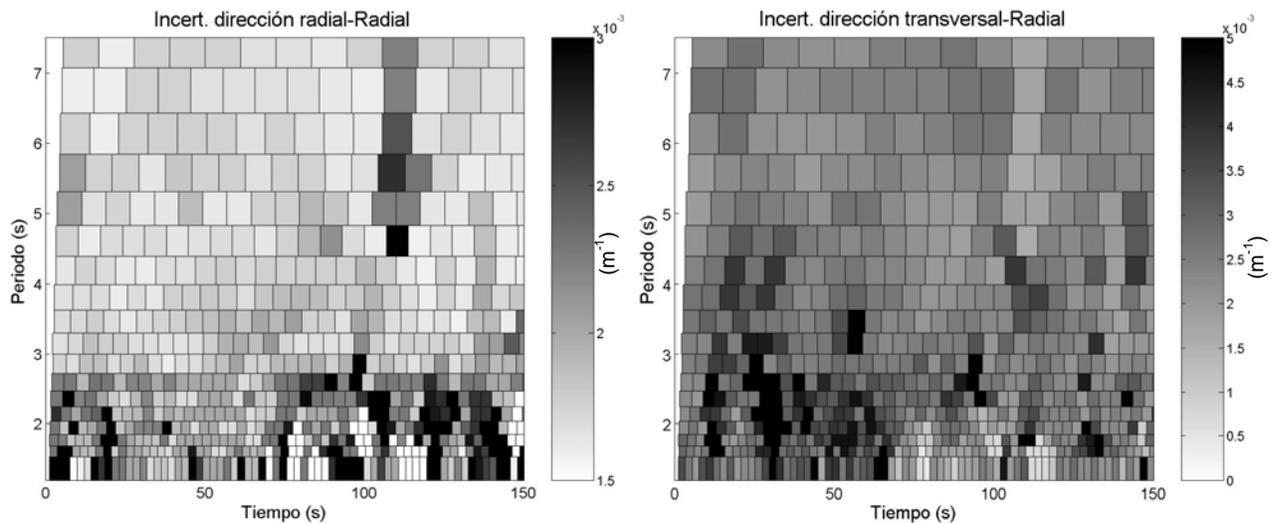
incertidumbres en velocidad son inferiores a  $\pm 150$  m/s en su mayoría para estos periodos con máximos de incertidumbres puntuales de hasta  $\pm 1000$  m/s para los arribos rápidos, en particular para el componente vertical de menor energía. El estudio de los valores de backazimuth en función del periodo demuestra que, para los periodos cortos, las llegadas provienen en su mayoría del cuadrante oeste, con ángulos de  $180^\circ$  a  $340^\circ$ . Se observa también una llegada secundaria puntual desde alrededor de  $90^\circ$  al final de las trazas correspondiente a partes poco energéticas de los registros. A pesar de la gran dispersión de los valores de backazimuth encontrados, la dirección general está centrada en la dirección epicentral de  $258^\circ$ , lo que parece indicar una zona de difracción que provoca una desviación de la dirección de propagación entre el epicentro y el arreglo y la ausencia de difractores importantes hacia el este. La distribución tiempo-periodo de la dirección de propagación permite definir claramente una relación entre la dirección de propagación y la velocidad de los trenes de onda, en particular para los componentes radial y vertical. Las ondas rápidas en la primera parte de los registros provienen de direcciones de propagación cercanas a la dirección epicentro-arreglo mientras que la segunda parte de los registros, donde se concentran las ondas más lentas, proviene de direcciones múltiples, generalmente del norte. Esto significa que las ondas más rápidas forman parte del campo de ondas incidentes a la cuenca de México, mientras que las otras se crearon dentro de la cuenca, a consecuencia de la presencia de la capa de arcilla blanda. Las incertidumbres encontradas en backazimuth dependen mucho de la ventana temporal estudiada. Es importante notar la correlación entre las incertidumbres altas en backazimuth y las velocidades altas como era el caso para el sismo de Coyoaca.



**Figura 5-15: distribución tiempo-periodo de los valores de velocidad de fase obtenidos a partir del análisis  $f-k$  de los tres componentes de los registros de superficie del sismo del 22/01/2003. Esta figura es un acercamiento de la figura 5.18 para los periodos inferiores a 3 segundos.**

Para los periodos entre 2.5 y 4 segundos, observamos una zona de transición con valores de velocidades que aumentan rápidamente de aproximadamente 1500 m/s en 2.5 s de periodo a 2500 m/s en 4 s (figura 5.17). El incremento de velocidad es continuo y similar para los tres componentes con valores que presentan más dispersión para el componente vertical. Las incertidumbres en velocidad son razonables para ambos componentes horizontales (figura 5.18), con valores inferiores en su mayoría a 1000 m/s. Para estos periodos, el valor de backazimuth se estabiliza alrededor de la dirección epicentral con una dispersión del orden de  $\pm 50^\circ$ , valor similar a los valores de incertidumbres encontrados.

Para los periodos más largos, entre 4 y 7.5 s, el valor de velocidad se estabiliza entre 1500 y 5000 m/s. El valor de backazimuth encontrado está concentrado alrededor de la dirección epicentral con una dispersión del orden de  $30^\circ$  a  $50^\circ$  según el componente. Vimos en el capítulo 2 que la apertura del arreglo no permitía separa los distintos modos de propagación de las ondas de superficie para estos periodos. Alcanzamos incertidumbres de  $\pm 1500$  m/s para la velocidad y  $90^\circ$  para el backazimuth (valor utilizado como “límite razonable” durante los cálculos). Con la graficación de los valores de anchura del pico del espectro  $f-k$  (tomada a 95% del valor máximo del pico) en la dirección radial y transversal (figura 5.16), comprobamos que estas incertidumbres no se deben a un aumento de la anchura de los espectros  $f-k$  sino al proceso de cálculo de las incertidumbres como lo discutimos anteriormente en el párrafo 4.3.3.b. Las pruebas sintéticas citadas en el capítulo 4.3.3 mostraron que, a pesar de las incertidumbres encontradas, se podía confiar en los resultados obtenidos en términos de backazimuth pero que los valores de velocidad tendían a ser sobreestimadas para los periodos largos y las señales no impulsivas.



**Figura 5-16: distribución tiempo-periodo de los valores de anchura del pico del espectro  $f-k$  en la dirección radial (izquierda) y transversal (derecha).**

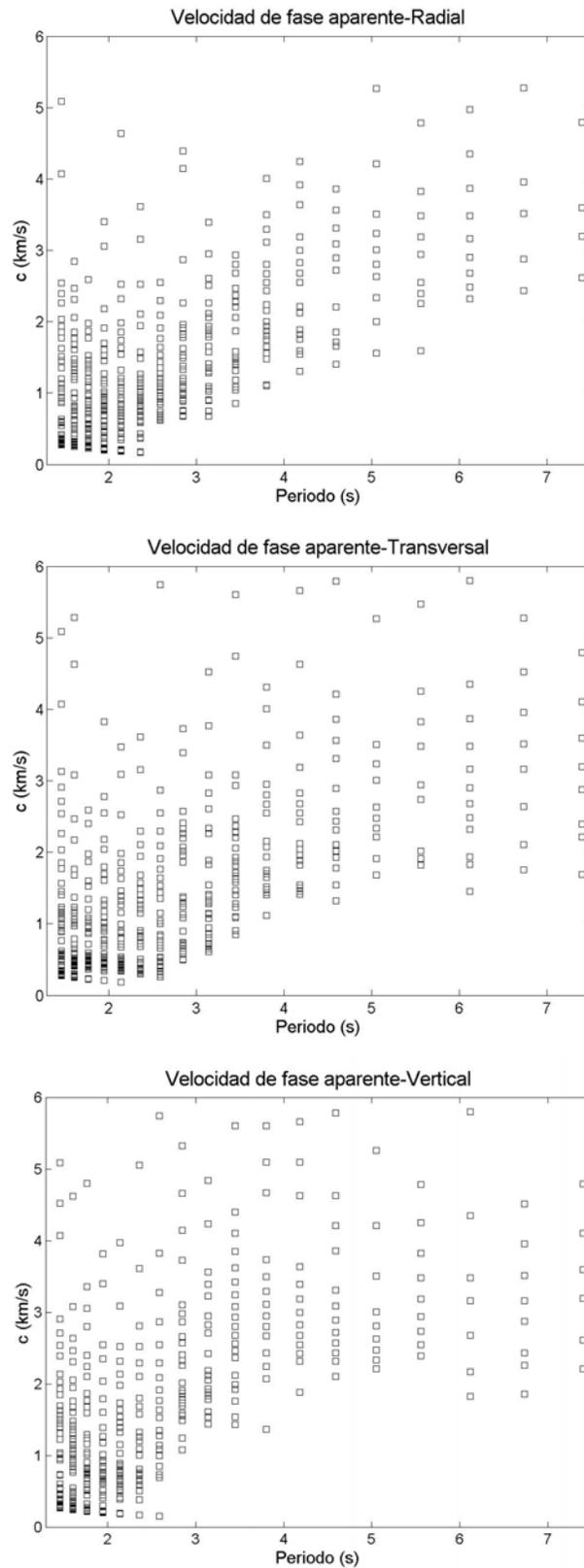


Figura 5-17: valores de velocidad de fase en función del periodo obtenidos a partir del análisis f-k de los tres componentes de los registros de superficie del sismo del 22/01/2003. Para cada periodo, los distintos cuadros corresponden a ventanas temporales de análisis diferentes.

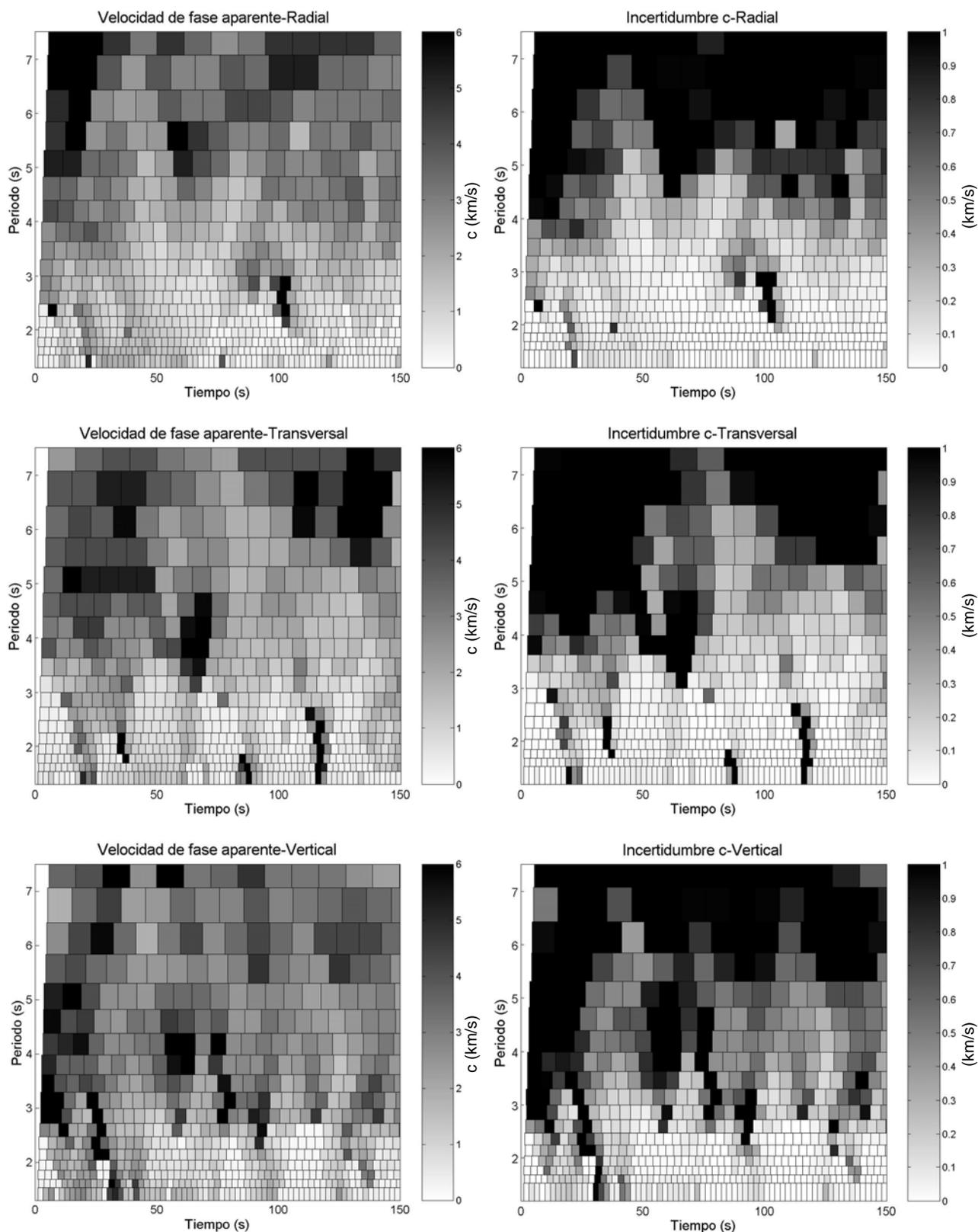


Figura 5-18: distribución tiempo-periodo de los valores de velocidad de fase (columna izquierda) y de las incertidumbres correspondientes (columna derecha) obtenidos a partir del análisis  $f-k$  de los tres componentes de los registros de superficie del sismo del 22/01/2003.

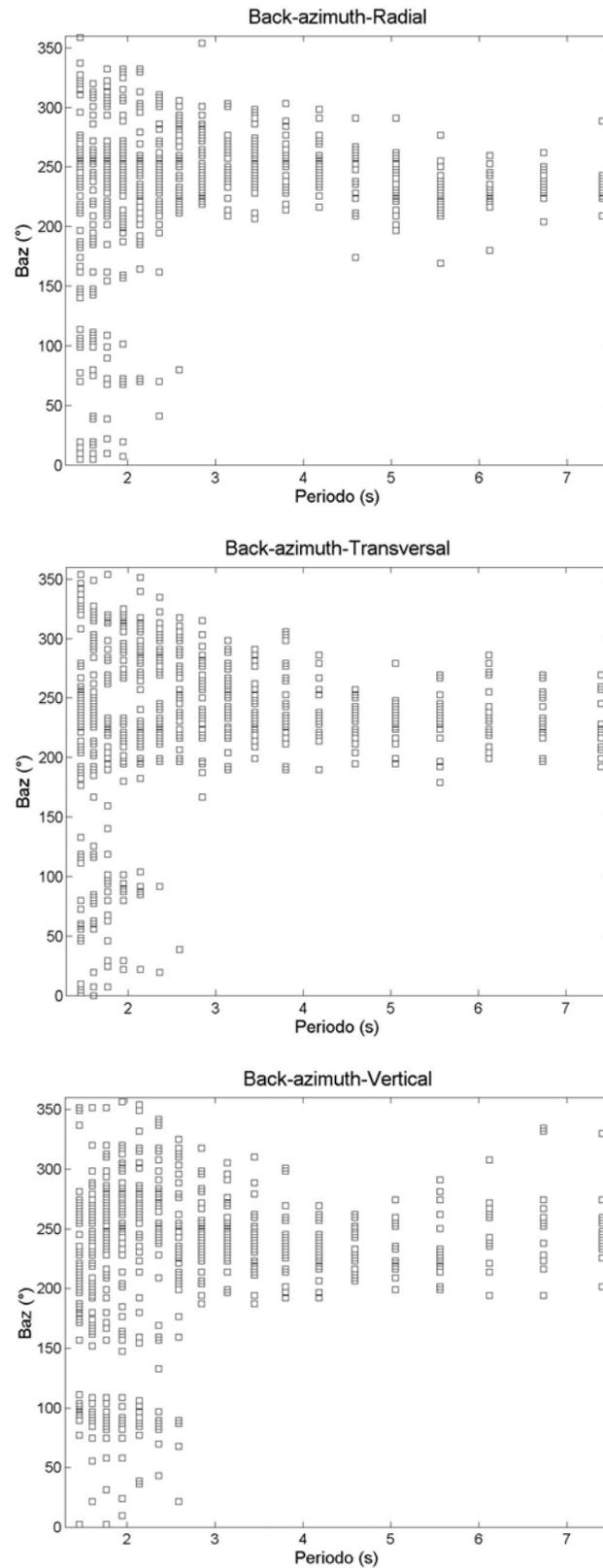


Figura 5-19: valores de backazimuth en función del periodo obtenidos a partir del análisis  $f-k$  de los tres componentes de los registros de superficie del sismo del 22/01/2003. Para cada periodo, los distintos cuadros corresponden a ventanas temporales de análisis diferentes.

