

03077



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

**SIMULACIÓN NUMÉRICA DE LA PROPAGACIÓN DE ONDAS
SÍSMICAS EN MEDIOS IRREGULARES: APLICACIONES A
ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS Y VALLES ALUVIALES**

T E S I S

Para obtener el grado de

**MAESTRO EN CIENCIAS
(Sismología y Física del Interior de la Tierra)**

P r e s e n t a

LEOBARDO SALAZAR PEÑA

**Director de tesis:
Dr. Francisco Chávez García**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Gran agradecimiento a la Coordinación de Ingeniería Sismológica del Instituto de Ingeniería de la UNAM, por brindarme el apoyo necesario para la realización de este trabajo, especialmente al Dr. Francisco Chávez-García por dirigir esta tesis.

Especial agradecimiento al Dr. Francisco Sánchez Sesma por su apoyo en el Instituto de Ingeniería, profesor y jurado en este trabajo.

Mi gratitud al jurado revisor de esta tesis conformado por el Dr. Shri Krishna Singh, Dr. Servando de la Cruz Reyna y el Dr. Carlos Valdés González, por sus valiosas recomendaciones.

Al Departamento de Sismología del Instituto de Geofísica y su centro de cómputo, por permitir alojarme en muchas ocasiones durante los estudios de maestría.

***SIMULACIÓN NUMÉRICA DE LA PROPAGACIÓN DE ONDAS
SÍSMICAS EN MEDIOS IRREGULARES: APLICACIONES A
ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS Y VALLES ALUVIALES***

CONTENIDO

RESUMEN

I INTRODUCCIÓN	1
1.1 La aplicación a sismología volcánica	2
1.2 La aplicación a efectos de sitio	3
1.3 Contenido de la Tesis	4
II TEORÍA	
2.1 Ecuaciones de movimiento y esquema numérico	6
2.2 Condiciones de frontera	8
2.2.1 Superficie libre plana	9
2.2.2 Superficie libre irregular	10
2.2.3 Condición de frontera absorbente	14
2.3 Fuente explosiva y fuerza vertical en superficie	16
2.4 Ejemplos	16
III SIMULACIÓN NUMÉRICA DE PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS EN ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS	
3.1 Introducción	23
3.2 Definición de la estructura para un estratovolcán	24
3.2.1 Relieve topográfico	25
3.2.2 Modelo de velocidades: capas planas	25
3.2.3 Cuerpo magmático	26
3.3 Simulación en estructura idealizada	29
3.3.1 Simulación en estructura volcánica en ausencia de cámara magmática	30
3.3.2 Efectos de la ubicación de la fuente	34
3.4 Caso de una fuente de baja frecuencia	50
3.5 Fuerza vertical	67
3.6 Comentarios finales	77
IV SIMULACIÓN NUMÉRICA DE PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS EN MEDIOS LATERALMENTE HETEROGÉNEOS: APLICACIÓN A EFECTOS DE SITIO EN EL VALLE DE MÉXICO	
4.1 Introducción	78
4.1.2 El movimiento sísmico en el Valle de México y formulación	79
4.2 Método de excitación	80
4.3 Simulación en un modelo lateralmente homogéneo: Verificación del esquema híbrido	81
4.4 Simulación ante heterogeneidad lateral: Modo fundamental y primer modo superior	85
4.5 Simulación ante segunda heterogeneidad lateral: Modo fundamental y primer modo superior	94
4.6 Confrontación con resultados de observaciones	94
V CONCLUSIONES	98
REFERENCIAS	100

RESUMEN

En este trabajo se presenta una técnica numérica para estudiar propagación de ondas sísmicas en medios irregulares. Se adopta el método de diferencias finitas, donde se toma como modelo las ecuaciones de movimiento de onda expresadas en términos de velocidad para el plano x - z . Estas ecuaciones se complementan con la definición de esfuerzos de acuerdo con la Ley de Hooke y forman un sistema de ecuaciones de primer orden. Este sistema se adapta a un esquema numérico que se caracteriza por el uso de celdas alternadas de acuerdo con la formulación de Virieux (1986). En el esquema se implementan tres tipos de excitación de movimiento: una explosión interior cuyo movimiento inicia en un punto, una fuerza vertical aplicada en superficie libre y la introducción de la historia de movimiento de ondas de Rayleigh a lo largo de dos columnas contiguas de la malla representativa del medio de propagación. Se incluyen además las condiciones de frontera relacionadas tanto con el fenómeno de incidencia de ondas en superficie libre como en bordes numéricos. En el tema de superficie libre, se consideran una superficie libre plana y una superficie libre irregular, en tanto que para la incidencia en los bordes se trata de reducir en la mejor manera la reflexión indeseada de ondas sísmicas. Se han incluido algunos ejemplos para probar la validez del método.

Los temas afrontados en el estudio de propagación de ondas incluidos en este trabajo, tienen que ver con dos fenómenos relacionados en nuestro país como son la actividad volcánica y el movimiento sísmico en la Ciudad de México. En el primer caso, el método numérico se utiliza para analizar propagación de ondas en estructuras volcánicas. Para este fin se recopiló información sobre estructuras de velocidades sísmicas en estratovolcanes mexicanos y la definición de un cuerpo magmático para incluirlo en los modelos de velocidad. Se incluyó también un relieve topográfico típico de estratovolcanes. Una vez definida la estructura volcánica, se analizaron y compararon los efectos de la propagación de ondas sísmicas en estructuras con y sin la presencia de un cuerpo magmático. Posteriormente se analizaron los efectos que pudieran generarse con distintas ubicaciones de la fuente dentro de la estructura volcánica. Para estos cálculos se utilizó una fuente sísmica explosiva considerando dos características en su contenido de frecuencias. Los resultados muestran que existen efectos muy significativos debidos a la presencia de un cuerpo magmático que se traducen en fases sísmicas observables y consistentes. Para terminar esta primera aplicación se analizaron también los efectos en la propagación de ondas generadas a partir de una fuerza vertical aplicada en el cráter considerando nuevamente la ausencia y presencia de un cuerpo magmático. En este caso sólo predominan las ondas P y de Rayleigh y los efectos por la presencia del cuerpo magmático no resultan tan significativos como en el caso de explosión interior.

La aplicación al movimiento sísmico de la Ciudad de México recae principalmente en analizar numéricamente los denominados efectos de sitio. Estos se han observado en el suelo de nuestra ciudad al paso de las ondas sísmicas y se caracterizan por la amplificación y prolongada duración del movimiento sísmico. En el análisis se consideran exclusivamente ondas de Rayleigh, sustentado en la hipótesis de Chávez-García *et al.*, (1995), que sugiere que las ondas superficiales que viajan a mayor profundidad, interactúan con la resonancia de las capas más superficiales. Primeramente se utiliza la excitación mediante la introducción del movimiento de onda de Rayleigh en dos columnas de la malla para el primer modo fundamental de la onda de Rayleigh. Al igual que la aplicación anterior, este primer modo fundamental se introduce en un modelo de velocidades que no incluye una capa superficial blanda que representa las características superficiales del subsuelo de la Ciudad de México. Posteriormente se introduce la capa superficial blanda que incrementa su espesor gradualmente y se hace propagar la misma excitación en el nuevo modelo. Los resultados de la comparación demuestran la manifestación de los dos fenómenos de amplificación y duración prolongada del movimiento por efecto de la capa superficial blanda que actúa como heterogeneidad lateral. Este análisis se continúa con la introducción del primer modo superior de la onda de Rayleigh en el mismo modelo de velocidades. Posteriormente, el análisis se extiende a una segunda heterogeneidad lateral introduciendo nuevamente el modo fundamental y primer modo superior de la misma onda de Rayleigh. Los resultados obtenidos respaldan la hipótesis inicialmente planteada y contribuyen a avanzar en la comprensión del mecanismo físico que se observa en el movimiento sísmico de la Ciudad de México.