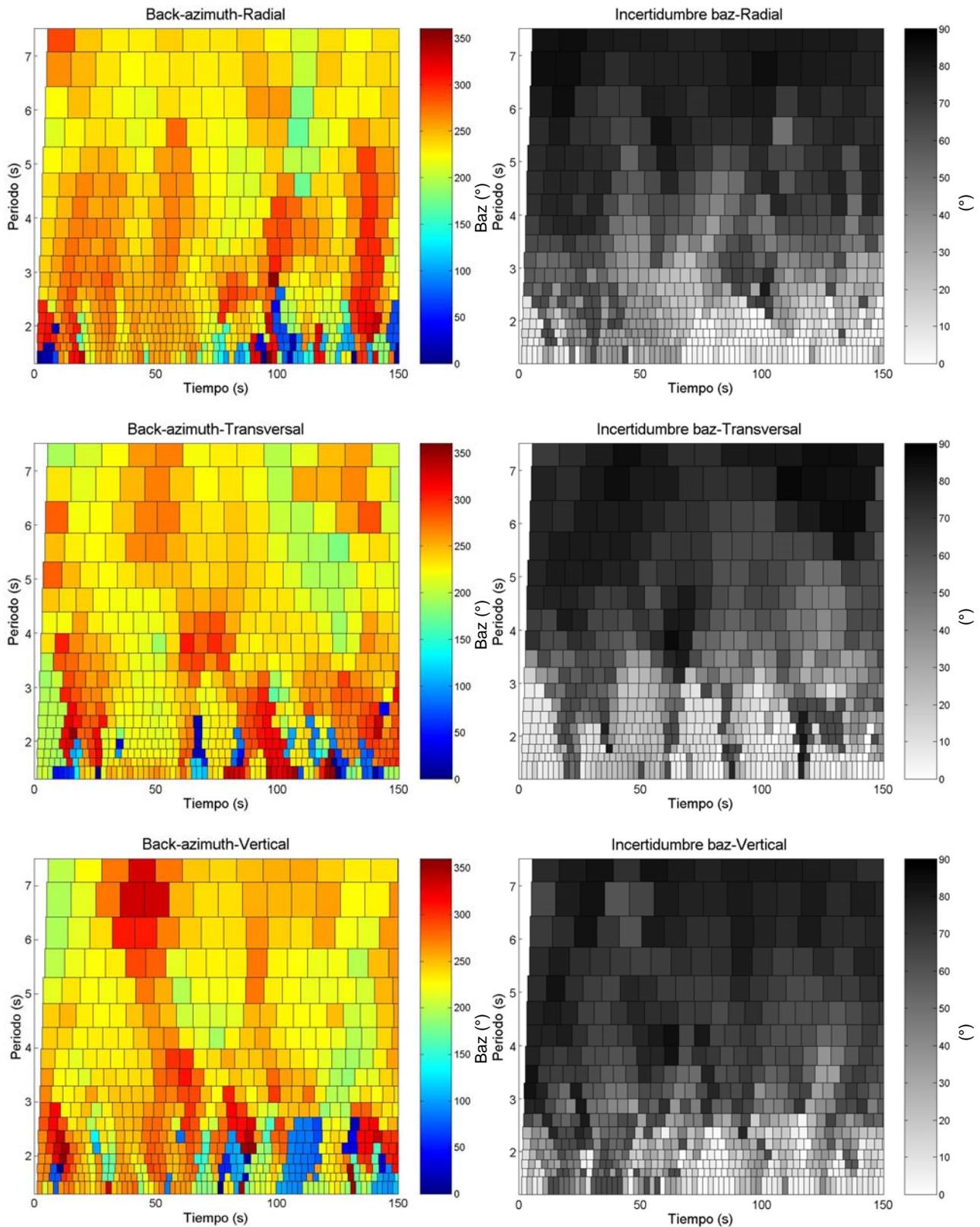
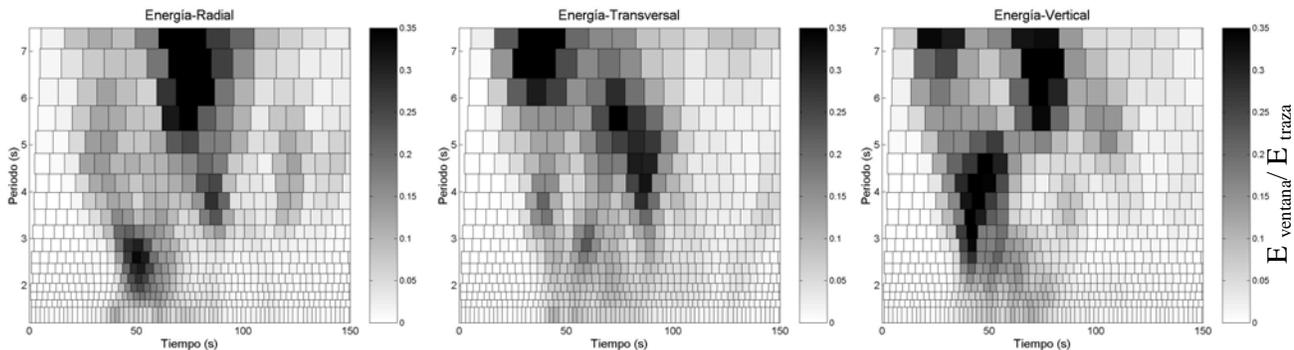


Figura 5-20: distribución tiempo-periodo de los valores de backazimuth (columna izquierda) y de las incertidumbres correspondientes (columna derecha) obtenidos a partir del análisis f-k de los tres componentes de los registros de superficie del sismo del 22/01/2003.

### 5.1.3.b Resultados con filtrado en energía

Como lo hicimos para el sismo de Coyuca, filtramos los resultados precedentes en función de la energía presente cada ventana de análisis (figura 5.21). Los resultados están presentados en la figura 5.22.



**Figura 5-21: distribución tiempo-periodo del valor de la energía por ventana de análisis  $E(t,f)$  para los tres componentes de sismo de Colima del 22/01/2003.**

A periodos cortos, con la eliminación de las ventanas de poca energía, vemos que los arribos restantes provienen exclusivamente de la dirección epicentral. Esta selección elimina tanto los valores de velocidad muy altas como las llegadas provenientes de direcciones de propagación múltiples. Esto significa que, al contrario de lo que pasa en los registros del sismo de Coyuca, los arribos más energéticos provienen de la dirección epicentral con velocidades aparentes entre 500 y 1500 m/s. Las llegadas provenientes de direcciones de propagación distintas a la dirección epicentral no contribuyen de manera importante (en términos de energía) al campo de ondas en la zona de lago pero corresponden a las partes finales de los registros, es decir a la parte del campo de ondas responsable de la larga duración del movimiento sísmico.

Para los periodos superiores al periodo de resonancia, el rápido incremento de los valores de velocidad es muy limpio y la curva promedia corresponde bien a la curva de dispersión esperada para los modos fundamentales de las ondas de superficie (figura 2.29). Todas estas ondas provienen de la dirección epicentral con una dispersión del orden de  $\pm 20^\circ$  para el componente radial, de  $\pm 30^\circ$  para el transversal y  $\pm 50^\circ$  para el componente vertical. Estos resultados confirman la dominancia de los modos fundamentales de propagación provenientes del epicentro para los periodos largos y contradicen en parte las conclusiones de Shapiro *et al.* (2001) según los cuales el movimiento sísmico está dominado por los modos superiores de ondas superficiales.

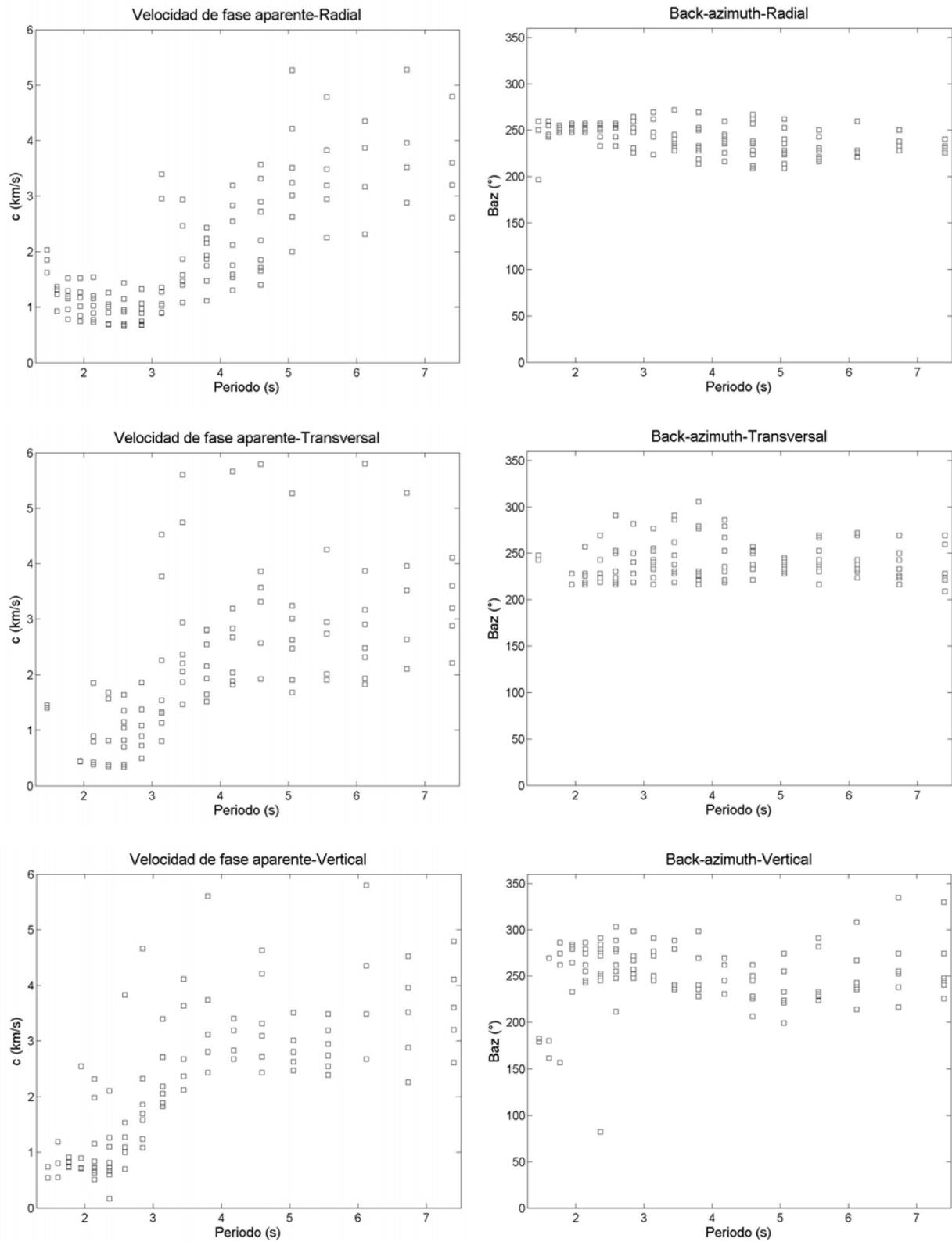


Figura 5-22: resultados  $f-k$  obtenidos después del filtrado en energía realizado sobre las ventanas de análisis.

## 5.2 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS DE POZO

### 5.2.1 Cocientes espectrales

La figura 5.23 muestra los cocientes espectrales entre la estación de pozo considerada y la estación de referencia RMC2 para el componente radial. Para este sismo como para el sismo de Coyuca, esos cocientes muestran la disminución del pico de amplificación en 2 s relacionado con los efectos de sitio 1D. Observamos amplitudes muy similares para los cocientes espectrales calculados a profundidades superiores a 45 m en la zona de lago (EJP2, PMOP, PRJP) y el cociente espectral calculado en la estación CUP4, en la zona de lomas. Los cocientes H/V, mostrados en la figura 5.24, muestran nuevamente un pico de amplitud importante a 0.2 Hz. Esta amplificación no depende del sismo y parece bien relacionada con un fenómeno regional al nivel de la cuenca. El pico está presente también en la estación CUP4 ubicada en zona de lomas, si bien con menor amplitud.

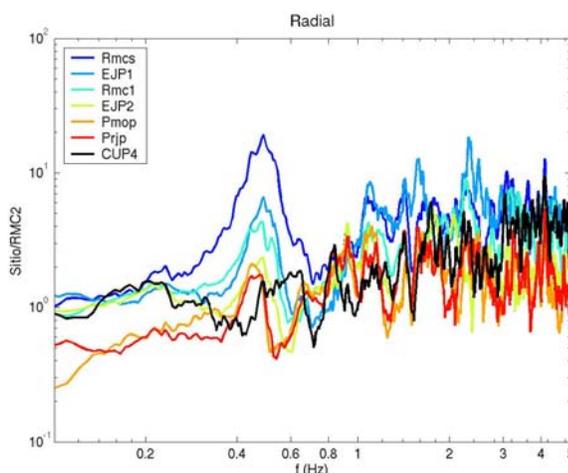


Figura 5-23: cocientes espectrales entre las estaciones de pozo de la colonia Roma y la estación de referencia RMC2 (a 102 m de profundidad, debajo de la capa de arcilla).

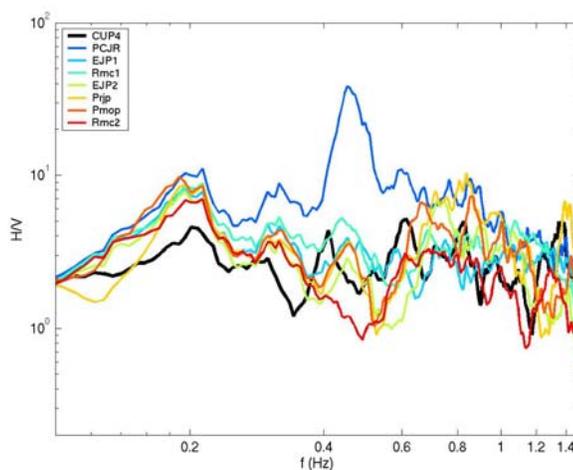
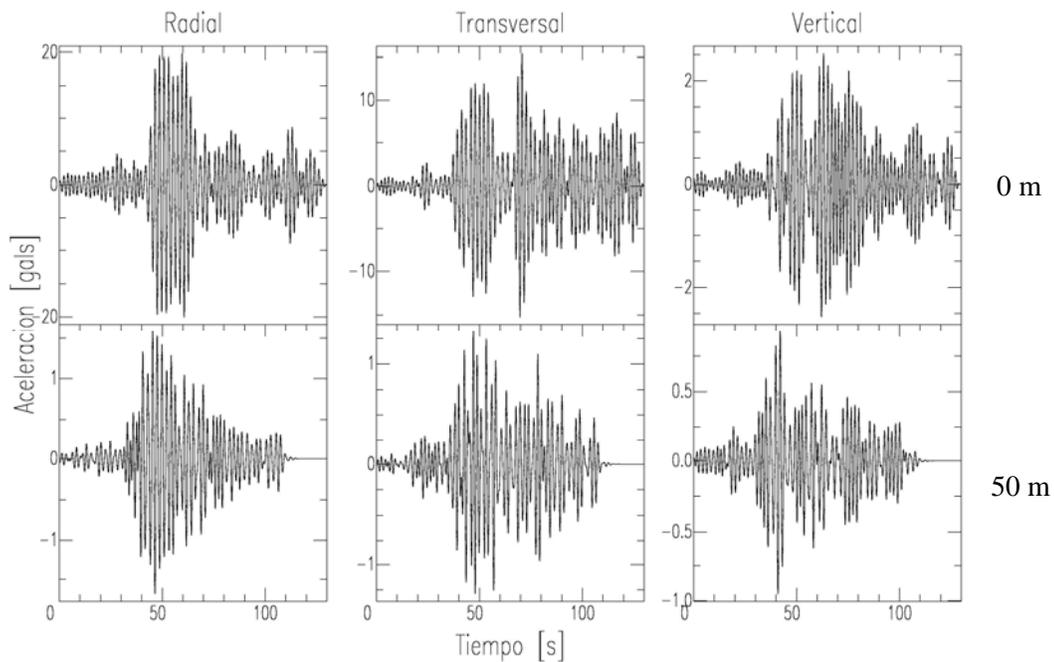


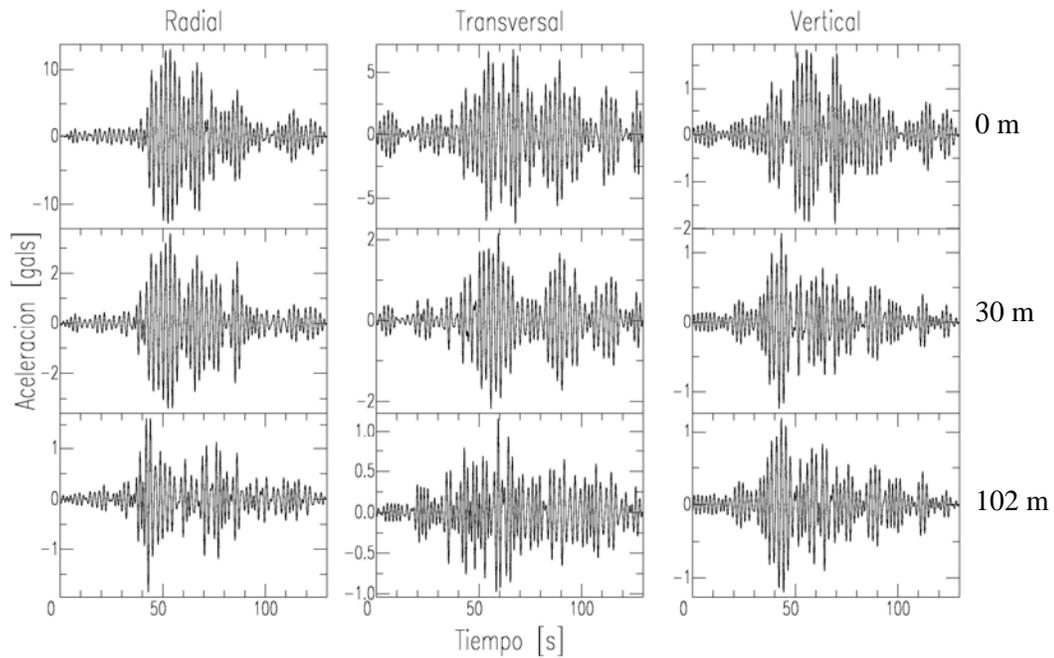
Figura 5-24: cocientes espectrales H/V calculados a partir de las estaciones de pozo de la zona de lago. Se incluye el resultado obtenido para una estación de superficie de la zona de lago (PCJR) y en zona firme (CUP4).

### 5.2.2 Forma de onda

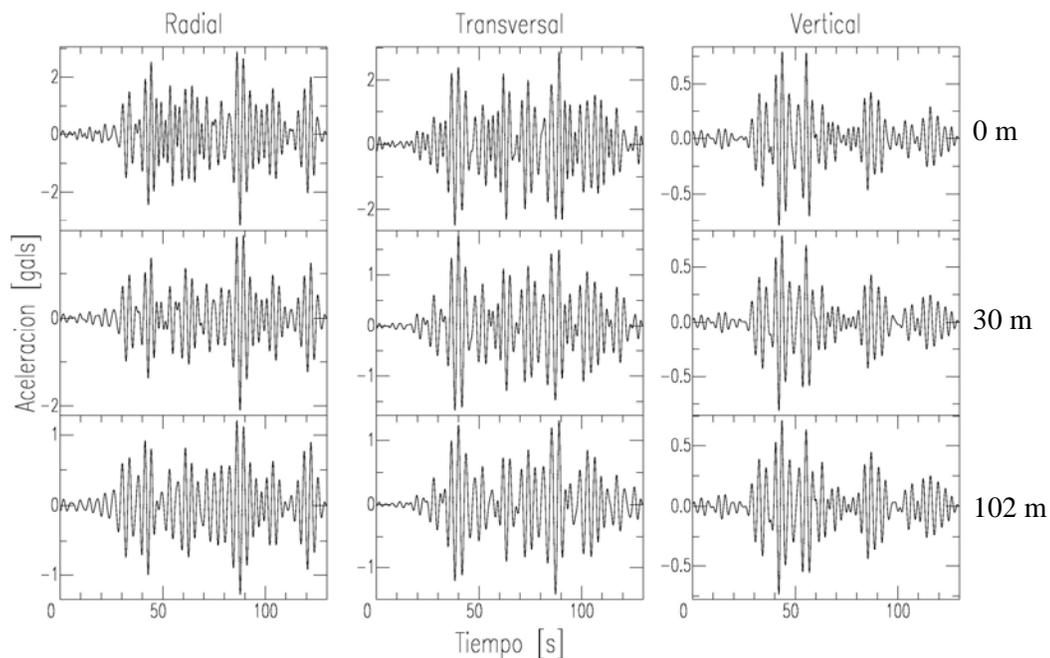
El estudio de las formas de onda en función del periodo y de la profundidad, ilustrado por las figuras 5.25 a 5.27, demuestra una vez más la importancia de la resonancia del sitio a periodos cortos, inferiores a 2 segundos. Este fenómeno se traduce por una gran diferencia entre los registros de campo libre y los registros de pozo, tanto en la capa de arcilla (figura 5.25) como debajo de esta capa a 102 m de profundidad (figura 5.26). Los registros filtrados muestran que los arribos energéticos ocurren antes en los registros a profundidad con respecto al momento en que se presentan en los registros en la superficie, lo que apoya la hipótesis de que se trata de propagación vertical. Resulta difícil seguir pulsos comunes entre estaciones para estos periodos, pero podemos observar la enorme amplificación del movimiento horizontal en superficie. Para la estación ubicada en la plaza Río de Janeiro por ejemplo (figura 5.25), el factor de amplificación alcanza un valor de 13 entre la base de la capa de arcilla a 50 metros y la superficie. El registro de la estación de pozo ubicada a 102 metros debajo de la superficie en Roma C (figura 5.26) es particularmente interesante ya que muestra que aún debajo de la capa de arcilla, el movimiento sísmico no es fundamentalmente diferente (salvo en cuanto a su amplitud) del movimiento observado en la capa de arcilla. Se caracteriza por una llegada primaria de mucha energía seguida por trenes de ondas de menor energía pero que contribuyen de forma importante a la larga duración del movimiento. Esto implica que las ondas responsables de la larga duración del movimiento sísmico fuerte en la zona del lago están presentes en el campo de ondas incidente a esta zona y que la resonancia dentro de la capa de arcilla solamente amplifica del movimiento sísmico fuerte en la zona del lago para los periodos inferiores al periodo de resonancia pero no explica la larga duración observada en los registros.



**Figura 5-25:** trazas filtradas alrededor de 1.95 segundos para el sismo de Colima del 22 de enero del 2003 y las dos estaciones de la plaza Río de Janeiro en superficie (PRJS) y a 50 metros de profundidad (PRJP) para los tres componentes. Las escalas verticales de cada curva son diferentes.



**Figura 5-26:** trazas filtradas alrededor de 1.95 segundos para el sismo de Colima del 22 de enero del 2003 y las tres estaciones de la Roma C en superficie (RMCS), a 30 metros (RMC1) y a 102 metros de profundidad (RMC2) para los tres componentes. Hay que notar los cambios de escala vertical entre cada acelerógrafo.



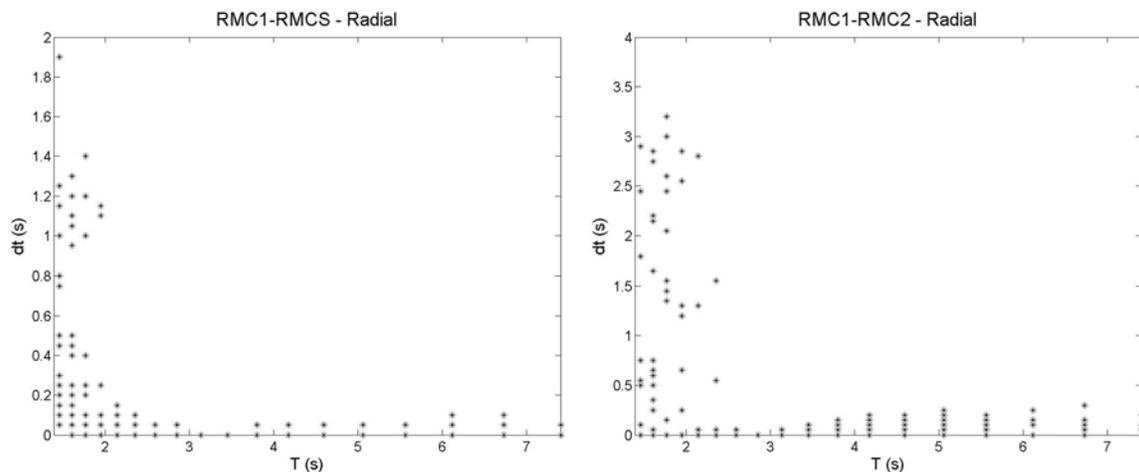
**Figura 5-27:** trazas filtradas alrededor de 3.45 segundos para el sismo de Colima del 22 de enero del 2003 y las tres estaciones de la Roma C en superficie (RMCS), a 30 metros (RMC1) y a 102 metros de profundidad (RMC2) para los tres componentes. Hay que notar los cambios de escala vertical entre cada acelerógrafo.

A periodos largos, superiores al periodo de resonancia del sitio (figura 5.27), el movimiento sísmico es muy parecido en superficie y en pozo, tanto en forma como en amplitud y los retrasos en tiempo entre las estaciones de un mismo arreglo vertical son mínimos. Esto indica una propagación horizontal representativa de ondas de superficie. Observamos sin embargo la complejidad del campo de ondas con una sucesión rápida de distintos pulsos de amplitud similar que confirman que la larga duración del movimiento sísmico no se debe a los efectos de sitio muy locales sino a las propiedades del campo de onda incidente a la zona de terreno blando.

### 5.2.3 Cross-correlación

#### 5.2.3.a Resultados para el arreglo vertical de la estación RMCS

En una primera etapa aplicamos el método de cross-correlación al arreglo vertical compuesto por las estaciones RMCS en superficie, RMC1 (30 m) y RMC2 (102m). Los retrasos en tiempo calculados entre cada par de estaciones, mostrados en la figura 5.28, demuestran de manera evidente el cambio en el tipo de propagación al periodo de resonancia del sitio (2 s). Para periodos inferiores a 2-2.5 segundos, obtenemos retrasos en tiempo que alcanzan 1.5 segundos entre las estaciones RMCS y RMC1 (separadas por 30 m) y 3.2 segundos entre RMC1 y RMC2 (separadas por 68 m) lo que indica una propagación con un fuerte componente vertical. Para los periodos superiores a 2 segundos, los retrasos en tiempo entre las estaciones son casi nulos: estamos en el caso de propagación horizontal. Los resultados son similares para los tres componentes.

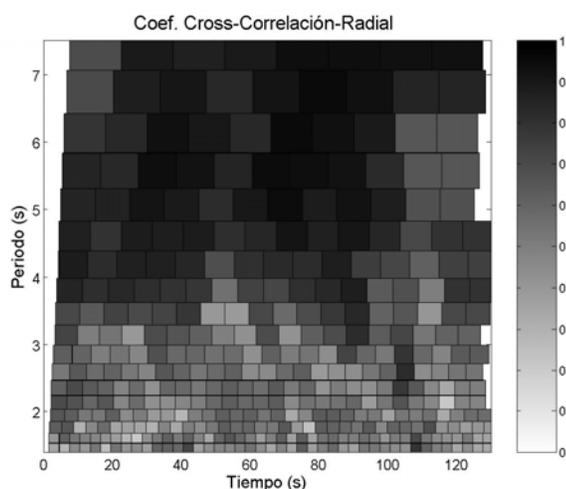


**Figura 5-28: Retrasos en tiempo obtenidos por el método de cross-correlación aplicado al arreglo vertical compuesto por las estaciones RMCS-RMC1-RMC2 para el componente radial.**

Estas observaciones implican un cambio en el patrón de propagación en 2-2.5 s de periodo. Para periodos inferiores a este periodo clave, las ondas quedan atrapadas en la capa de arcilla debido al contraste de velocidad entre esta capa y el suelo subyacente. Esta resonancia se traduce por una propagación con un fuerte componente vertical. Al contrario, para los periodos más largos, las longitudes de onda son más largas y las ondas de superficie que dominan el campo de ondas no son afectadas por la capa de arcilla y conservan su patrón de propagación horizontal.

### 5.2.3.b Resultados para el arreglo 3D (estaciones de superficie + estaciones de pozo)

Aplicamos de nuevo el método de cross-correlaciones al arreglo 3D compuesto de las estaciones de superficie y pozo correspondientes para los registros del sismo de Colima del 22/01/2003. Verificamos en primer lugar el valor del coeficiente de cross-correlación promedio encontrado para este sismo (figura 5.29). Entre 1.5 y 3 segundos de periodo, el valor del coeficiente de cross-correlación se ubica entre 0.5 y 0.6 mientras que para periodos superiores, los registros entre estaciones son mucho más coherentes con coeficientes superiores a 0.8. Esto confirma el análisis visual de las trazas realizadas en los párrafos anteriores y permite tener confianza en los resultados que se obtengan del método.