I INTRODUCCIÓN

Uno de los temas de interés en sismología es el estudio de los efectos de propagación de ondas sísmicas en medios heterogéneos. La investigación en este tema ha abordado aspectos tanto observacionales como de modelado numérico en una gama muy amplia de frecuencias. En el rango de bajas frecuencias, por ejemplo, el análisis de los registros sísmicos ha permitido obtener informaciones importantes sobre la estructura del manto superior y la corteza (composición, estado físico, temperatura, etc.). Esa información es esencial en la comprensión de la dinámica interna de nuestro planeta. Por otra parte, a más alta frecuencia, se pueden obtener datos de la estructura somera. La geometría y propiedades mecánicas de los materiales mas superficiales influyen de forma determinante en el movimiento sísmico experimentado durante los temblores. Esta influencia es conocida con el nombre de efectos de sitio. Los estudios de efectos de sitio tienen relevancia en la investigación sobre riesgo sísmico. En zonas urbanas, las heterogeneidades laterales en la geometría y propiedades mecánicas de los materiales pueden condicionar la distribución de los daños observados durante temblores fuertes (ver por ejemplo, Bielak *et al.* (1999) para el caso del sismo de Armenia, y Kawase (1996) para el caso del sismo de Kobe). En este trabajo abordamos los efectos de heterogeneidad lateral en la propagación de ondas sísmicas desde el punto de vista del modelado numérico del problema. Las aplicaciones que estudiamos en esta tesis contemplan dos fenómenos distintos: la propagación de ondas generadas por la actividad volcánica; y la influencia de la heterogeneidad lateral en la propagación de ondas superficiales.

Las erupciones volcánicas han despertado mucho interés en la sociedad recientemente. La actividad del volcán Popocatepetl ha aparecido repetidamente en las noticias debido al enorme impacto que podría tener en las grandes ciudades que lo rodean. La investigación científica en México sobre las erupciones volcánicas también recibieron un impulso importante debido a esa reactivación. El monitoreo del Popocatepetl se ha intensificado considerablemente en los últimos 7 años. Se han aplicado métodos geológicos, geoquímicos, geodésicos y geofísicos. Dentro de los métodos geofísicos, el monitoreo sísmico de la actividad del Popocatepetl ha tenido un papel muy importante, pues permite estudiar los procesos internos del volcán. Los registros sísmicos de la actividad volcánica han sido utilizados para localizar eventos sísmicos, calcular las magnitudes sísmicas de los eventos, el conteo de eventos en cierto intervalo de tiempo (útil para evaluar cambios temporales en la actividad del volcán), y para analizar las características de los eventos. Uno de los problemas que enfrenta el análisis de los registros sísmicos de la actividad volcánica es relacionar las características de los registros con los procesos físico-químicos internos al aparato volcánico. La naturaleza de los eventos registrados es muy variable, indicando diversos tipos de fuente. Sin embargo, las señales sísmicas registradas han sido afectadas también por efectos de trayecto al propagarse por la estructura del volcán (generalmente muy irregular) y por los efectos de la topografía del aparato volcánico. El análisis observacional de los registros requiere por ello estudios complementarios de modelado, que permitan evaluar el efecto de los diferentes parámetros que intervienen durante la propagación de las señales sísmicas y estudiar de qué forma cada uno de los factores mencionado modifica esas señales.

Una segunda aplicación del estudio de la heterogeneidad del medio en la propagación de ondas elásticas tiene que ver con los llamados efectos de sitio. Este nombre agrupa las modificaciones que sufre el campo de ondas durante temblores debidas a la geometría y propiedades mecánicas de las rocas alrededor del sitio de registro. Es bien sabido que los efectos de sitio pueden ser determinantes en la distribución de daños durante los grandes temblores. Los depósitos de suelos blandos que forman los valles aluviales ocasionan la amplificación del movimiento sísmico y un aumento en la duración de la vibración del terreno. El ejemplo más claro de ello son los efectos observados en la Ciudad de México durante los sismos de 1985. Para esos temblores, situados a más de 300 km de la ciudad, se presentaron daños considerables en ciertas zonas de la ciudad. Aunque los efectos de fuente y trayecto eran los mismos para todos los puntos del Distrito Federal, los efectos fueron radicalmente distintos entre la zona de Ciudad Universitaria y la colonia Roma, por ejemplo. Estos dos puntos, situados a muy poca distancia uno de otro (en términos de la distancia epicentral) sufrieron

un movimiento muy diferente debido a la amplificación de las ondas sísmicas en las capas de arcilla muy blanda que subyacen la zona de lago del Distrito Federal. El estudio del movimiento sísmico durante los grandes temblores en el Valle de México consiguió avances importantes durante los años posteriores al desastre de 1985. La instrumentación sísmica en la ciudad se incrementó en un orden de magnitud. Los registros obtenidos en esa red para temblores posteriores han permitido avances considerables en nuestra capacidad de predecir (desde un punto de vista estadístico) los movimientos esperados para temblores futuros. El modelado numérico del problema, sin embargo, está atrasado respecto a los estudios experimentales. Esto se debe a la complejidad de la estructura del subsuelo en la Ciudad de México y al conocimiento muy imperfecto que tenemos de ella.

El objetivo de este trabajo es modelar la propagación de ondas en medios heterogéneos. Este modelado ha sido aplicado a estudiar dos fenómenos particulares: la emisión sísmica en volcanes activos y los efectos de un tipo muy particular de heterogeneidad lateral sobre la propagación de ondas Rayleigh. El método seleccionado para este estudio es el de diferencias finitas. Los modelos abordados son bidimensionales y estudiaremos la propagación de ondas en el plano vertical (ondas tipo P y SV). En la primera aplicación, se pretende modelar propagación de ondas a partir de una fuente explosiva en una estructura volcánica. El objetivo es discernir entre efectos producidos en el interior y en la superficie del volcán. Asimismo, se pretende observar como varían estos efectos dadas distintas ubicaciones de la fuente en el interior de la estructura volcánica. La segunda aplicación, busca evaluar un posible mecanismo propuesto en la literatura para comprender los efectos de sitio en la Ciudad de México. Este mecanismo propone la interacción entre ondas superficiales guiadas por las capas profundas con la resonancia local de las capas de arcilla blanda superficiales. Dicha interacción sería posible por la cercanía entre las frecuencias propias entre ambos sistemas. En cada una de estas aplicaciones, esta tesis aporta contribuciones significativas. Para el caso de la primera aplicación, se ha implementado en el programa de simulación utilizado la posibilidad de imponer una superficie libre irregular. Ello permitirá incluir en las simulaciones la topografía irregular del aparato volcánico, que influye considerablemente en el movimiento observado en la superficie. En el caso de la segunda aplicación, se desarrolló un método híbrido que combina el método modal para simulación de ondas superficiales en medios estratificados con el método de diferencias finitas. En las siguientes líneas presentamos con mayor detalle cada una de las aplicaciones realizadas en este trabajo. El hilo conductor de nuestro estudio es el método de diferencias finitas, pues gracias a su flexibilidad fue posible abordar los diferentes problemas estudiados.