**Figura 5-29: coeficiente de cross-correlación obtenido para el componente radial de los registros del arreglo 3D formado por las estaciones de pozo y de superficie correspondientes para el sismo del 22/01/2003.**

Presento aquí los resultados obtenidos para los tres componentes, con el fin de comparar los resultados y comprobar su coherencia. Los resultados de lentitud (figura 5.30) obtenidos muestran dos bandas de periodo con comportamientos distintos. Para periodos inferiores a 3.5 segundos, tenemos lentitudes altas (hasta 0.035 s/m) con una dispersión más importante para el componente vertical. En su mayoría, estos valores corresponden a velocidades de fase entre 20 y 1000 m/s (figura 5.31). Para estos periodos, las direcciones de propagación (figura 5.32) se dispersan entre  $0^\circ$  y  $360^\circ$  lo que confirma la presencia de llegadas múltiples. Al contrario de lo que pudimos ver con los resultados  $f-k$  en superficie sin embargo, es imposible destacar un comportamiento coherente de estos resultados salvo para el componente vertical para el cual parecen dominar las llegadas provenientes de direcciones sur-sureste (entre  $150^\circ$  y  $200^\circ$ ) y norte (de  $0^\circ$  a  $50^\circ$  y de  $300^\circ$  a  $360^\circ$ ). Hay que recordar que la distancia promedio entre las estaciones de este arreglo 3D es superior a la distancia promedio del arreglo de superficie utilizado en el análisis  $f-k$ . Por lo tanto, este método tiene una resolución inferior para las longitudes de onda cortas, es decir para los periodos cortos, lo que puede explicar las diferencias encontradas entre los resultados de ambos métodos. Hay que notar también que el cambio de comportamiento no parece hacerse al periodo de resonancia del sitio sino a 3-3.5 segundos pero los resultados no son suficientemente precisos como para interpretar este rasgo como una característica del campo de ondas (podría ser también un artefacto del método).

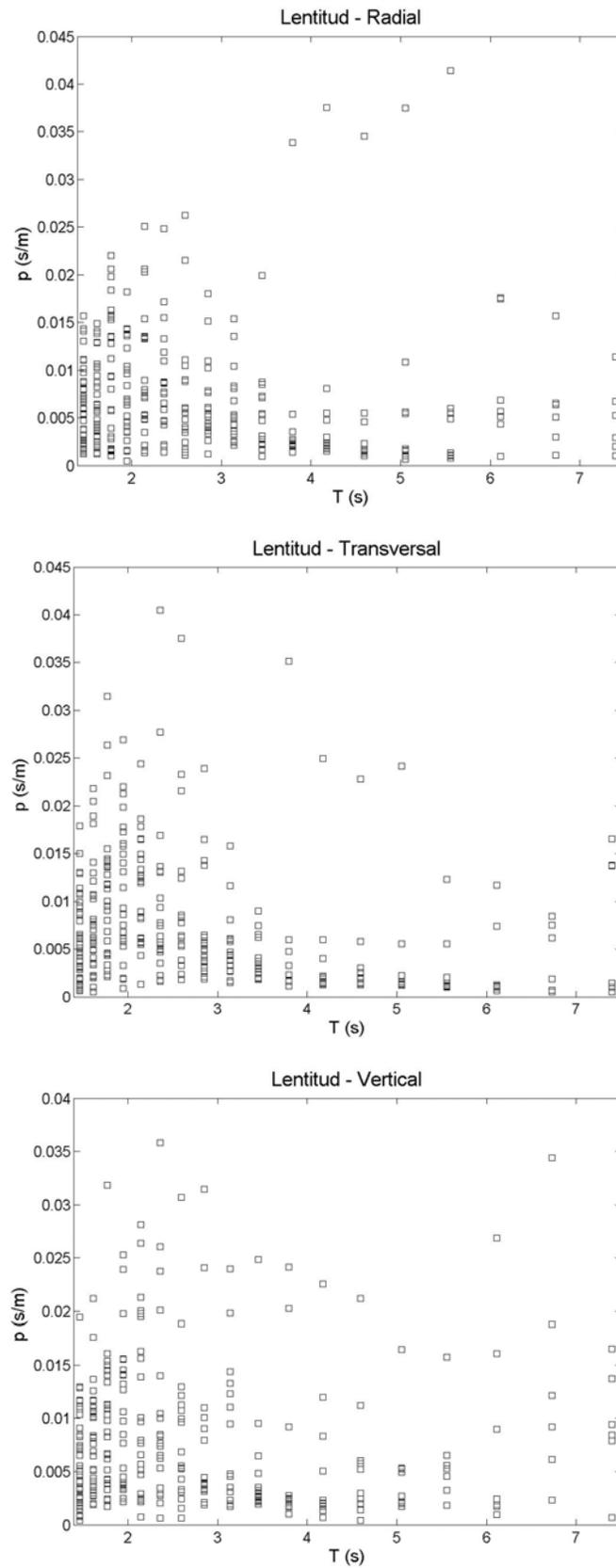


Figura 5-30: distribución en función del periodo de los valores de lentitud obtenidos por cross-correlación aplicada al arreglo 3D descrito antes para el sismo del 22/01/2003.

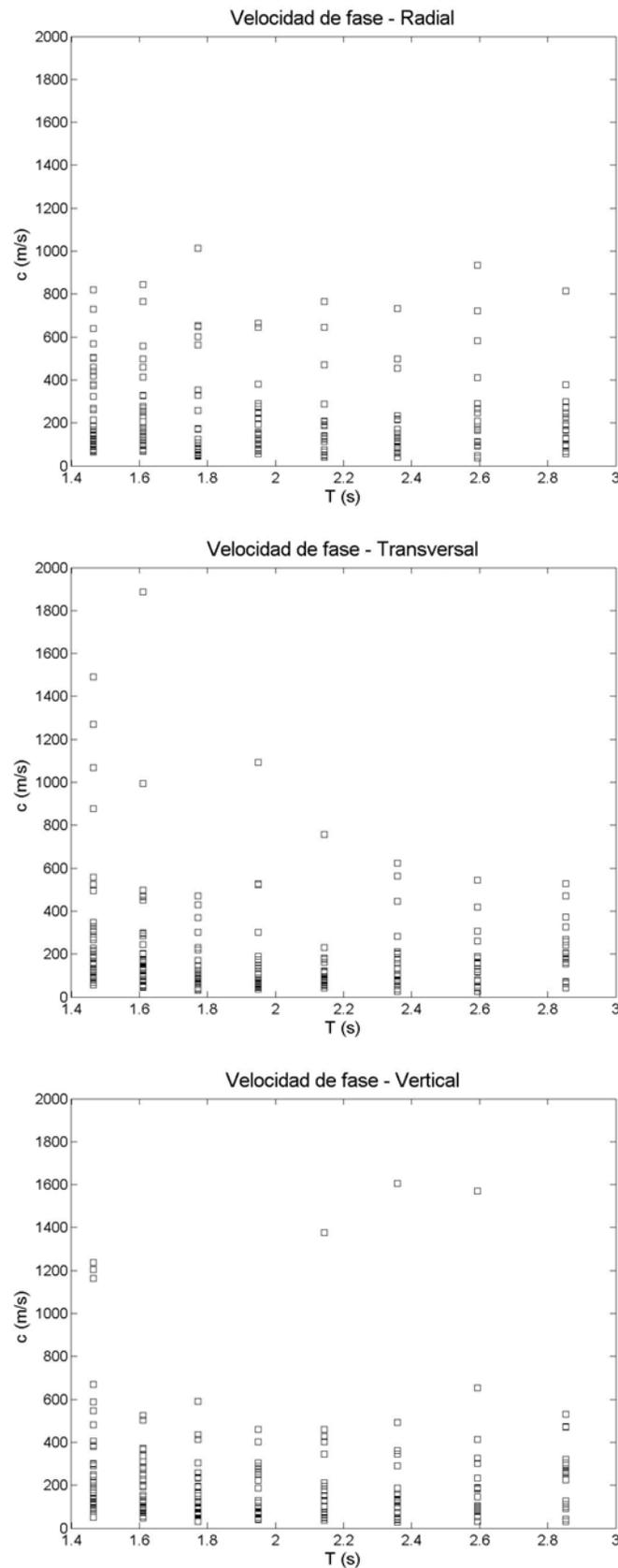
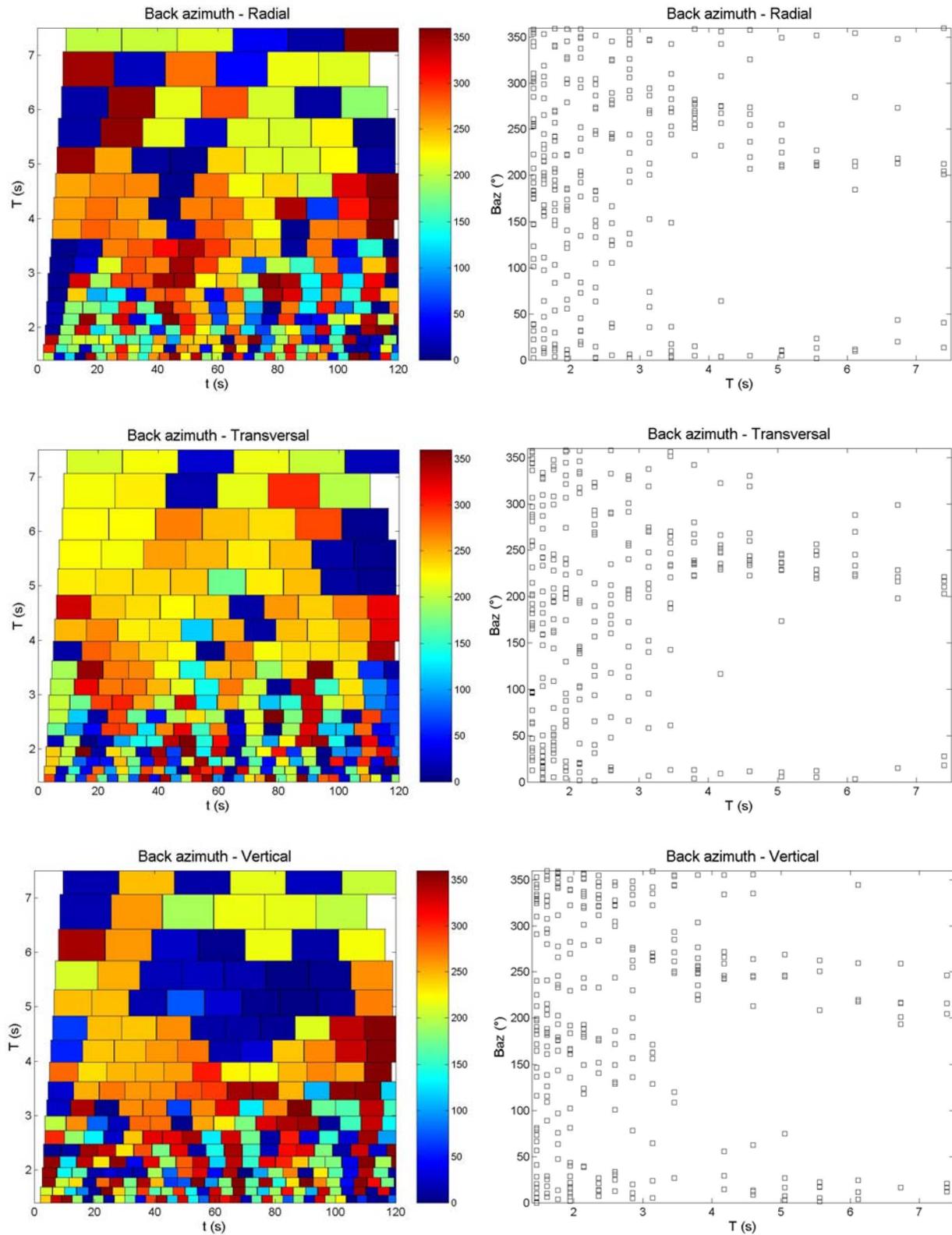


Figura 5-31: Velocidades de fase obtenidas por el método de cross-correlación aplicado al arreglo 3D descrito anteriormente para los tres componentes del sismo de Colima (22/01/2003).



**Figura 5-32:** distribución tiempo-periodo (izquierda) y en función del periodo (derecha) de los valores de backazimuth obtenidos por cross-correlación aplicada al arreglo 3D descrito antes para el sismo del 22/01/2003.

Para periodos superiores a 3.5 segundos, el valor de lentitud disminuye de manera importante para ambos componentes horizontales, lo que implica un aumento de los valores de velocidad de fase. El cálculo de la velocidad de fase a partir de la lentitud no parece confiable ya que se obtienen valores de velocidades muy inferiores (del orden de 500 m/s) a los valores esperados a partir del modelo estructural de referencia (figura 2.29) o del de Campillo *et al.* (1996, figura 2.2). Este problema viene de la pequeña apertura del arreglo en la dirección vertical (apertura de solo 102 metros) que deteriora considerablemente la resolución de la lentitud vertical para las longitudes de onda largas. Recordamos que los resultados obtenidos con el arreglo vertical RMC indicaban que, a periodos superiores a 3 segundos, el movimiento estaba dominado por propagación horizontal. Calculamos entonces los valores de velocidad de fase a partir de la lentitud horizontal. Los resultados están representados en la figura 5.33. Graficamos el valor de velocidad de fase en función del periodo y representamos el backazimuth correspondiente con colores. Observamos un aumento claro de la velocidad para los tres componentes con valores que alcanzan 2500 m/s para los componentes horizontales a 3000 m/s para el componente vertical. Estos valores coinciden con direcciones de propagación cercana a la dirección epicentral con una ligera rotación hacia el sur para el componente radial y los periodos superiores a 5 segundos. Estos puntos corresponden a los modos fundamentales de las ondas de superficie generadas en el epicentro. El valor de velocidad para el componente transversal parece separarse en dos curvas distintas (entre 1000 y 2000 m/s para la primera y entre 1500 y 2500 m/s para la segunda) con direcciones correspondientes a la dirección epicentro-arreglo lo que podría interpretarse como la presencia de dos modos de propagación de ondas de superficie, aunque los valores obtenidos estén un poco lentos en comparación con los modelos estructurales reportados en el capítulo 2. Para los otros dos componentes, podemos separar una parte rápida en el componente vertical y radial (visible hasta 5 s de periodo) proveniente del epicentro (colores anaranjados) de una parte más lenta (con velocidades de 1500 m/s) visible a periodos mayores a 5 segundos en el componente radial con un acimut de 200° (colores verdes).

Observamos también valores de velocidad muy bajos (500 m/s) provenientes del norte en los tres componentes. Estos valores corresponden en su mayoría a los principios y finales de traza para los componentes horizontales (tiempos superiores a 100 s para el componente transversal; y tiempos entre 0 y 60 s y superiores a 100 s para el componente radial), y a tiempos intermedios entre 40 y 100 s para el componente vertical. Para verificar la existencia de estas ondas, realizamos un control visual de los registros de pozo filtrados como lo hicimos en superficie en la figura 5.6 por ejemplo. El análisis visual de los registros obtenidos en pozo no permite reconocer este tipo de ondas para los periodos superiores a 5 segundos por lo cual consideramos que estos resultados provienen de un artefacto del método debido a la forma muy alargada de las señales y a su poca amplitud. Apliqué el método  $f-k$  convencional a los registros de pozo. Los resultados en backazimuth (figura 5.34) demuestran la presencia de arribos provenientes del norte pero representan solo una parte mínima del campo de ondas total. Se trata de pulsos de corta duración y no de trenes de onda completos como lo parecería indicar el método de cross-correlación para el componente vertical. El error en la estimación del método de cross-correlación viene probablemente de la poca energía presente en el componente vertical de los registros de pozo. Estos resultados, junto con los resultados del análisis visual y del método  $f-k$  para los registros de superficie, muestran

que sí existen ondas secundarias generadas localmente, muy lentas, con direcciones de propagación desde el norte para los periodos superiores al periodo de resonancia pero son pulsos puntuales y no dominan el campo de ondas. Estas ondas son visibles solo para las estaciones ubicadas al este y al norte del arreglo, lo que explica la dificultad de estimación e interpretación de sus parámetros.

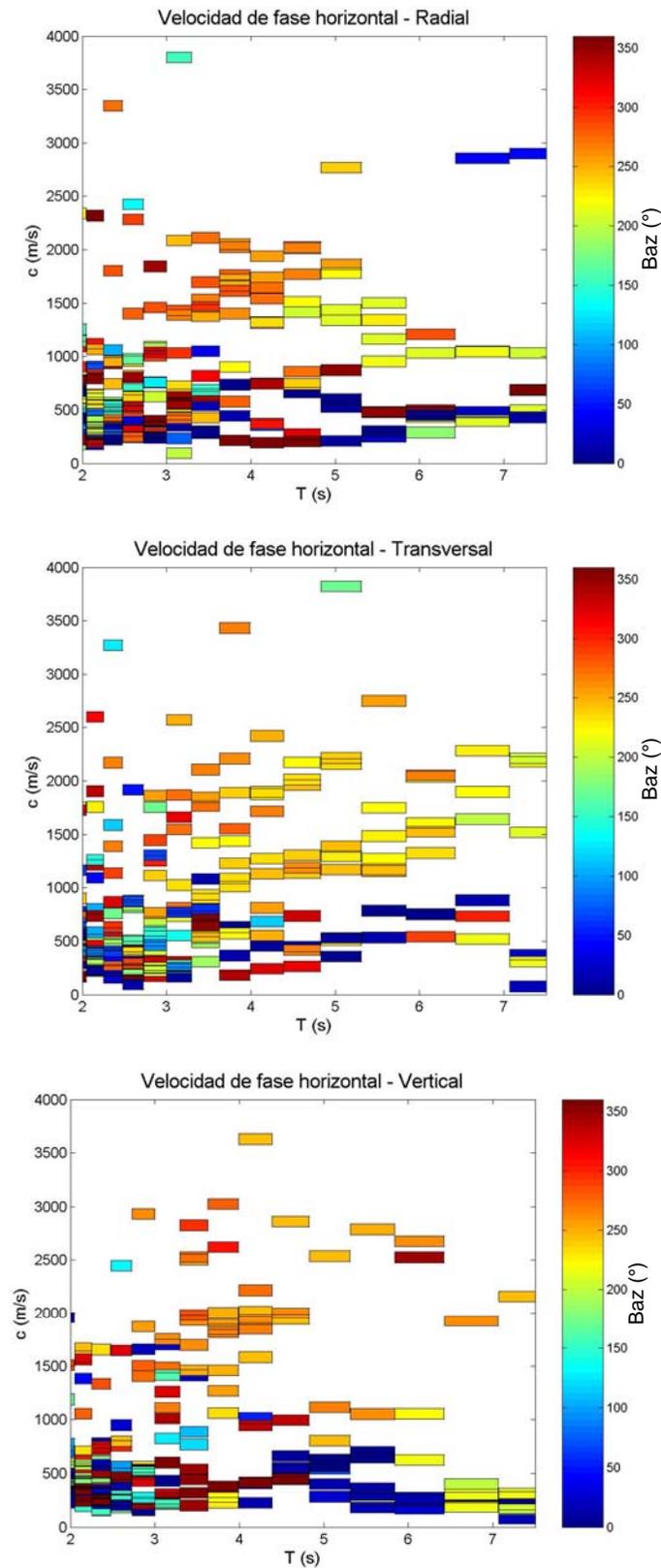
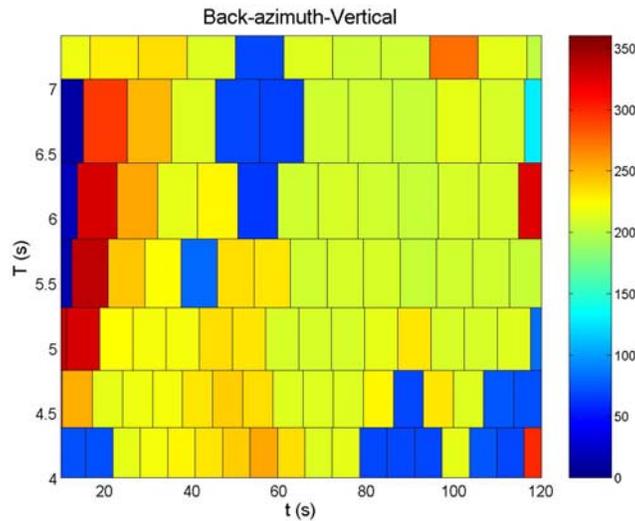


Figura 5-33: distribución en función del periodo de los valores de velocidad de fase horizontal obtenidos por cross-correlación aplicada al arreglo 3D descrito antes para el sismo del 22/01/2003. El color indica el valor de backazimuth (escala de color a la derecha).



**Figura 5-34: distribución tiempo-periodo de los valores de backazimuth obtenidos por el método  $f-k$  convencional aplicado a los datos de pozo para el componente vertical del sismo del 22/01/2003.**

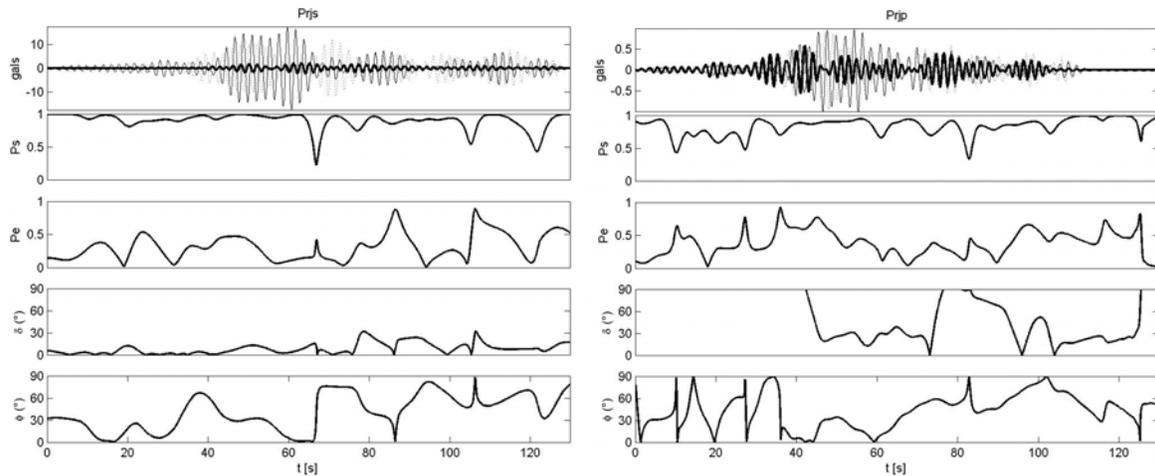
De manera general, el método de cross-correlación resulta menos preciso y estable que el método  $f-k$  empleado en superficie, debido en particular a la mayor distancia entre los registros. Sin embargo, permite confirmar algunos de los resultados obtenidos en superficie: los registros incluyen llegadas múltiples lentas y rápidas con una propagación principalmente vertical a periodos inferiores al periodo de resonancia y arribos horizontales provenientes del epicentro con velocidades que coinciden con los valores de los modos fundamentales de las ondas Rayleigh y Love generadas en el epicentro para los periodos superiores al periodo de resonancia del sitio. La dispersión de los valores de velocidad de fase obtenidos y la presencia de dos grupos de ondas con direcciones de propagación distintas en el componente radial parecen indicar la presencia de dos modos distintos de propagación: el modo fundamental dominante y probablemente el primer modo de ondas de Love y de Rayleigh. Entre 2.5 y 5 segundos de periodo, se observaron ondas lentas provenientes del norte y generadas localmente en la zona de lago.

### **5.3 ANÁLISIS DE POLARIZACIÓN**

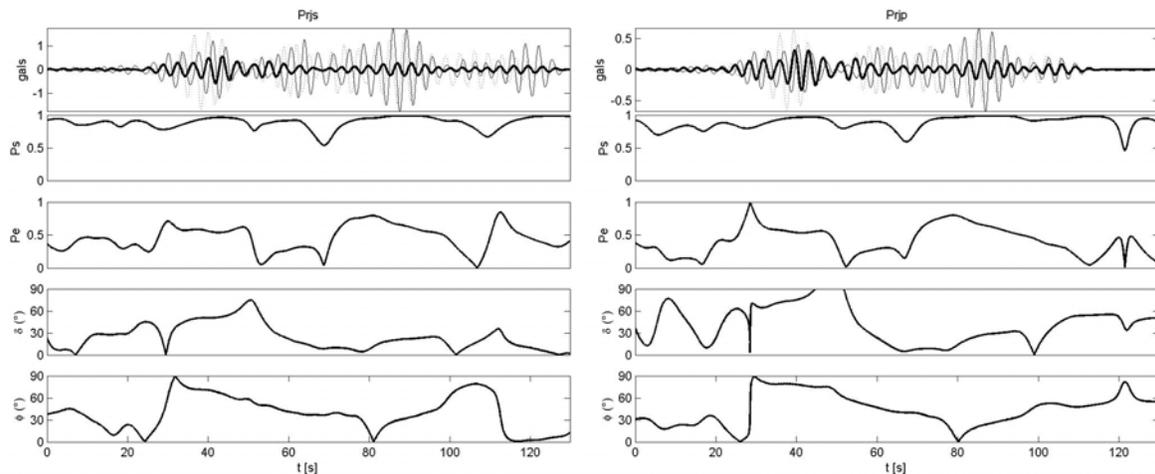
#### **5.3.1.a Resultados en la zona de lago**

A periodos cortos y para las estaciones de superficie (figura 5.35 izquierda), la primera parte de la traza (hasta 60 s) está compuesta de ondas con una polarización elíptica horizontal y con un acimut diferente de la dirección epicentral (con una gran dispersión de valores ya que los ángulos varían rápidamente de  $0^\circ$  a  $\pm 90^\circ$  sin coherencia aparente entre las estaciones). En pozo (figura 5.35 derecha), el movimiento se vuelve esencialmente vertical (con episodios horizontales de corta duración) con direcciones de propagación muy variables. El movimiento en superficie es perturbado por la resonancia local. Los componentes horizontales sufren una amplificación importante entre el pozo y la superficie lo que tiende a cambiar la polarización vertical en pozo a una polarización horizontal y casi lineal en superficie. La variabilidad del valor de buzamiento y de acimut a periodos

cortos indica la presencia de ondas de tipo diferente y explica la dificultad de caracterizar este campo de ondas a periodos cortos. Si consideramos los registros de pozo como indicadores del campo de ondas incidente a la zona de lago, vemos una primera parte de la traza (entre 0 y 50 s) dominada por una onda con buzamiento vertical y acimutes variables (probablemente ondas de Rayleigh) seguida por una onda con una polarización horizontal-radial (entre 50 y 75 s) y vertical (entre 75 y 100 s). Tenemos probablemente la presencia de ondas de Rayleigh que dominan en la primera parte de la traza y una mezcla Rayleigh-Love para la parte restante. La polarización es elíptica lo que indica que el campo de ondas está dominado por ondas de superficie.



**Figura 5-35: polarización de las ondas en la estación de superficie (izquierda) y de pozo (derecha) de la plaza Río de Janeiro para trazas filtradas alrededor de 1.95 s.**

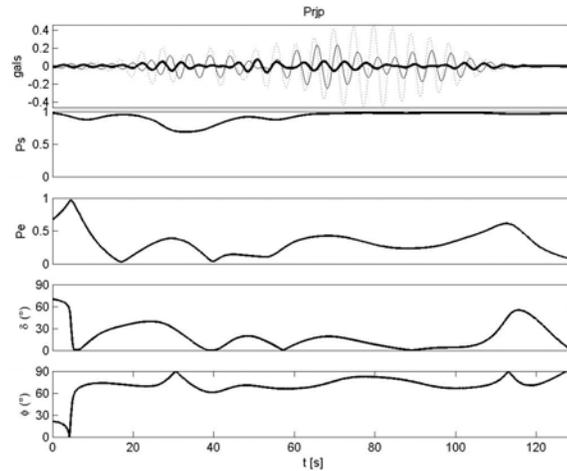


**Figura 5-36: polarización de las ondas en la estación de superficie (izquierda) y de pozo (derecha) de la plaza Río de Janeiro para trazas filtradas alrededor de 3.45 s.**

A medida que avanzamos hacia los periodos largos, la polarización tiende a simplificarse. A periodos intermedios inferiores a 4 segundos (figura 5.36), observamos un primer pulso energético entre 30 y 50 segundos caracterizado por una polarización transversal oblicua en superficie (con un buzamiento de 40 a 60°) y casi vertical en pozo a 50 metros, probablemente una onda de Rayleigh. La segunda parte de la traza se caracteriza por una polarización híbrida, con un buzamiento casi horizontal y un rumbo de aproximadamente 50° en relación con la

dirección epicentral. Esto indica probablemente una mezcla de ondas de superficie o una zona de transición entre dos patrones de propagación como lo sugieren los resultados de los análisis de espectros  $f-k$  y de cross-correlación.

A periodos largos, superiores a 4 segundos (figura 5.37), la polarización es mucho más homogénea en el espacio ya que tratamos con longitudes de ondas mayores y no hay mucha diferencia entre las estaciones de superficie y de pozo. Ondas caracterizadas por una polarización horizontal transversal dominan el movimiento, lo que corresponde a ondas de Love. Estas ondas continúan dominando a periodos aún más largos.



**Figura 5-37: polarización de las ondas en la estación de pozo de la plaza Río de Janeiro para trazas filtradas alrededor de 5.05 s.**

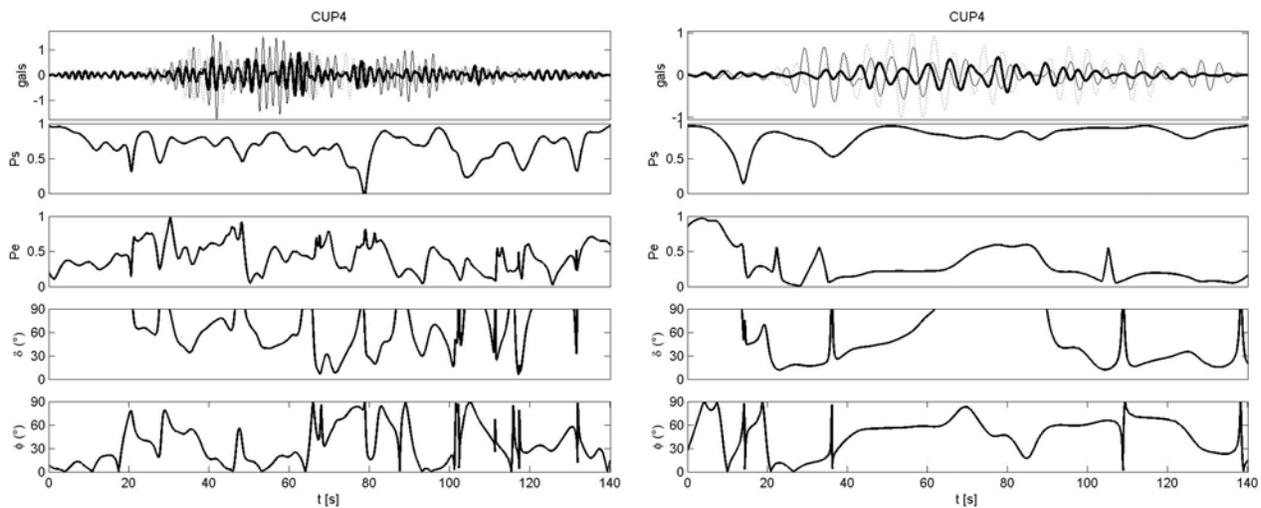
### 5.3.1.b Resultados en la zona de lomas (estación CUP4)

A periodos cortos (figura 5.38 izquierda), observamos una gran variabilidad de los resultados. Los 20 primeros segundos se caracterizan por una polarización lineal de tipo vertical y radial lo que indica probablemente ondas  $L_g$  proveniente del epicentro como lo sugirieron Barker *et al.* (1996). Entre 30 y 65 segundos (la parte más energética de las trazas), la polarización se vuelve elíptica, radial y tiende a ser vertical lo que indica que las ondas de Rayleigh dominan. Después de 65 segundos, la polarización se vuelve transversal con un buzamiento muy variable, lo que implica una mezcla de ondas de Love y de Rayleigh.