1.1 La aplicación a sismología volcánica

Los estudios más importantes de la actividad sísmica en volcanes mexicanos han estudiado los episodios eruptivos del Chichón (Haskov, *et al.*, 1983; Medina, *et al.*, 1992), el volcán de Colima (Núñez-Cornú, *et al.*, 1994), y el Popocatepetl (Valdés, *et al.*, 1995; Lermo, *et al.*, 1995; Arciniega, 1997; Reportes de Actividad del Volcán Popocatepetl, Centro Nacional de Prevención de Desastres, CENAPRED, 1994-2001). De estos estudios se pueden obtener algunas generalizaciones. La localización de los eventos sísmicos muestra que los epicentros se concentran en una zona muy cercana al cráter y que sus profundidades medidas a partir del cráter tienen un rango de 0 a 20 km. Las magnitudes caen en el rango de 2.0 a 4.0. La cantidad máxima de los sismos alcanza varias centenas de eventos diarios durante la máxima actividad. Los eventos registrados muestran diversas características, que varían de acuerdo con la actividad en fases distinguibles, duración, amplitud y contenido de frecuencias. La cuantificación de la energía sísmica acumulada representada como una función del tiempo, se comporta en muchos casos de forma hiperbólica.

Una de las principales actividades en sismología volcánica es el análisis de las señales sísmicas. El objetivo es explicar el origen de los diferentes tipos de sismos volcánicos. Estos eventos han sido clasificados de acuerdo con sus fases observables y contenido de frecuencias: eventos con fases claras de P y S; eventos con la fase P impulsiva y emergente con ausencia de S que presentan diferente duración; eventos representados por un tren de ondas armónico de baja frecuencia y algunos otros que son combinación de los anteriores. Estas

características se han asociado con la naturaleza de la fuente y el trayecto de propagación. La existencia de tal variedad de eventos y una cierta consistencia en las características de sus señales llevaron a Minakami (1960, 1974) a realizar una primera clasificación de sismos volcánicos. El clasificó los eventos como Tipo A, Tipo B, Explosión y Tremor. Los eventos Tipo A son aquellos que tienen fases P y S claras. Estos también se conocen como eventos volcano-tectónicos (VT) debido que la naturaleza de su fuente es similar a la de sismos ordinarios. Estos se caracterizan por ser los más profundos y por contener frecuencias que rebasan los 10 Hz. Este tipo de evento antecede la ocurrencia de otros eventos y manifestaciones visibles en la actividad, y puede prolongarse aún después de ésta. Los eventos Tipo B se caracterizan por contener una fase P preferentemente emergente y ausencia de onda S. Sus contenidos de frecuencia se encuentran en un rango de 1 a 5 Hz aproximadamente y son más superficiales que los eventos Tipo A. La abundancia de estos eventos según algunas observaciones es un signo que precede una erupción volcánica. Los eventos explosivos presentan siempre una fase P y ausencia de onda S. Debido a que pueden ser los eventos más superficiales, contienen en muchas ocasiones una fase de aire. Este tipo de eventos son los mejor relacionados con la actividad visible. El tremor se presenta como un largo tren de ondas que contiene periodos similares. Este tren armónico regularmente tiene una duración que va desde algunos minutos hasta varias horas. Aunque muestra un inicio, éste no se presenta como una fase P. El contenido de frecuencia para este tren de ondas es de aproximadamente 1 Hz. Al igual que los eventos tipo B, la presencia de tremor antecede a una erupción volcánica y se mantiene durante ésta. A pesar de la existencia de esta clasificación, algunos autores utilizan otra nomenclatura para los diversos eventos observados como es el caso de Okada, *et al.* (1981) para el volcán Usu; Haskov, *et al.* (1983) para el Chichón; Malone (1983) para el Santa Elena; Montalto (1994) para el volcán La Fosa y Núñez-Cornú *et al.* (1994), para el volcán de Colima.

La posibilidad de hacer clasificaciones de los eventos sísmicos asociados a la actividad eruptiva hace suponer que los procesos internos de un volcán son consistentes. Esta es la base de los programas de vigilancia volcánica que concluyen en la oportuna evacuación de la población. Un ejemplo de esto, fue el memorable plan de vigilancia volcánica llevado a cabo por científicos de la U. S. Geological Survey en el volcán Pinatubo, Luzón, Filipinas, en 1991.

En este estudio hemos recopilado información sobre la estructura de estratovolcanes y hemos propuesto un modelo de la misma para estratovolcanes mexicanos. Este modelo incluye la superficie irregular del cono volcánico y la presencia de una cámara magmática. La construcción del modelo ha estado guiada por el volcán Popocatepetl. Sin embargo, los datos disponibles no permiten determinar con precisión la posición y geometría de esa cámara. Para este modelo hemos calculado el movimiento generado en superficie por fuentes puntuales explosivas en el interior del aparato volcánico, investigando la influencia de variaciones en la geometría interna del volcán y en la posición de la fuente relativa a la cámara magmática. Aunque es aún prematuro intentar modelar registros reales (en especial por la falta de información respecto a la estructura interna de estratovolcanes) consideramos que nuestros modelos son un primer paso que permite estudiar la influencia de la estructura en el movimiento generado en la superficie. Este trabajo será de utilidad para entender mejor los mecanismos internos de emisión sísmica.

1.2 La aplicación a efectos de sitio

En este segundo tema de aplicación, el fenómeno abordado es el inusual movimiento sísmico que se presenta en la zona urbana de la Ciudad de México. Posteriormente a los sismos de 1985, debido a la magnitud de los daños observada, se realizó un gran número de estudios. La cantidad de estaciones en la ciudad se incrementó en un factor mayor a 10 y se buscó mejorar el reglamento de construcción vigente. Los resultados de esa labor aparecieron en numerosas publicaciones (Seed *et al.*, 1988; Ordaz y Singh, 1992; Chávez-García y Bard, 1994; Singh *et al.*, 1995; Chávez-García *et al.*, 1995; Cárdenas, *et al.*, 1997; Chávez-García y Salazar, 2002). Los avances logrados han sido muy importantes. Hoy en día tenemos una mejor comprensión de los efectos de sitio que condicionaron el daño observado, el reglamento de construcción vigente presenta

mejoras muy importantes y contamos además con un sistema que permite predecir (estadísticamente) el movimiento en la ciudad para temblores futuros. Sin embargo, a pesar de los avances logrados, aún no ha sido posible entender cabalmente el mecanismo físico causante de la peculiar respuesta sísmica observada. Hasta ahora no ha sido posible modelar correctamente la duración del movimiento sísmico observada, ni entender la relación entre el fenómeno de la amplificación regional y la respuesta sísmica local.

Chávez-García *et al.* (1995) reanalizaron los registros obtenidos en septiembre de 1985 en la Ciudad de México. En ese trabajo propusieron una hipótesis para explicar el movimiento observado: la posible interacción entre ondas superficiales guiadas por las capas profundas de la corteza con la resonancia muy local de las capas de suelo blando que cubren la zona de lago en el Distrito Federal. Posteriormente, Chávez-García y Romero-Jimenez (1998) apoyaron esta hipótesis con resultados del análisis del sismo del 25 de abril de 1989. El campo de ondas incidente a la Ciudad de México consistiría en trenes de ondas superficiales propagándose a distinta velocidad. La interacción entre estos trenes de onda y las capas de suelo blando generaría resonancia con larga duración debido a la cercanía entre las frecuencias propias de las ondas superficiales y las de las capas de arcilla. Esta hipótesis es apoyada por los análisis de datos, sin embargo, no se había intentado explorar mediante el modelado numérico. En este trabajo hemos desarrollado un método híbrido que combina el método modal para modelado de ondas superficiales en medios estratificados con el método de diferencias finitas. Este método híbrido nos permite explorar el efecto de las heterogeneidades laterales en la propagación de modos aislado de ondas Rayleigh. Los resultados obtenidos permiten precisar el mecanismo de interacción entre ondas superficiales y resonancia 1D y contribuyen a avanzar en la comprensión del mecanismo físico que gobierna la respuesta sísmica del Valle de México.