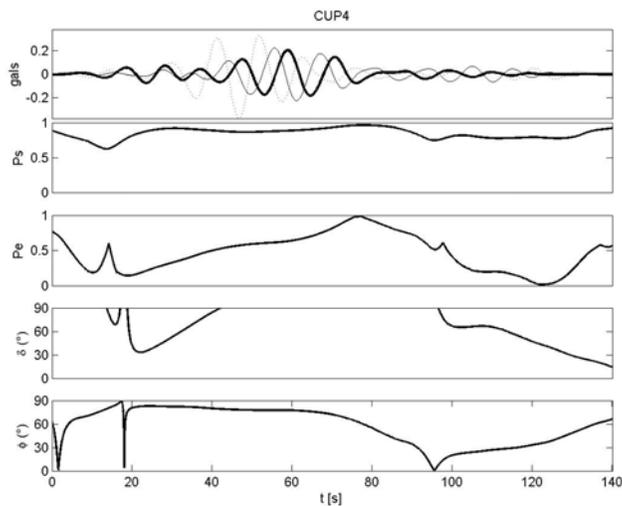
A periodos largos (figura 5.38 derecha), la primera parte de los registros (entre 20 y 40 segundos) está dominada por una polarización radial, casi lineal y horizontal (buzamiento de  $30^\circ$ ). Se trata probablemente de una onda de Rayleigh con un fuerte componente horizontal. A partir de 40 segundos, el acimut se vuelve casi transversal (acimut a  $60^\circ$ ) con un buzamiento vertical entre 60 y 90 segundos. Esta tendencia se acentúa a medida que el periodo aumenta para llegar a una polarización transversal y vertical en la totalidad del registro (figura 5.39). Como observamos para el sismo de Coyuca, tenemos nuevamente un cambio de buzamiento entre la zona de lomas y la zona de lago a periodos largos. Esto indica que la polarización no se conserva durante el trayecto y es fuertemente influenciada por el tipo de medio atravesado (Mooney y Bolt, 1966). La polarización no es una buena herramienta para seguir trenes de ondas que se propagan en medios distintos. Sin embargo, podemos concluir de este análisis de polarización que el campo de ondas incidente a la zona de lago de la Ciudad de México está

dominado en su primera parte por ondas de Rayleigh mientras que la segunda parte de los registros consiste en una mezcla de ondas de superficie difíciles de separar.

El predominio de ondas de Love observado en la zona de lago a periodos largos está relacionado en parte con la amplificación a 5 segundos observada en los espectros H/V, amplificación causada por un efecto regional, probablemente a escala de la cuenca. Pero se debe también a la presencia de ondas de Love secundarias generadas dentro de la cuenca (la comparación de los registros en la zona de lomas y la zona de lago demostró que el campo de ondas en la zona de lago era más complejo que en la zona de lomas aún a periodos largos), lo que explica las diferencias observadas entre la zona de lomas y la zona de lago.



**Figura 5-38:** polarización de las ondas en la estación CUP4 ubicada en zona de lomas para trazas filtradas alrededor de 1.95 s (izquierda) y 5.05 segundos (derecha).



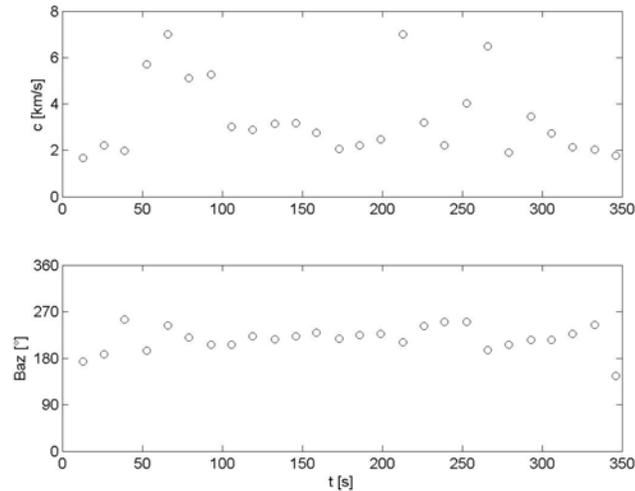
**Figura 5-39:** polarización de las ondas en la estación CUP4 ubicada en zona de lomas para trazas filtradas alrededor de 10 segundos.

## 5.4 DISCUSIÓN

La comparación entre los resultados obtenidos para el sismo de Coyuca y los obtenidos para el sismo de Colima nos da informaciones importantes en cuanto al campo de ondas resultante de excitaciones distintas. Los comportamientos observados para ambos sismos son muy similares, en particular a periodos largos, y las características del movimiento sísmico registrado en la zona de lago están fuertemente influenciadas por la presencia de una capa de arcilla blanda de 40 m en superficie, capa responsable de una resonancia del sitio a un periodo de 2 segundos. Esta resonancia se traduce por una amplificación importante del movimiento sísmico en la capa superficial de arcilla blanda, fenómeno muy bien ilustrado por los cocientes espectrales entre las estaciones de superficie y la estación de pozo ubicada a 102 metros debajo de la capa de arcilla. La amplificación es máxima en la superficie de la capa y corresponde bien a los efectos 1D descritos por Seed *et al.* (1998). Estudios recientes (Chávez-García *et al.*, 1999; Cornou y Bard, 2003) mostraron sin embargo que podían existir efectos de resonancia 2D y 3D que alteran los cocientes espectrales. Para estudiar esta posibilidad, calculamos los espectros H/V para todas las estaciones y mostramos la presencia de una amplificación del movimiento sísmico a 0.2 Hz (5 s). Esta amplificación se observa para ambos sismos en todas las estaciones de superficie y pozo de la zona de lago. Es máxima para la dirección transversal a la dirección epicentro-arreglo lo que implica un campo de ondas anisotrópico, característica confirmada por el predominio, a estos periodos, de ondas de Love observado gracias al análisis de polarización. En la zona de lomas, esta amplificación existe también, si bien en proporciones inferiores, lo que sugiere un efecto regional observable en toda la cuenca de México. El origen de este efecto podría ser tanto un efecto de la fuente como un efecto de trayecto. Al contrario de lo que pasa en la zona de lago, el análisis de polarización realizada para la estación CUP4 no muestra que las ondas de Love dominen el movimiento a 0.2 Hz. Esto podría explicarse por la presencia de ondas de Love secundarias generadas localmente en la zona lacustre: estas ondas podrían sumarse al campo de onda incidente principal, formado por una mezcla de ondas de superficie Rayleigh y Love, e inducir un predominio de ondas de Love. Esto implicaría que las ondas de Love secundarias se generan de manera más eficiente que las ondas de Rayleigh como lo sugirieron Hatayama y Fujiwara (1998) con un modelado numérico 3D de una cuenca sedimentaria sometida a una excitación de tipo SH o SV.

El análisis tiempo-periodo de las características de propagación del campo de ondas dominante permite definir tres rangos de periodo distintos: los periodos superiores a 4 segundos con un patrón de propagación muy coherente gobernado por la estructura profunda de la cuenca, los periodos entre 2.5 y 4 segundos que representan un rango de transición, y los periodos inferiores a 2.5 segundos con un patrón de propagación gobernado por la capa de arcilla blanda superficial. Para periodos superiores a 4 segundos, estamos en el rango de periodos más sencillo. Las velocidades de fase son estables con un promedio entre 2000 m/s y 4000 m/s, en acuerdo con el modelo estructural de Campillo *et al.* (1996). Aunque la geometría del arreglo no permite separar los distintos modos de propagación a estos periodos, la dispersión de los valores, la presencia de varios picos en las trazas filtradas y la separación de los resultados de cross-correlación en varias curvas hacen pensar que tenemos por los menos dos modos presentes (probablemente el modo fundamental y el primer modo superior). Todos los trenes de

ondas provienen de la dirección epicentro-arreglo con una dispersión de los valores inferior a  $30^\circ$ . El análisis tiempo-periodo de los valores de backazimuth muestra la gran coherencia de estos trenes de onda y demuestra que la dispersión de los valores de backazimuth no se debe a problemas numéricos sino a patrones de propagación distintos. A estos periodos, el campo de ondas está dominado por longitudes de onda de varios kilómetros (más de 10 km) guiadas por estructuras corticales profundas y no está perturbado por la presencia de la capa de arcilla blanda en la zona de lago. De hecho, Furumura y Kennett (1998) mostraron la importancia de la estructura cortical entre la zona de subducción y el valle de México sobre el campo de onda incidente. Las observaciones realizadas se explican probablemente por la presencia de ondas de superficie generadas entre el epicentro y la cuenca de México en la frontera sur del Eje Volcánico como fue sugerido por Chávez-García y Salazar (2002) y Cárdenas y Chávez-García (2003). Podemos imaginar, en efecto, una separación en varios modos de propagación de los modos fundamentales de Rayleigh y de Love provenientes del epicentro como consecuencia del cambio brusco de estructura en la frontera del Eje Volcánico. Los resultados encontrados en este trabajo no permiten definir la zona de difracción pero apoyan las observaciones realizadas en la zona de lomas por Barker *et al.* (1996) y los resultados obtenidos por Chávez-García y Salazar (2002) en la zona de lago. Se observa además en el análisis  $f-k$  del sismo de Coyuca y el análisis de cross-correlación del sismo de Colima una rotación de backazimuth hacia el sur para ambos componentes horizontales. Esta rotación no se ha observado ni en el análisis  $f-k$  del sismo de Colima ni en los resultados obtenidos en zona de lomas con el sismo de Guerrero del 05/05/1994 estudiado por Barker *et al.* (1996). Los resultados obtenidos con el algoritmo MUSIC para las trazas del sismo del 05/05/1994 filtradas entre 5 s y 10 s (figura 5.40) muestran que el valor de backazimuth obtenido en función del tiempo es muy estable sin indicios de rotación hacia el sur. Sin embargo, para eventos con acimutes distintos como el sismo de Puebla del 06/05/1994, Barker *et al.* (1996) observaron una rotación de backazimuth hacia el sur ( $170^\circ$ ) en fin de registro en el rango 2.5-5.0 s. Es difícil entonces concluir en cuanto a la existencia de esta rotación de backazimuth hacia el sur en el caso de los dos eventos registrados por nuestro arreglo de pequeña apertura en la colonia Roma Norte. Es importante recordar que hablamos de longitudes de onda de más de 10 km para una apertura del arreglo de 1 km: la apertura del arreglo no es lo suficientemente grande para permitir una estimación precisa de la dirección de propagación de la onda dominante como lo indican los valores de incertidumbres en ángulo obtenidos para estos periodos. La rotación observada podría ser tanto un artefacto del método de análisis como una difracción de las ondas ocurrida durante el trayecto entre el epicentro y la Ciudad de México, probablemente en el Eje Volcánico Transmexicano. Para periodos superiores a 4 segundos, el campo de ondas está formado por una mezcla de ondas de Love y de Rayleigh con un predominio claro de ondas de Love alrededor de 0.2 Hz. Al contrario de lo que hizo Cornou (2003b), resulta casi imposible separar y cuantificar la parte Rayleigh/Love de los registros. Sin embargo, las ondas de Rayleigh parecen dominar los principios de traza (los primeros 50 s) mientras que las ondas de Love dominan los finales de traza. El fenómeno de amplificación y directividad del campo de ondas observado a 5 segundos es interesante ya que implica trenes de onda muy largos en el componente transversal, casi monocromáticos (fig. 5.7) que podrían explicar en parte la larga duración del movimiento sísmico para estos periodos y aumentar los riesgos de daños estructurales durante un fuerte terremoto.



**Figura 5-40: Resultados de velocidad de fase (arriba) y backazimuth (abajo) obtenidos para el sismo de Guerrero del 05/05/1994 registrado en el jardín botánico de la UNAM (Barker *et al.*, 1996) para el componente transversal. Estos datos fueron procesados con el método MUSIC a partir de los datos filtrados entre 5 y 10 segundos de periodo.**

Otro punto interesante, observable para periodos entre 2.5 y 5 segundos, es la presencia de trenes de ondas lentos con velocidades que alcanzan apenas los 500 m/s en los resultados de cross-correlación obtenidos para ambos sismos y los resultados  $f-k$  obtenidos para el sismo de Coyuca. Estos arribos se caracterizan por cambios importantes de forma entre las estaciones lo que dificulta considerablemente la estimación de sus parámetros de propagación y, por consecuencia, su interpretación. La mayor parte de estas ondas se concentran al inicio y al final de los registros, es decir en las partes menos energéticas de las trazas pero el estudio visual de las trazas filtradas (fig. 4.23 y 5.6) demuestra que existen también pulsos lentos, de corta duración, energéticos generalmente provenientes del norte en el caso del sismo de Colima. Para el sismo de Coyuca, la dirección de propagación de tales ondas no pudo ser determinada con certeza pero las dos direcciones posibles son una dirección sur ( $204^\circ$ ) correspondiente a la dirección epicentro-arreglo y una dirección norte al igual del caso del evento de Colima. En un estudio anterior, Chávez-García *et al.* (1995) encontraron ondas de Love lentas similares (320-360 m/s y 750 m/s) a 3.5 s de periodo en los registros del sismo de Michoacán de 1985 pero no explicaron el origen de estas ondas. Existen varias explicaciones posibles a estas ondas lentas en la literatura. Una primera explicación podría venir de la fuerte heterogeneidad lateral producida por la presencia de la cuenca sedimentaria: en las orillas de la cuenca, el campo de ondas incidente puede excitar ondas de superficie secundarias cuya energía queda atrapada dentro de la cuenca. Hatayama y Fujiwara (1998) calcularon, a partir de un modelo numérico 3D, las condiciones de formación de tales ondas de superficie secundarias en el caso de una incidencia de tipo SH o SV y demostraron que las ondas de Love se generaban de manera más eficiente que las ondas de Rayleigh. Sin embargo, Chávez-García y Bard (1994) demostraron, con modelos numéricos 2D, que esta explicación no era válida en el caso de México debido a la fuerte atenuación de las ondas de superficie. Los valores de velocidad de las ondas S en la capa de arcilla (del

orden de 80 m/s) y el factor de calidad  $Q_s$  ( $Q_s=25$  en el modelo utilizado para ese estudio) no permiten a estas ondas secundarias de propagarse de manera eficiente más allá de 1 km de la orilla de la cuenca. Otra explicación consiste en el acoplamiento de modos de propagación particulares debidos al enorme contraste entre la velocidad de las ondas P y la de las ondas S en la capa de arcilla blanda superficial. Lomnitz (1999, 2002) evocó la posibilidad de formación de un acoplamiento entre una onda P evanescente y una onda de Rayleigh a la interface entre la capa de arcilla blanda y los sedimentos profundos. Esta fase, llamada fase "PR" y similar a la fase de Airy, se caracteriza por una forma casi monocromática, de larga duración, no presenta dispersión importante y aparece cuando la velocidad de las ondas P en la capa superficial es superior a la velocidad de las ondas S en la capa inferior, caso en el cual se encuentra la zona de lago de la Ciudad de México. Sin embargo, las longitudes de ondas de los pulsos analizados aquí son del orden del km, es decir muy superior al espesor de la capa de arcilla por lo que la fase PR no puede explicar entonces el fenómeno observado a estos periodos. La tercera explicación posible fue expuesta por Chávez-García y Bard (1994). Estos autores demostraron a partir de modelos numéricos 2D que las irregularidades de la interface de la capa de arcilla podían producir ondas de Rayleigh lentas (con velocidad de grupo del orden de 20 m/s), muy locales, observables en las estaciones cercanas a la heterogeneidad considerada, sin ser responsables de la larga duración del movimiento sísmico. De la misma manera que para la explicación de la formación de fases PR, las longitudes de onda en juego no coinciden con esta explicación pero podemos suponer que el mismo tipo de fenómeno pueda ocurrir en capas más profundas de la cuenca con heterogeneidades o irregularidades de escala kilométrica. Cualquiera que sea el fenómeno físico que genere estas ondas lentas, podemos observar que son pulsos de corta duración, aparentemente limitados a una área restringida. En ningún caso son responsables de la larga duración del movimiento fuerte y del carácter destructivo del movimiento sísmico.

La banda de periodos entre 2.5 y 4 segundos corresponde a un rango de transición. La velocidad aumenta rápidamente de 500 m/s hasta 2000-4000 m/s y las direcciones de propagación se concentran alrededor de la dirección epicentral con dispersiones que pueden alcanzar todavía  $\pm 50^\circ$ . Como para el rango de periodos anterior, tenemos una sucesión coherente de ondas provenientes de direcciones cercanas a la dirección epicentro-arreglo y presencia de pulsos lentos energéticos provenientes generalmente del norte. El incremento de velocidad observado coincide bien con las curvas de dispersión encontradas para los diferentes modelos estructurales presentados en el capítulo 2. El campo de onda al inicio de las trazas parece dominado por las ondas de Rayleigh y, al final de las trazas, por ondas de Love que parecen jugar un papel determinante en la duración del movimiento sísmico en periodos largos.

Para periodos inferiores a 2.5 segundos, el campo de onda se vuelve muy complicado. La resonancia provocada por la capa superficial de arcilla blanda saturada en agua entra en juego. Los registros consisten en una mezcla compleja de ondas con poca coherencia entre las estaciones lo que indica efectos muy locales debidos por ejemplo a heterogeneidades de pequeña escala en la capa (espesor variable, forma irregular, heterogeneidades de

velocidad) o a efectos de interacción suelo-estructura (Wirgin y Bard, 1996). Encontramos a la vez velocidades muy lentas, de menos de 200 m/s, que coinciden bien con los valores de velocidad de fase esperadas para los modos fundamentales de ondas de superficie y las ondas S en la capa de arcilla y velocidades más altas, de hasta 1500 m/s. El análisis de polarización indica que el movimiento es totalmente polarizado (es decir que el movimiento sísmico está dominado por una sola polarización) con una polarización máxima de tipo elíptico, característica de las ondas de superficie. Estos parámetros parecen indicar que las ondas rápidas encontradas a periodos cortos son modos superiores de ondas de superficie que se superponen a las ondas atrapadas en la capa de arcilla. La mayoría de las ondas provienen del cuadrante oeste para ambos sismos. Para el sismo de Coyuca, tenemos dos zonas de difracción preferenciales: una zona sur-sureste entre  $100^\circ$  y  $200^\circ$  y una zona norte entre  $300^\circ$  y  $40^\circ$ . Para el sismo de Colima, las ondas provienen de direcciones múltiples entre  $180^\circ$  y  $350^\circ$ . La localización geográfica de la zona que genera estas difracciones resulta difícil de determinar. La falta de una base de tiempo común y la distancia entre estaciones para la RACM nos impide seguir los pulsos difractados afuera del arreglo de la colonia Roma. Sin embargo, la ubicación del arreglo y la estructura de la cuenca hacen pensar que se trata del límite lago-transición situado al oeste del arreglo. A partir de un modelo 2D, Chávez-García y Bard (1994) discutieron la posibilidad de propagación de ondas de superficie generadas en las orillas de la cuenca hasta su centro tomando en cuenta la atenuación que sufren debido a pequeños valores del factor de calidad Q. Concluyeron que estas ondas de superficie no podían tener amplitudes significativas en el centro de la cuenca y no podían explicar los arribos tardíos de energía observados en la zona de lago. Esta conclusión fue apoyada por los resultados presentados en el trabajo de campo de Jongmans *et al.* (1996) y parece contradictoria con la presencia de ondas generadas en la zona de transición oeste en los registros de la colonia Roma. Considero por ello que, para estudios futuros, sería importante utilizar modelos numéricos que tomen en cuenta la estructura compleja de la cuenca tanto en forma como en materia de parámetros físicos (factor de calidad, velocidad y densidad) para poder separar las contribuciones del campo de ondas incidente de las contribuciones de las ondas generadas localmente. Los datos de pozo mostraron, con el análisis de las trazas filtradas y el análisis de polarización, la complejidad del campo de ondas debajo de la capa de arcilla, a 102 metros, lo que implica que la naturaleza del movimiento sísmico a estos periodos está controlada por el campo de onda incidente a la capa de arcilla y que su amplitud se debe a la amplificación causada por la presencia de la capa de arcilla superficial.

Finalmente, el análisis de los registros de los sismos de Coyuca y Colima permitió estimar las características del campo de ondas que se propaga en el valle de México durante un fuerte terremoto. A periodos largos, superiores a 2.5 s, las longitudes de onda en juego son del orden de 5 a 20 k: las ondas son gobernadas por la estructura cortical profunda y los resultados permiten estimar los parámetros del campo de ondas incidente a la cuenca de México. A estos periodos, el campo de ondas proviene del epicentro con probables difracciones en el Eje Volcánico Transmexicano. Para los periodos inferiores a 2.5 segundos, tenemos una superposición de ondas atrapadas en la capa de arcilla blanda responsable de una fuerte amplificación del movimiento sísmico en superficie, ondas provenientes en su mayoría del oeste de la cuenca, y de ondas con longitudes de onda

kilométricas guiadas por las capas más profundas de la cuenca. Vimos en particular que gran parte de la larga duración de los registros tenía su origen de la naturaleza del campo de ondas incidente debajo de la capa de arcilla. Estas observaciones confirman la hipótesis de una interacción de ondas guiadas por la estructura profunda de la corteza y la resonancia local provocada por la capa superficial de suelo blando en la zona de lago de la Ciudad de México para explicar la larga duración del movimiento sísmico en esta zona.

## 6 CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS

El trabajo realizado durante esta tesis permitió estimar las características del movimiento sísmico fuerte observado en la zona de lago del valle de México. La instalación de un arreglo de pequeña apertura (1 km) en una de las partes más expuestas de la ciudad (colonia Roma) fue una herramienta muy útil y eficiente para analizar el campo de onda dominante en términos de dirección de propagación, velocidad de fase, y tipo de ondas tanto para longitudes de onda cortas (del orden de unos cientos de metros) que llevan la información sobre las ondas atrapadas en la capa de arcilla como para longitudes de ondas largas (de varios kilómetros) gobernadas por la estructura cortical profunda.

Se utilizaron tres métodos de procesamiento de datos de arreglo: el método  $f-k$  convencional, el método  $f-k$  de alta resolución y el algoritmo MUSIC. Se realizaron pruebas sintéticas para estimar los límites y ventajas de cada método y se realizó una comparación de los métodos sobre dos juegos de datos registrados por arreglos de pequeña apertura en la zona de lomas y la zona de lago. Se demostró que el método  $f-k$  convencional era el método más adecuado para el procesamiento de los datos en la zona de lago en razón de su estabilidad mientras que el método MUSIC era una buena opción para datos altamente coherentes con retrasos en tiempo pequeños como los que se registran en la zona de lomas. Otro método empleado para el procesamiento de los datos de pozo fue el método de cross-correlación que permite tomar en cuenta de manera sencilla la tercera dimensión (profundidad). Vimos que la aplicación de estos métodos clásicos de procesamiento de datos de arreglo a los datos de la Ciudad de México presenta dificultades debido a la complejidad del campo de ondas registrado. Los dos problemas principales encontrados durante esta tesis fueron la mala cobertura espacial de los registros en caso de sismos de magnitud moderada (como fue el caso para el sismo de Coyuca para el cual solo la mitad de las estaciones de superficie registraron el evento) y los errores de estimación de parámetros de propagación provocadas por variaciones importantes de forma de onda entre las estaciones (el caso de las “ondas lentas”) y de las características temporales de las señales (un pulso corto seguido por un tren de onda casi sinusoidal de larga duración). Para reducir las incertidumbres del método  $f-k$  y mejorar los resultados en caso de eventos con pocos registros, sería interesante aplicar el método de análisis de datos de arreglos con un pequeño número de estaciones propuesto por Kennett *et al.* (2003) en el caso de estudios por infrasonidos. Este método permite estimar los parámetros del campo de ondas incidente al arreglo a partir de la utilización conjunta de un método de *beamforming* para calcular espectros de energía sobre una malla en lentitud y de un método de inversión para minimizar la diferencia entre los espectros en energía observadas y calculadas. Para tomar en cuenta las variaciones temporales de las características de las señales registradas, se podría utilizar ondículas en lugar de funciones trigonométricas a fin de revelar señales de pequeña duración que no podrían ser separados por un análisis  $f-k$  clásico. Por analogía a la transformada de Fourier, se define de esta manera una transformada ondicular que permite definir un espectro ondicular. A partir del espectro ondicular, es posible analizar una señal utilizando una serie de ondículas distintas: se habla entonces de análisis de multi-ondículas y se puede aplicar tanto al análisis de polarización como a los análisis tiempo-periodo (Bear y Pavlis, 1997; Bear *et al.*, 1999).

El procesamiento de los datos de pozo y de superficie del evento del 8 de octubre del 2001 y del 22 de enero del 2003 registrados por la nueva red densa de la Colonia Roma nos permitió determinar los rasgos generales del campo de ondas que se propaga en la zona de lago del Valle de México. A periodos largos, superiores al periodo de resonancia del sitio (2.5 s), el campo de ondas dominante proviene de la dirección epicentral y se compone de los modos fundamentales de ondas de superficie generados en la fuente y de modos superiores o difractados generados entre el epicentro y la cuenca, probablemente en la frontera sur del Eje Volcánico Transmexicano. Estas ondas tienen longitudes de onda del orden de 10 a 20 km y son guiadas por la estructura cortical profunda. Observamos también la formación de ondas de superficie secundarias dentro de la cuenca, con direcciones norte o sur y velocidades de propagación bajas (del orden de 300 a 500 m/s) cuyas longitudes de onda (1 a 2 km) indican que la estructura misma de la cuenca afecta también el campo de ondas, aún a estos periodos. El estudio de polarización demostró que las ondas Rayleigh dominan al inicio de los registros y las ondas de Love al final de las trazas. Los resultados coinciden con estudios anteriores realizados en la zona de lomas (Barker *et al.*, 1996) o en la zona de lago con los registros de la RACM (Chávez-García y Salazar, 2002). A periodos inferiores al periodo de resonancia, el campo de ondas se vuelve muy complejo. Tenemos una mezcla de ondas de longitudes de onda muy cortas (del orden de 100 a 200 m) atrapadas en la capa de arcilla blanda superficial y de ondas de longitudes de onda más largas (1 km), probablemente modos superiores de ondas de superficie, cuya energía se distribuye en las capas más profundas de la cuenca. Estas ondas provienen de direcciones múltiples con dos direcciones preferenciales: S-SE para el sismo de Coyuca y O-NO para ambos eventos. La ubicación exacta de la zona que genera estas ondas es incierta pero podemos suponer que se trata de la zona de transición entre los sedimentos de la cuenca y las rocas volcánicas de las lomas de la Ciudad de México. Todos estos resultados apoyan la hipótesis planteada por Chávez-García *et al.* (1995) según la cual la larga duración del movimiento sísmico en el valle de México se debe a la interacción de ondas guiadas por la estructura profunda de la corteza y la resonancia local provocada por la capa superficial de suelo blando en la zona de lago. Es importante notar que el arreglo instalado en la colonia Roma sigue operando lo que permitirá obtener otros juegos de datos para complementar este estudio. Sería interesante comparar nuestros resultados con las observaciones realizadas en el arreglo instalado en el antiguo lago de Texcoco al nordeste de la ciudad para los mismos eventos y disponer de otro arreglo permanente con base de tiempo común en la zona de lomas a fin de seguir los diferentes trenes de onda a lo largo de su trayecto a través del valle. Esto permitiría separar las contribuciones del campo de ondas incidente al valle de México de los efectos causados por la estructura global de la cuenca y por la presencia de la capa de arcilla blanda. Los dos sismos estudiados se caracterizan por trayectos epicentro-Ciudad de México distintos, lo que podría explicar que presentan características distintas en términos de velocidad (los valores obtenidos son más altos para el sismo de Colima por ejemplo), de dirección de propagación o de polarización (Cárdenas *et al.*, 1997; Cárdenas y Chávez-García, 2003; Ferrer-Toledo *et al.*, 2003).

Finalmente, la comprensión del movimiento sísmico en el valle de México pasa por la comprensión de los fenómenos de interacción entre efectos de trayecto y sitio a distintas escala. Para realizar una modelación numérica completa de estos fenómenos, será necesario definir en primer lugar un modelo estructural preciso a escala regional

y local y, en segundo lugar, una metodología adaptada a la complejidad de las escalas en juego. Ésta es una de las próximas metas de la ingeniería sísmica en México.

## **7 REFERENCIAS**

- Acosta, C., C. Huerta, L. Mendoza, and A. Reyes (1993). Modelado de la respuesta sísmica en el subsuelo de la Ciudad de México, con registros a profundidad, *Geofísica Internacional* **32**, 131-152.
- Akaike, H. (1974). A new look at the statistical model identification, *IEEE Transactions on Automatic Control* **19**, 6, 716-723.
- Aki, K., and P.G. Richards (1980). Quantitative Seismology, Theory and Methods, *W.H. Freeman and Company*.
- Almendros González, F.J. (1999). Análisis de señales sismo-volcánicas mediante técnicas de Array, *tesis de doctorado del Departamento de Física Teórica y del Cosmos de la Universidad de Granada*.
- Almendros, J., J.M. Ibáñez, G. Alguacil, and E. Del Pezzo (1999). Array analysis using circular-wave-front geometry: an application to locate nearby seismo-volcanic source, *Geophys. J. Int.*, **136**, 159-170.
- Bard, P.-Y., M. Campillo, F.J. Chávez-García and F.J. Sánchez-Sesma (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985—A theoretical investigation of large- and small-scale amplification effects in Mexico City valley, *Earthquake Spectra* **4**, 609-633.
- Barker, J.S., M. Campillo, F.J. Sánchez-Sesma, D. Jongmans and S.K. Singh (1996). Analysis of wave propagation in the Valley of Mexico from a dense array of seismometers, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 1667-1680.
- Bear, L.K., and G.L. Pavlis (1997). Estimation of slowness vectors and their uncertainties using multi-wavelet seismic array processing, *Bull. Seism. Soc. Am* **87**, 755-769.
- Bear, L.K., and G.L. Pavlis (1999). Multi-channel estimation of time residuals from broadband seismic data using multi-wavelets, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 681-692.
- Bear, L.K., G.L. Pavlis, and G.H.R. Bokelmann (1999). Multi-wavelet analysis of three-component seismic arrays: application to measure effective anisotropy at Piñon Flats, California, *Bull. Seism. Soc. Am.* **89**, 693-705.
- Borcherdt, R.D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **60**, 29-61.
- Buttkus, B. (2000). Spectral analysis and filter theory in applied geophysics, 667 pp., *Springer*.
- Campillo, M., P.-Y. Bard, F. Nicollin and F. Sánchez-Sesma (1988). The Mexico Earthquake of September 19, 1985—The incident wave field in Mexico City during the great Michoacan earthquake and its interaction with the deep basin, *Earthquake Spectra* **4**, 591-608.