1.3 Contenido de la tesis

A continuación describiremos brevemente la estructura de este trabajo. La fundamentación teórica de este trabajo se presenta en el Capítulo 2. En este capítulo, se presenta el modelo matemático de propagación de ondas sísmicas y su aproximación en diferencias finitas (esquema numérico). Este modelo consiste de las ecuaciones de movimiento en esfuerzo-velocidad para el plano vertical (caso P-SV) y su algoritmo numérico corresponde al realizado por Virieux (1986). El esquema numérico, hace uso de rejillas alternadas que dan lugar a la aproximación de derivadas en diferencias finitas centradas. El medio numérico, queda representado entonces por una malla discreta de parámetros elásticos. El algoritmo, cuenta con la solución de superficie libre plana y excitación por fuente explosiva. Adicionalmente, este algoritmo se modifica por un lado, para obtener la solución para superficie libre irregular y por otro, para lograr la sustitución de fuente explosiva por la introducción de desplazamientos de onda Rayleigh. Para obtener la solución de superficie libre irregular se utilizó el método propuesto por Ominato y Chouet (1997), para esquemas de diferencias finitas. Las definiciones y métodos utilizados en esta fundamentación teórica, pretenden presentarse en forma clara, de tal manera que el programa de simulación (en FORTRAN 77) pueda ser reproducido total o parcialmente.

En el Capítulo 3, se presenta la aplicación del método numérico a la propagación de ondas en una estructura volcánica. Aquí, se presenta la manera de proponer un modelo de velocidades para una estructura representativa de estratovolcanes. Para ello, se toman en cuenta consideraciones geológicas y geofísicas para establecer un modelo hipotético del cuerpo magmático interior. El cuerpo o cámara magmática quedó caracterizado por la propiedad elástica de rigidez igual a cero (roca fundida) rodeado de capas sólidas de velocidad constante. La utilización de este modelo hipotético, queda justificado por el hecho de la gran incertidumbre en el conocimiento de su geometría y las propiedades mecánicas en el interior de un aparato volcánico. Para esta simulación se utiliza la excitación de fuente explosiva, y se analiza el efecto en la propagación en ausencia y presencia de la cámara magmática. De acuerdo con lo anterior, se analiza el caso de fuente interior con distintas ubicaciones respecto al cuerpo magmático y el caso de fuente en superficie. En este caso, las ventajas del método de diferencias finitas será evidente, pues el método permite seguir la propagación en el interior del volcán y con ello distinguir las fases sísmicas convertidas durante su trayecto. Se podrá notar

además, que el número de casos de simulación de acuerdo con la forma y dimensiones de la cámara, así como de la ubicación y contenido de frecuencias de la fuente (y esto acompañado por las capas circundantes, conductos, topografía, etc.) puede ser infinito.

En el Capítulo 4, se presenta la aplicación del método numérico a la propagación de ondas en valles aluviales. Para este estudio, se parte de la implementación de la excitación mediante la introducción de desplazamientos de onda Rayleigh en profundidad. Una vez lograda esta implementación, se hace uso de otro programa para la generación de la historia de desplazamientos en profundidad. La mejor herramienta para lograr esto, fueron los programas de Herrmann (1987), los cuales son ampliamente utilizados en otras aplicaciones sismológicas. La simulación parte del modelo de una capa sobre semiespacio sin contar con heterogeneidad lateral. Este primer modelo sirve también para comprobar la efectividad de la propagación a través de la malla discreta de diferencias finitas. Basado en esta primera simulación, se adicionan las heterogeneidades laterales que consisten en un incremento progresivo en el espesor de la capa superficial. Los efectos en el movimiento sísmico son evidentes tanto en amplificación como en duración del movimiento.

Finalmente las conclusiones se presentan en el Capítulo 5. La observación más importante para la simulación en estructura volcánica es la identificación de diversas fases generadas en el interior de la estructura; fases convertidas en el contacto de la cámara fundida y la roca sólida y la existencia de una fase que viaja a través de la chimenea volcánica. Esta última fase, genera las mayores amplitudes en los registros sintéticos. Para la parte de simulación de ondas Rayleigh, se logró mostrar la interacción entre ondas superficiales guiadas por una estructura cortical y la respuesta sísmica de una capa blanda muy delgada en superficie. Los resultados indican que no se trata de resonancia 1D en los sedimentos blandos, sino la amplificación considerable de la amplitud de los trenes de ondas superficiales. La heterogeneidad lateral genera trenes de ondas con distinta velocidad, que llegan a distinto tiempo a puntos sobre la capa de arcilla. La combinación del movimiento amplificado asociado a cada uno de esos trenes de onda genera un importante aumento en la duración del movimiento. De esta forma, las simulaciones realizadas ayudan a precisar la hipótesis avanzada y permiten diseñar los experimentos necesarios para verificarla en las observaciones.

II TEORÍA

2.1 Ecuaciones de movimiento y esquema numérico.-

El método numérico para propagación de ondas sísmicas utilizado en este trabajo, corresponde al de diferencias finitas. Este método permite obtener la solución numérica de las ecuaciones diferenciales parciales que gobiernan el movimiento en un medio continuo. En este trabajo se utilizan las ecuaciones de movimiento para el plano $x - z$. Este método requiere en primer lugar la discretización del sistema de ecuaciones, la cual se realiza aproximando las derivadas con diferencias finitas. El resultado de esta discretización se denomina esquema numérico y es la parte principal del método. Además del esquema numérico, el método de diferencias finitas debe complementarse con ciertas condiciones numéricas para garantizar su validez. La condición más importante para todo esquema numérico es la condición de estabilidad. La estabilidad se satisface mediante la asignación correcta de los pasos en espacio y tiempo de acuerdo con las velocidades máxima y mínima de propagación. Una segunda condición se establece con el fin de eliminar un fenómeno conocido como dispersión numérica. Esta condición se satisface con la elección del número de nodos requeridos por longitud de onda mínima de propagación. Con los tamaños adecuados de los intervalos en el espacio se discretiza el medio que se desea simular en términos de las constantes elásticas. Posteriormente, se implementan las condiciones de frontera relacionadas al fenómeno de propagación de ondas. Para el método de diferencias finitas, la más importante es la condición de superficie libre. Existen además otras fronteras que tienen el objeto de eliminar reflexiones en los bordes de la malla. Su finalidad es el de simular lo mejor posible un medio infinito con una malla finita.

El algoritmo numérico que se utiliza en este trabajo es el de Virieux (1986) para el caso bidimensional P-SV. Este esquema numérico resuelve las ecuaciones de movimiento por el método de diferencias finitas centradas. Las ecuaciones de movimiento en el caso P-SV forman un sistema de primer orden que involucra las velocidades v_x y v_z . Para un medio homogéneo e isotrópico, las ecuaciones de movimiento en el plano $x - z$ en términos de la velocidad, están dadas por:

$$\rho \frac{\partial v_x}{\partial t} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \quad (2.1a)$$

$$\rho \frac{\partial v_z}{\partial t} = \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} \quad (2.1b)$$

donde ρ , es la densidad y σ_{xx} , σ_{zz} , τ_{xz} , τ_{zx} , son las componentes de esfuerzo para el plano $x - z$.

En el caso del movimiento en el plano, las componentes del tensor de esfuerzo distintos de cero son σ_{xx} , σ_{zz} y τ_{xz} . La relación entre estas componentes de esfuerzo y la velocidad de las partículas en el medio v_x y v_z se escriben como:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_x}{\partial x} + \lambda \frac{\partial v_z}{\partial z} \quad (2.1c)$$

$$\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t} = \lambda \frac{\partial v_x}{\partial x} + (\lambda + 2\mu) \frac{\partial v_z}{\partial z} \quad (2.1d)$$

$$\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial t} = \mu \left(\frac{\partial v_x}{\partial z} + \frac{\partial v_z}{\partial x} \right) \quad (2.1e)$$

donde λ y μ son las constantes de Lamé.

Para la discretización se ha usado la disposición de rejillas o celdas alternadas. Estas rejillas fueron inicialmente propuestas por Madariaga (1976) para un esquema en coordenadas cilíndricas. Esta forma de discretización fue adoptada posteriormente por varios autores (p. ej. Virieux, 1984; Virieux, 1986; Chouet, 1986; Levander, 1988; Ohminato y Chouet, 1997). Con la rejilla o celda elemental usada por Virieux (1986) en el plano $x - z$ (Figura 2.1) se puede construir una malla utilizando los índices (i, j, k) para las dimensiones (x, z, t) y pasos discretos $\Delta x, \Delta z$ y Δt .

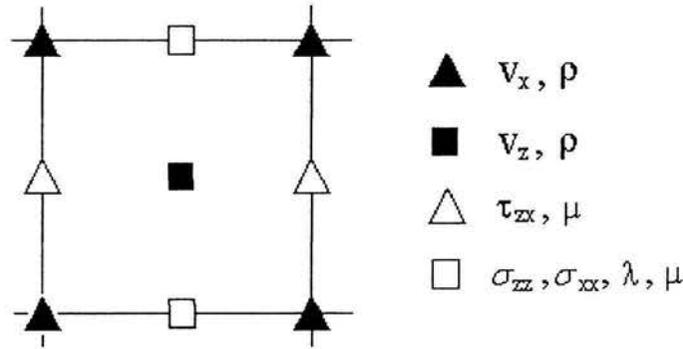


Figura 2.1 Celda utilizada en el esquema numérico. Los símbolos negros representan la ubicación de las velocidades y densidad en el tiempo $k\Delta t$. Los símbolos blancos representan la ubicación de los esfuerzos y constantes de Lamé en el tiempo $(k + 1/2)\Delta t$ (modificada de Virieux, 1986).

Como se puede notar en la Figura 2.1, las constantes elásticas quedan definidas en la misma posición de los esfuerzos, en tanto que la densidad se define los mismos nodos que las velocidades. Las ecuaciones (2.1) se expresan explícitamente en diferencias finitas centradas. Para un instante de tiempo k , la velocidad v_x ubicada en la posición (i, j) según la Figura 2.1 se expresa como:

$$(v_x)_{i,j}^{k+1/2} = (v_x)_{i,j}^{k-1/2} + \frac{1}{\rho_{i,j}} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[(\sigma_{xx})_{i+1/2,j}^k - (\sigma_{xx})_{i-1/2,j}^k \right] + \frac{1}{\rho_{i,j}} \frac{\Delta t}{\Delta z} \left[(\tau_{zx})_{i,j+1/2}^k - (\tau_{zx})_{i,j-1/2}^k \right] \quad (2.2a)$$

mientras que la velocidad v_z ubicada en la posición $(i+1/2, j+1/2)$ se expresa como:

$$(v_z)_{i+1/2,j+1/2}^{k+1/2} = (v_z)_{i+1/2,j+1/2}^{k-1/2} + \frac{1}{\rho_{i+1/2,j+1/2}} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[(\tau_{zx})_{i+1,j+1/2}^k - (\tau_{zx})_{i,j+1/2}^k \right] + \frac{1}{\rho_{i+1/2,j+1/2}} \frac{\Delta t}{\Delta z} \left[(\sigma_{zz})_{i+1/2,j+1}^k - (\sigma_{zz})_{i+1/2,j}^k \right] \quad (2.2b)$$

Las componentes de esfuerzo en términos de esta discretización se expresan como:

$$\begin{aligned}
 (\sigma_{xx})_{i+1/2,j}^{k+1} &= (\sigma_{xx})_{i+1/2,j}^k + (\lambda + \mu)_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[(v_x)_{i+1,j}^{k+1/2} - (v_x)_{i,j}^{k+1/2} \right] \\
 &\quad + \lambda_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta z} \left[(v_z)_{i,j+1}^{k+1/2} - (v_z)_{i,j}^{k+1/2} \right]
 \end{aligned} \tag{2.2c}$$

$$\begin{aligned}
 (\sigma_{zz})_{i+1/2,j}^{k+1} &= (\sigma_{zz})_{i+1/2,j}^k + (\lambda + \mu)_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta z} \left[(v_z)_{i,j+1}^{k+1/2} - (v_z)_{i,j}^{k+1/2} \right] \\
 &\quad + \lambda_{i+1/2,j} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[(v_x)_{i+1,j}^{k+1/2} - (v_x)_{i,j}^{k+1/2} \right]
 \end{aligned} \tag{2.2d}$$

$$\begin{aligned}
 (\tau_{xz})_{i,j+1/2}^{k+1} &= (\tau_{xz})_{i,j+1/2}^k + \mu_{i,j+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta z} \left[(v_x)_{i,j+1}^{k+1/2} - (v_x)_{i,j}^{k+1/2} \right] \\
 &\quad + \mu_{i,j+1/2} \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[(v_z)_{i+1,j}^{k+1/2} - (v_z)_{i,j}^{k+1/2} \right]
 \end{aligned} \tag{2.2e}$$

Para el esquema anterior, la celda mostrada en la Figura 2.1 se ubica en la posición $(i\Delta x, j\Delta z)$. La posición en el tiempo define (centra) a las velocidades y densidad en el tiempo $k\Delta t$, en tanto que los esfuerzos y constantes de Lamé se definen en el tiempo $(k + 1/2)\Delta t$. Es común asignar intervalos espaciales constantes independientes de la dirección, es decir se hace $\Delta x = \Delta z = \Delta h$. La condición para determinar el valor de Δh es la necesidad de tener un número mínimo de nodos n por longitud de onda mínima presente en el medio. En tal caso, la longitud de onda se expresa como:

$$\lambda = n\Delta h \tag{2.3}$$

Para la aproximación de derivadas de segundo orden se acepta comúnmente que $n > 10$, es decir se deben tener más de 10 nodos por longitud de onda λ . Esto es:

$$\Delta h < \lambda/10 \tag{2.4}$$

Esta restricción corresponde a modelos con superficie libre plana. Para superficie libre irregular se toma un número mayor de nodos según pruebas numéricas. De acuerdo con las pruebas numéricas del trabajo de Ohminato y Chouet (1997) n debe ser 15 a 25 en casos de superficie libre irregular.

Para definir el paso en tiempo, la condición de estabilidad en el caso bidimensional está dada por:

$$\Delta t < \frac{\Delta h}{\sqrt{2} \alpha}$$

donde α es la velocidad máxima de propagación en el medio.

2.2 Condiciones de Frontera.-

Las ecuaciones de movimiento dadas anteriormente describen la propagación de ondas en un medio infinito. En realidad en el estudio de propagación de ondas los modelos cubren una extensión finita del medio. Por ello se requieren condiciones de frontera. En elastodinámica una condición de frontera es una restricción para los valores de desplazamientos o de esfuerzos en una superficie dada. Esta superficie puede por un lado delimitar el contacto de dos medios o marcar el límite de la extensión del medio. De acuerdo con

la naturaleza de este límite se establece una continuidad o desaparición de esfuerzos y desplazamientos (ver p. ej. Kelly, *et al.* 1976). La frontera más importante es la denominada superficie libre (sólido-vacío) en la cual los esfuerzos deberán desaparecer. Esta frontera es la que representa a la superficie de la Tierra. En el caso de fronteras en el interior de la Tierra en el límite de sólidos en contacto se requiere que los esfuerzos y los desplazamientos sean continuos. Estas condiciones deben implementarse satisfactoriamente en las simulaciones numéricas.