- Campillo, M., J.C. Gariel, K. Aki, and F.J. Sánchez-Sesma (1989). Destructive strong ground motion in Mexico City: source, path, and site effects during great 1985 Michoacán earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1718-1735.
- Campillo, M., S.K. Singh, N. Shapiro, J. Pacheco and R.B. Herrmann (1996). Crustal structure South of Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion, *Geofísica Internacional*, **35**, 361-370.
- Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *Proceedings of the IEEE*, **57**, 1408-1418.
- Capon, J. (1973). Signal processing and frequency wavenumber spectrum analysis for a large aperture seismic array, *Methods Comput. Phys.*, **13**, 1-59.
- Cárdenas, M., F.J. Chávez-García and A. Gusev (1997). Regional amplification of ground motion in central Mexico. Results from coda-length magnitude data and preliminary modeling, *J. of Seismology* **1**, 341-355.
- Cárdenas, M., F. Núñez-Cornú, J. Lermo, D. Córdoba and A. González (1998). Seismic energy attenuation in the region between the coast of Guerrero and Mexico City: differences between paths along and perpendicular to the coast, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **105**, 47-57.
- Cárdenas Soto, M. (2000). 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 del Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México*.
- Cárdenas, M., and F.J. Chávez-García (2003). Regional path effects on seismic wave propagation in central Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **3**, 973-975.
- Castillo Aldana, J. (2000). Análisis multidimensional de registros sísmicos. El caso de un valle aluvial en Nueva-Zelanda, *tesis de ingeniero del Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura*.
- Chávez-García, F.J., and P.-Y. Bard (1993a). Gravity waves in Mexico City ?—I. Gravity perturbed waves in an elastic solid, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**, 1637-1655.
- Chávez-García, F.J., and P.-Y. Bard (1993b). Gravity waves in Mexico City ?—II. Coupling between an anelastic solid and a fluid layer, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**, 1656-1675.
- Chávez-García, F.J., and P.-Y. Bard (1994). Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes, *Soil Dyn. and Earth. Eng.* **13**, 229-247.
- Chávez-García, F.J., F.J. Sánchez-Sesma, M. Campillo and P.-Y. Bard (1994). El terremoto de Michoacán de septiembre de 1985 : efectos de fuente, trayecto y sitio, *Física de la Tierra* **6**, 157-200.

- 
- Chávez-García, F.J., J. Ramos-Martínez and E. Romero-Jiménez (1995). Surface wave dispersion analysis in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1116-1126.
- Chávez-García, F.J. and E. Romero-Jiménez (1996). Análisis de los acelerogramas registrados en la Ciudad de México durante el temblor del 25.04.89. Evidencias de una posible explicación para la gran duración del movimiento fuerte, *Revista de Ingeniería Sísmica* **54**, 1-15.
- Chávez-García, F.J., W.R. Stephenson and M. Rodríguez (1999). Lateral propagation effects observed at Parkway, New Zealand. A case history to compare 1D versus 2D site effects, *Bull. Seism. Soc. Am.* **89**, 718-732.
- Chávez-García, F.J., L. Salazar-Peña and M. Cárdenas-Soto (2000). El movimiento sísmico del Valle de México: análisis de los registros acelerográficos en pozos y modelado numérico, *informe técnico del Instituto de Ingeniería al Gobierno del Distrito Federal*.
- Chávez-García, F.J., and M. Cárdenas-Soto (2002). The contribution of the built environment to the 'free-field' ground motion in Mexico City, *Soil Dyn. and Earth. Eng.* **22**, 773-780.
- Chávez-García, F.J., and L. Salazar (2002). Strong motion in Central Mexico: a model based on data analysis and simple modeling, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 3087-3101.
- Chávez-García, F.J. (2003). Site effects in Parkway Basin: comparison between observations and 3D modelling, *Geophys. J. Int.*, **154**, 633-646.
- Chouet, B., G. Saccorroti, M. Martini, P. Dawson, G. De Luca, G. Milana, and R. Scarpa (1997). Source and path effects in the wave field of tremor and explosions at Stromboli volcano, Italy, *J. Geophys. Res.*, **102**, 129-150.
- Cornou C. (2002). Contribution du traitement d'antenne et de l'imagerie sismique à la compréhension des effets de site dans l'agglomération grenobloise, *tesis de doctorado, Universidad Joseph Fourier-Grenoble I, Francia (en francés)*.
- Cornou, C., and P.-Y. Bard (2003). Site-to-bedrock over 1D transfer function ratio: an indicator of the proportion of edge-generated surface waves ?, *Geophys. Res. Let.* **30**, article 6.
- Cornou, C. (2003). Contribution of dense array analysis to the identification and quantification of basin-edge-induced waves, Part I : Methodology, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**, 2604-2623.
- Cornou, C. (2003). Contribution of dense array analysis to the identification and quantification of basin-edge-induced waves, Part II: Application to Grenoble Basin (French Alps), *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**, 2624-2648.

- 
- Demant, A. (1978). Características del Eje Volcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación, *Revista del Instituto de Geología de la UNAM* **2**, 172-187.
- DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, and S. Stein (1991). Current plate motions, *Geophys. Res. Int.* **101**, 425-478.
- Dudgeon, D.E., and R.M. Mersereau (1984). Multidimensional digital signal processing, *Prentice-Hall signal processing series*, A.V. Oppenheim, Editor, Prentice-Hall.
- Espinosa-Aranda, J.M., A. Uribe, B. Frontana, O. Contreras and G. Ibarrola (1989). The Mexico earthquake of September 19, 1985-New accelerograph network for Mexico City, *Earthquake Spectra* **5**, 249-255.
- Ferrer-Toledo, H., M. Cárdenas-Soto, and F.J. Chávez-García (2003). Análisis de dispersión en el centro de México, *Memorias técnicas del XIV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, León-Guanajuato, México*.
- Field, E.H., and K.H. Jacob (1995). A comparison and test of various site-response estimation techniques, including that are not reference-site dependent, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1127-1143.
- Franco Casas, F.J. (2002). Evaluación de las propiedades geotécnicas del sitio Secretaría de Comunicaciones y Transportes (SCT) a 15 años del sismo de 1985, *tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería de Universidad Nacional Autónoma de México*.
- Furumura, T. y B.L.N. Kennett (1998). On the nature of regional seismic phases—III. The influence of crustal heterogeneity on the wavefield for subduction earthquakes: the 1985 Michoacan and 1995 Copala, Guerrero, Mexico earthquakes, *Geophys. J. Int.*, **135**, 1060-1084.
- Goldstein, P. (1988). Array Measurements of Earthquake Rupture, *Ph.D. dissertation, University of California, Santa Barbara, California*.
- Goldstein, P., and R.J. Archuleta (1987). Array analysis of seismic signals, *Geophysical Research Letters*, **14**, 13-16.
- Goldstein, P., and R.J. Archuleta (1991a). Deterministic Frequency-Wavenumber Methods and Direct Measurements of Rupture Propagation During Earthquakes Using a Dense Array: theory and methods, *J. of Geophys. Res.*, **96**, **B4**, 6173-6185.
- Goldstein, P., and R.J. Archuleta (1991b). Deterministic Frequency-Wavenumber Methods and Direct Measurements of Rupture Propagation During Earthquakes Using a Dense Array: Data Analysis, *J. Geophys. Res.*, **96**, **B4**, 6187-6198.

- 
- Goldstein, P., and B. Chouet (1994). Array measurements and modeling of sources of shallow volcanic tremor at Kilauea volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.* **99**, 2637-2652.
- Guéguen, P., P.-Y. Bard, and F.J. Chávez-García (2002). Site-City interaction in Mexico City-like environments: an analytical study, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 794-811.
- Hatayama, K., K. Matsunami, T. Itawa, and K. Irikura (1995). Basin-induced Love waves in the eastern part of the Osaka basin, *J. Phys. Earth*, **43**, 131-155.
- Hatayama, K., and H. Fujiwara (1998). Excitation of secondary Love and Rayleigh waves in a three-dimensional sedimentary basin evaluated by the direct boundary element method with normal modes, *Geophys. J. Int.*, **133**, 260-278.
- Higashi, S., and K. Kudo (1992). Polarization and frequency-wavenumber spectrum analysis for the strong-motion array data in Ashigara Valley, Japan, *J. Phys. Earth*, **40**, 5-25.
- Hung, H., and M. Kaveh (1988). Focussing matrices for coherent signal-subspace processing, *IEEE Transactions on acoustics, speech, and signal processing*, **36**, **8**, 1271-1281.
- Husebye, E.S, and B.O. Ruud (1989). Array seismology: past, present, and future developments, Observatory Seismology, *J.J. Litehiser editor, University of California Press, Berkeley*, 123-153.
- Iglesias, A. (2001). Crustal structure of south-central Mexico estimated from the inversion of surface-wave dispersion curves using genetic and simulated annealing algorithms, *Geofísica Internacional*, **40**, **3**, 181-190.
- Iida, M. (1999). Excitation of high-frequency surface waves with long duration in the Valley of Mexico, *J. Geophys. Res.*, **104**, **B4**, 7329-7245.
- Jongmans, D., D. Demanet, C. Horrent, M. Campillo and F.J. Sánchez-Sesma (1996). Dynamic soil parameters determination by geophysical prospecting in Mexico City : implication for site effect modeling, *Soil Dyn. and Earth. Eng.*, **15**, 549-559.
- Jurkevics, A. (1988). Polarization analysis of three-component array data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 1725-1743.
- Kawase, H., and K. Aki (1989). A study on the response of a soft basin for incident S, P, and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1361-1382.
- Kennett, B.L.N., D.J. Brown, M. Sambridge, and C. Tarlowski (2003). Signal parameter estimation for sparse arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 1765-1772.

- 
- Lermo, J., and F.J. Chávez-García (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1574-1594.
- Lermo, J., and F.J. Chávez-García (1994). Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **13**, 413-423.
- Lomnitz, C., J. Flores, O. Novaro, T.H. Seligman and R. Esquivel (1999). Seismic coupling of interface modes in sedimentary basins: a recipe for disaster, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 14-21.
- Lomnitz, C., R. Butler, and O. Novaro (2002). Coupled modes at interfaces: a review, *Geofísica Internacional*, **41**, 77-86.
- Mateos, J.L., J. Flores, O. Novaro, T.H. Seligman, and J.M. Alvarez-Tostado (1993). Resonant response models for the Valley of Mexico—II. The trapping of horizontal P waves, *Geophys. J. Int.*, **113**, 449-462.
- Marcos, S. (1998). Les méthodes à haute résolution: traitement d'antenne et analyse spectrale, *Editions Hermès, Paris*, 783 pp.
- Montalvo-Arrieta, J.C., E. Reinoso, J. Aguirre and F.J. Sánchez-Sesma (2004). Comment on 'Evidence of the dominance of higher-mode surface waves in the lake-bed zone of the valley of Mexico by Shapiro *et al.* (2001)', *Geophys. J. Int.*, **156**, 352-358.
- Mooney, H.M., and B.A. Bolt (1966). Dispersive characteristics of the first three Rayleigh modes for a single surface layer, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **56**, 43-67.
- Mykkeltveit, S., K. Åstebøl, D.J. Doornbos, and E.S. Husebye (1983). Seismic array configuration optimization, *Bull. Seism. Soc. Am.* **73**, 173-186
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *QR of RTRI*, **30**, **1**, 25-32.
- Ordaz, M., and S.K. Singh (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**, 24-43.
- Rosenblueth, E., and R. Meli (1986). The 1985 earthquake: causes and effects in Mexico City, *Concrete Int.* **8**, **5**, 23-34.
- Saccorotti, G., and E. Del Pezzo (2000). A probabilistic approach to the inversion of data from a seismic array and its application to volcanic signals, *Geophys. J. Int.*, **143**, 249-261.

- 
- Sánchez-Sesma, F.J., S. Chávez-Perez, M. Suarez, M.A. Bravo and L.E. Perez-Rocha (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985—On the seismic response of the Valley of Mexico, *Earthquake Spectra* **4**, 569-589.
- Schmidt, R.O. (1981). A signal subspace approach to multiple emitter location and spectral estimation, *Ph.D. dissertation, Stanford University, Stanford, California*.
- Schmidt, R.O. (1986). Multiple Emitter Location and Signal Parameter Estimation, *IEEE Transactions on antennas and propagation* **34**, **3**, 276-280.
- Seed, H.B., H.M. EERI, M.P. Romo, J.I. Sun, A. Jaime, and J. Lysmer, M.EERI (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985-Relationships between soil conditions and earthquake ground motion, *Earthquake Spectra*, **4**, 687-729.
- Seligman, T.H., J.M. Alvarez-Tostado, J.L. Mateos, J. Flores , and O. Novaro (1989). Resonant response models for the Valley of Mexico, I, The elastic inclusion approach, *Geophys. J. Int.* **99**, 789-799.
- Seligson, C.D. (1970). Comments on 'High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis', *Proceedings of the IEEE*, **58**, 947-949.
- Shan, T.-J., M. Wax, and T. Kailath (1985). On spatial smoothing for direction-of-arrival estimation of coherent signals, *IEEE Transactions on acoustics, speech, and signal processing* **33**, **4**, 806-810.
- Shapiro, N.M., M. Campillo, A. Paul, S.K. Singh, D. Jongmans and F.J. Sánchez-Sesma (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.* **99**, 789-799.
- Shapiro, N.M., S.K. Singh, D. Almora and M. Ayala (2001). Evidence of the dominance of higher-mode surface waves in the lake-bed zone of the Valley of Mexico, *Geophys. J. Int.* **147**, 517-527.
- Sidorovich, D.M., and A.B. Gershman (1998). Two-dimensional wideband interpolated root-MUSIC applied to measured seismic data, *IEEE Transactions on signal processing* **46**, **8**, 2263-2267.
- Singh, S.K., E. Mena and R. Castro (1988). Some aspects of the source characteristics and ground motion amplifications in and near Mexico City from acceleration data of the September, 1985, Michoacan, Mexico earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* **78**, 451-477.
- Singh, S.K., and M. Ordaz (1993). On the origin of long coda observed in the lake bed strong motion records of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**, 1298-1306.

- 
- Singh, S.K., R. Quaas, M. Ordaz, F. Mooser, D. Almora, M. Torres and R. Vásquez (1995). Is there truly a 'hard' rock site in the Valley of Mexico ?, *Geoph. Res. Let.* **22**, 481-484.
- Valdés, M.C., W.D. Mooney, S.K. Singh, R.P. Meyer, C. Lomnitz, J.H. Luetgert, C.E. Helsley, B.T.R. Lewis and M. Mena (1986). Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements, *Bull. Seism. Soc. Am.* **76**, 547-563.
- Vidale, J.E. (1986). Complex polarization analysis of particle motion, *Bull. Seism. Soc. Am.* **76**, 1393-1405.
- Wagner, G.S. (1997). Regional wave propagation in southern California and Nevada: Observations from a three-component seismic array, *J. Geophys. Res.* **102**, **B4**, 8285-8311.
- Wang, H., and M.Kaveh (1985). Coherent signal-subspace processing for the detection and estimation of angles of arrival of multiple wide-band sources, *IEEE Transactions on Acoustics, speech, and signal processing* **33**, **4**, 823-831.
- Wax, M., and T. Kailath (1985). Detection of signals by Information Theoretic Criteria, *IEEE Transactions on acoustics, speech, and signal processing* **33**, **2**, 387-392.
- Wirgin, A., and P.-Y. Bard (1996). Effects of buildings on the duration and amplitude of ground motion in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 914-920.