Además de las condiciones anteriores relacionadas al fenómeno de propagación existe otro tipo de frontera numérica denominada frontera absorbente. La necesidad de usar esta frontera surge como consecuencia de utilizar una malla finita para simular un medio con extensión infinita. Para la simulación de un medio con superficie libre es suficiente establecer la anulación de los esfuerzos en un borde de la malla. No obstante, si esta condición se establece para los cuatro bordes de la malla, cualquier onda incidente producirá reflexiones no deseadas en los tres bordes restantes. Surge entonces la necesidad de eliminar tales reflexiones dando lugar a la condición de frontera absorbente. Esta condición es en realidad un artificio numérico para disminuir las reflexiones en las fronteras de la malla que no corresponden a una frontera física.

A continuación se describen estas condiciones de frontera se describen a continuación con el objeto de sustituir la superficie libre plana en el algoritmo de Virieux (1986) por una superficie libre irregular análoga a la establecida por Ohminato y Chouet (1997). También se adicionan condiciones de fronteras absorbentes con un método sencillo.

2.2.1 Superficie libre plana.-

Antes de estudiar las condiciones que requiere una superficie libre irregular, conviene considerar primero a la superficie libre plana. En el método de simulación numérica por diferencias finitas existe un gran número de trabajos en los cuales se presentan modelos con una superficie libre plana. La condición de superficie libre se ha simulado numéricamente haciendo nulos los esfuerzos en los planos correspondientes (Kelly, *et al.*, 1976). Esto es análogo a imponer que las constantes de Lamé se anulen en dicha frontera (Boore, 1972). En el esquema de rejillas alternadas se ha encontrado que la condición de superficie libre es equivalente a una condición de frontera denominada condición de simetría. A continuación se explica esta condición.

Adoptaremos un sistema de referencia derecho en el que z sea positivo hacia el interior de la Tierra y definamos la superficie libre en $z = 0$. Si la celda mostrada en la Figura 2.1 se encuentra en el origen de este sistema, el esfuerzo normal σ_{zz} se ubica justo en $z = 0$ y la condición de superficie libre (esfuerzo nulo en la frontera) se logra imponiendo $\sigma_{zz}(0) = 0$. Por otro lado el esfuerzo tangencial τ_{xz} se ubica en la posición $z = +\Delta z/2$ y $z = -\Delta z/2$, lo cual impide una asignación directa de esfuerzo nulo en $z = 0$. La solución correcta se obtiene al colocar en el borde de la malla dos celdas sucesivas separadas por el eje $z = 0$ como se muestra en la Figura 2.2.

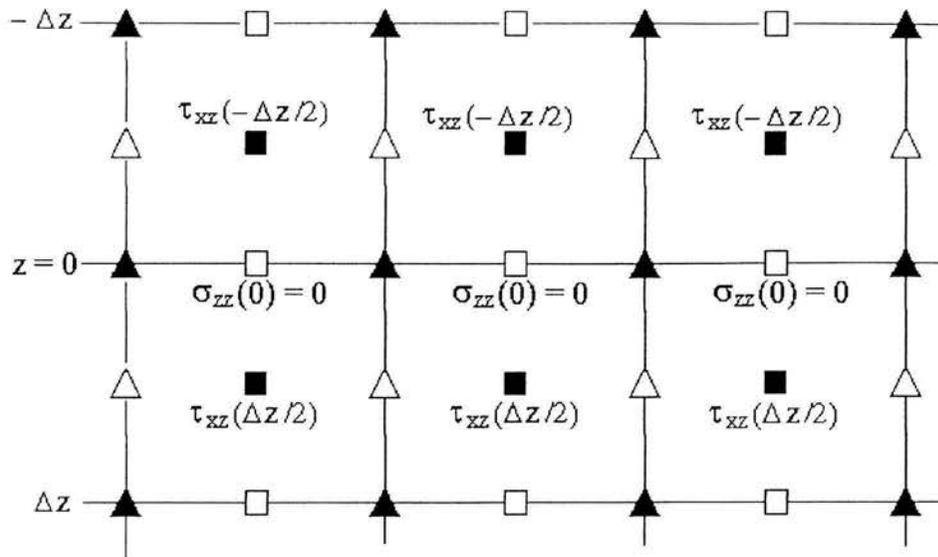


Figura 2.2 Disposición de esfuerzos para la superficie libre plana utilizando rejillas alternadas. El esfuerzo normal se ubica en $z = 0$, mientras que el esfuerzo tangencial queda en $-\Delta z/2$ y $+\Delta z/2$.

La derivada del esfuerzo tangencial con respecto a z en la superficie libre se escribe como:

$$\left. \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right|_{z=0} \approx \frac{\tau_{xz}(\Delta z/2) - \tau_{xz}(-\Delta z/2)}{\Delta z} = D_z(\tau_{xz})$$

y el esfuerzo en $z = 0$ se obtiene mediante:

$$\tau_{xz}(0) = \tau_{xz}(-\Delta z/2) + D_z \frac{\Delta z}{2} = \frac{\tau_{xz}(\Delta z/2) + \tau_{xz}(-\Delta z/2)}{2}$$

Aquí se puede notar que asignando signos opuestos a los esfuerzos ubicados en $z = +\Delta z/2$ y $z = -\Delta z/2$, se obtiene el esfuerzo nulo en la superficie libre, o sea:

$$\tau_{xz}(-\Delta z/2) = -\tau_{xz}(\Delta z/2) \text{ para toda } x \quad (2.6)$$

y entonces:

$$\tau_{xz}(0) = \frac{\tau_{xz}(\Delta z/2) - \tau_{xz}(\Delta z/2)}{2} = 0 \quad (2.7)$$

De este modo, al imponer una antisimetría de esfuerzos de cortante y un esfuerzo normal nulo en $z = 0$, es posible representar una superficie libre plana en el esquema de diferencias finitas.

2.2.2 Superficie libre irregular.-

La simulación numérica de propagación de ondas sísmicas en medios con topografía irregular, se inicia a principios de los años 70's. Las primeras aplicaciones simulaban la propagación de ondas en

geometrías sencillas. Por ejemplo Alterman y Lowenthal (1970) analizaron la propagación de onda de Rayleigh en una superficie libre con forma de escalón. En 1980 Fuyuki y Matsumoto estudiaron los efectos de una trinchera sobre una onda de Rayleigh. Un trabajo similar es realizado por Boore *et al.* (1981) para los casos de un escalón vertical y uno inclinado. En 1988, Jih *et al.* realizan rotaciones del sistema de modo que los ejes sean paralelos a una superficie inclinada. En este mismo año, Kawase (1988) aplica el método de elemento finito para estudiar un cañon semicircular. Ya en los años 90's, aparece el método pseudo-espectral, aplicado por Tessmer *et al.* (1992) para una topografía curva. Recientemente, se han realizado trabajos para topografías en tres dimensiones tales como el de Bouchon *et al.* (1996), donde se usa el método de elementos integrales de frontera, y el de Ohminato y Chouet (1997) con el método de diferencias finitas. Este último método resulta el más flexible, ya que permite incorporar la superficie libre celda por celda.

La implementación de la superficie irregular utilizada en este trabajo se basa en el trabajo de Ohminato y Chouet (1997). Estos autores introducen una superficie libre irregular, mediante una condición de frontera libre de esfuerzos para las ecuaciones de movimiento tridimensionales. Su esquema numérico hace uso de las rejillas alternadas. La celda elemental tridimensional con dimensiones $\Delta x, \Delta y, \Delta z$, a la cual se le denomina celda material unitaria se basa en el principio de discretización de Madariaga (1976). Esta celda elemental se muestra en la Figura 2.3.

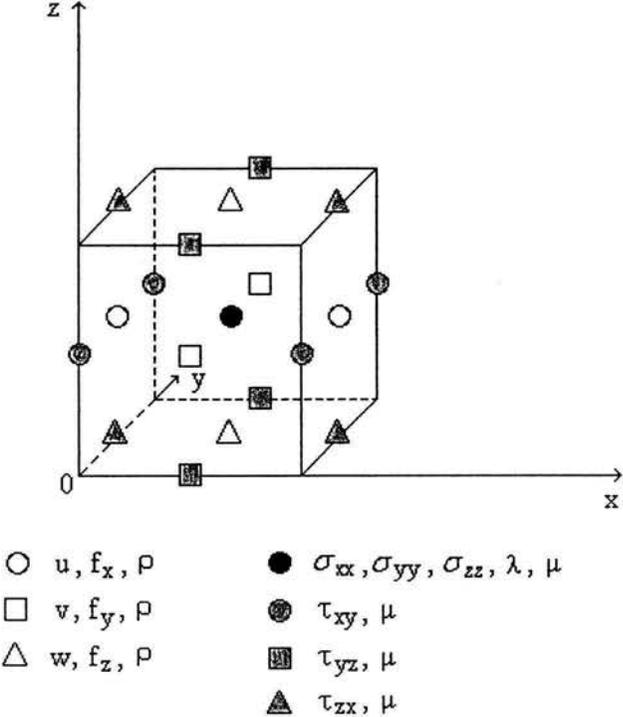


Figura 2.3 Celda elemental tridimensional (celda material unitaria). Las componentes de desplazamiento, las componentes de fuerza y la densidad se definen en la misma posición sobre las caras de la celda. Las componentes de esfuerzo normal y las dos constantes de Lamé se definen en el centro de la celda. Las componentes de esfuerzo cortante y la rigidez se definen en los límites de la celda (de Ohminato y Chouet, 1997).

La discretización mostrada en la Figura 2.3 define esfuerzos cortantes sólo sobre la cara del cubo. Los esfuerzos normales se evalúan siempre en el interior de la celda por lo que no intervienen en la definición de la condición de frontera sobre las superficies externas de la celda. Por ello, haciendo los esfuerzos cortantes cero en los límites de la celda se logra representar una superficie libre en las tres dimensiones. El esfuerzo cortante nulo en la superficie puede imponerse haciendo simplemente $\mu = 0$, ya que esta constante está definida para la misma posición del esfuerzo. Debido a que el esfuerzo normal σ_{zz} se ubica en las posiciones $+\Delta z/2$ y $-\Delta z/2$ este esfuerzo tiene un tratamiento previo para garantizar que se anule al sustituir λ y $\mu = 0$. Este tratamiento se muestra a continuación (Ohminato y Chouet, 1997).

Consideremos dos celdas elementales una sobre otra, de tal manera que la superficie libre en $z = 0$ coincida con la cara de contacto de las dos celdas. Se pueden definir dos esfuerzos normales ubicados en $-\Delta z/2$ y $\Delta z/2$, los cuales se pueden identificar como $\sigma_{zz}(-\Delta z/2)$ y $\sigma_{zz}(\Delta z/2)$. La derivada parcial del esfuerzo normal τ_{zz} con respecto a z que aparece en la ecuación de movimiento:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{i,j}}{\partial x_j} + f_i$$

se aproxima con el operador diferencial:

$$\left. \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} \right|_{z=0} \approx D_z(\sigma_{zz}) = \frac{\sigma_{zz}(\Delta z/2) - \sigma_{zz}(-\Delta z/2)}{\Delta z}$$

El esfuerzo normal en $z = 0$ se obtiene como:

$$\sigma_{zz}(0) = \sigma_{zz}(-\Delta z/2) + D_z(\sigma_{zz}) \frac{\Delta z}{2} = \frac{\sigma_{zz}(\Delta z/2) + \sigma_{zz}(-\Delta z/2)}{2}$$

De aquí, haciendo λ y $\mu = 0$ en $(\Delta z/2)$ resulta $\sigma_{zz}(\Delta z/2) = 0$, a partir del cual se obtiene el esfuerzo normal en la superficie libre como:

$$\sigma_{zz}(0) = \frac{\sigma_{zz}(-\Delta z/2)}{2} \neq 0$$

Por ello, el imponer λ y $\mu = 0$ en $(\Delta z/2)$ no garantiza que el esfuerzo normal sea cero en la superficie libre. Usando la antisimetría de esfuerzos ya descrita para superficie plana es decir sustituir $\tau_{zz}(\Delta z/2)$ por $-\tau_{zz}(-\Delta z/2)$ el esfuerzo en $z = 0$ queda como:

$$\sigma_{zz}(0) = \frac{\sigma_{zz}(-\Delta z/2) - \sigma_{zz}(-\Delta z/2)}{2} = 0$$

Esta condición se usa comúnmente para representar una superficie libre plana. Se puede notar que para esta condición, las derivadas numéricas se evalúan siempre con los valores antisimétricos de los esfuerzos a lo largo de la superficie plana. Si se tiene una superficie inclinada, la disposición antisimétrica toma una forma escalonada y la evaluación de derivadas será diferente a las calculadas en superficie plana. Por esto, la frontera de simetría no funciona para representar una superficie libre irregular. No obstante se puede partir de la antisimetría de esfuerzos:

$$\sigma_{zz}(\Delta z/2) = -\sigma_{zz}(-\Delta z/2)$$

Sumando $\sigma_{zz}(\Delta z/2)$ en ambos lados, se obtiene:

$$2 \sigma_{zz}(\Delta z/2) = \sigma_{zz}(\Delta z/2) - \sigma_{zz}(-\Delta z/2) = 2 D_z(\sigma_{zz}) \Delta z/2$$

Es decir, el gradiente de esfuerzos en la superficie libre se incrementa por un factor de 2. Sustituyendo este factor, el esfuerzo en la superficie queda:

$$\sigma_{zz}(0) = \sigma_{zz}(-\Delta z/2) + D_z(\sigma_{zz})\Delta z = \sigma_{zz}(\Delta z/2) \quad (2.8)$$

Haciendo entonces λ y $\mu = 0$ en $(\Delta z/2)$, se asegura que $\sigma_{zz}(0) = 0$.

La ubicación de los esfuerzos y velocidades de la celda mostrada en la Figura 2.1, pueden ser modificadas en el borde de la malla, para que la situación del esfuerzo normal en la superficie libre sea la adecuada para implementar la superficie libre irregular que se describió anteriormente. Esta disposición se muestra en la Figura 2.4.

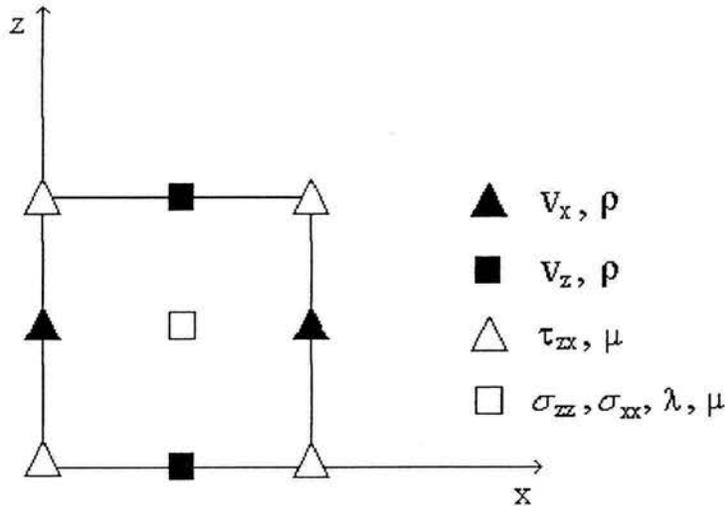


Figura 2.4 Celda elemental bidimensional para el plano $x - z$, adaptada para la implementación de superficie libre irregular.

Así, la celda de la Figura 2.4 es similar a la celda elemental tridimensional de Ohminato y Chouet (1997), para el caso de las dos dimensiones $x - z$. La única diferencia es que en la celda bidimensional de la Figura 2.4, se calculan las velocidades y no los desplazamientos. La aplicación del tratamiento del esfuerzo normal descrito anteriormente es posible ahora usando la celda de la Figura 2.4 para obtener una superficie libre celda por celda.

2.2.3 Condición de frontera absorbente.-

Uno de los problemas fundamentales de la simulación con diferencias finitas es que se usa una malla finita para representar la propagación de ondas en un medio infinito. La solución más sencilla sería la de trabajar con una malla de grandes dimensiones para retardar la llegada de reflexiones provenientes de los bordes. No obstante, esto llevaría a emplear gran cantidad de memoria computacional y tiempo de cálculo. Por ello, se implementa un artificio numérico conocido como fronteras absorbentes.

Los trabajos más importantes para el diseño de fronteras absorbentes son el de Clayton y Enquist (1977) y el de Reynolds (1978). Sus métodos se basan en reemplazar en el borde la ecuación de onda o de movimiento por una ecuación de onda de primer orden unidimensional. Ello supone que los bordes se encuentran lo suficientemente lejos de la fuente, por lo tanto las ondas que llegan a incidir en cualquier borde presentan una incidencia aproximadamente normal. La incidencia normal puede ser descrita por una ecuación unidimensional, la cual se usa para generar un artificio numérico que evita que la onda incidente regrese nuevamente hacia el interior de la malla.

La ecuación de onda unidimensional está dada por:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \quad (2.9)$$

donde c es la velocidad de propagación. Esta ecuación se puede escribir como:

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \right) \phi = 0$$

Factorizando el operador resulta:

$$\left(\frac{\partial}{\partial x} - \frac{1}{c} \frac{\partial}{\partial t} \right) \left(\frac{\partial}{\partial x} + \frac{1}{c} \frac{\partial}{\partial t} \right) \phi = 0$$

Como el producto de los dos términos es cero, cualquiera de ellos puede ser cero. Así, cada factor representa una "ecuación de onda de primer orden", escrita en forma general como:

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} + s \frac{1}{c} \frac{\partial \phi}{\partial t} = 0 \quad (2.10)$$

donde s es un escalar unitario con signo $s = \pm 1$, y determina la dirección de propagación. Por lo tanto, para el borde izquierdo de la malla ($x = 0$) se tiene:

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{1}{c} \frac{\partial \phi}{\partial t} = 0 \quad (2.11)$$

Ecuaciones similares pueden establecerse para el borde derecho y el fondo de la malla (sustituyendo z por x). Este tipo de ecuaciones son mejor conocidas como ecuaciones paraxiales y fueron utilizadas por primera vez por Clayton and Enquist (1977) y posteriormente por Reynolds (1978). Estas ecuaciones se discretizan en un esquema de diferencias finitas para obtener el artificio de frontera transparente (ver por ejemplo Bording, 1995). Los problemas de usar este método ocurren cuando la onda no incide perpendicularmente a la frontera. Por ello, se han diseñado métodos que utilizan las mismas ecuaciones paraxiales, pero ajustadas para un cierto ángulo de incidencia (Clayton and Enquist, 1980). Estas aproximaciones son más difíciles de diseñar.

A partir de esto, surge un método que no depende del ángulo de incidencia y es muy fácil de implementar. Este método consiste en introducir una zona de atenuación antes de cada borde.

El método que se utiliza en este trabajo consiste en introducir una zona que disminuye gradualmente las amplitudes de la onda incidente hasta llegar al borde con amplitudes muy pequeñas (Figura 2.5). Esta solución fue propuesta por Cerjan *et al.* (1985). Consiste en sustituir los valores de desplazamiento (velocidades en nuestro caso) de la onda incidente por valores progresivamente decrecientes hacia el borde. A estos valores se les asigna un peso " w_i " dados como:

$$w_i = e^{-0.015(20-i)^2} \quad (2.12)$$

donde i es un índice que representa el número de nodo medido a partir del borde de la malla. En esta expresión se utilizan 20 nodos antes de cada borde. Puede verse que si el índice es 20, entonces $w_i = 1$, y si el índice es 1, $w_i = 0.92$.

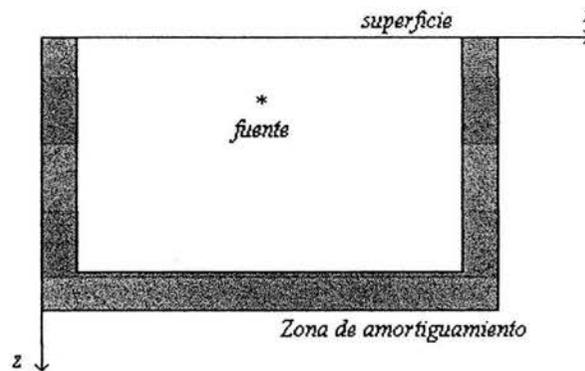


Figura 2.5 Zona artificial donde los valores de velocidad se hacen decrecer progresivamente hacia el borde.

Los valores que sustituyen a las velocidades en cada nodo están dados por una función producto como:

$$W = \prod_1^i w_i \quad i = 1, 2, 3, \dots, 20 \quad (2.13)$$

donde W es el valor que se multiplica a las velocidades en la posición i a partir del borde. De este modo, se verifica que la velocidad del nodo más cercano al borde es el de menor valor de una serie que empieza a 20 nodos del borde. De acuerdo con Moczo (1988) la función de Cerjan *et al.* (1985) se puede escribir en forma general como:

$$w_i = e^{-[c(N-i)]^2} \quad (N \geq 20) \quad (2.14)$$

donde N es el número de nodos tomado a partir del borde y c es un coeficiente. Con esto, la variación del índice i queda definida como: $1 \leq i \leq N$. En forma general se requiere que el peso w sea 1 cuando $i = N$ y que tome un valor w mínimo (menor a 1) cuando $i = 1$, o sea:

$$w_N = 1.0 \quad y \quad w_1 = w_{\min}$$

El coeficiente c está dado por:

$$c = \frac{1}{N - 1} (-\ln w_{\min})^{1/2} \quad (2.15)$$

Esta forma general permite introducir un número de nodos arbitrario. Las pruebas numéricas recomiendan que $N \geq 20$, debido a que el decremento de amplitudes en los desplazamientos o velocidades no debe darse en forma abrupta.

2.3 Fuente explosiva y fuerza vertical en superficie.-

La fuente que se utiliza comúnmente en los esquemas numéricos de diferencias finitas está representada por una explosión. La implementación de esta fuente para el esquema numérico mostrado anteriormente es muy sencilla; consiste simplemente en sumar los valores de amplitud de un pulso de entrada arbitrario en el tiempo, a los esfuerzos normales σ_{xx} y σ_{zz} en un nodo determinado de la malla. Para el esquema numérico, si los esfuerzos normales se ubican en la posición $(i+1/2, j)$ su historia de tiempo queda representada por el pulso de entrada utilizado y las velocidades son calculadas explícitamente mediante (2.2a) y (2.2b). Con esto, la iniciación del movimiento es radial y simétrico a partir de un punto, lo que permite representar una fuente explosiva. Como pulsos de entrada se utiliza el pulso de tipo gaussiano y sus dos primeras derivadas (Figura 2.6). Este pulso gaussiano está dado como:

$$g(t) = e^{-\alpha(t-t_0)^2} \quad (2.16)$$

La implementación de la fuente explosiva tiene algunas variantes para el caso de su ubicación en superficie libre. El caso límite de la suma radial de esfuerzos en una superficie libre plana es análogo a una fuerza vertical dirigida hacia abajo. Para los dos casos de superficie libre mostrados anteriormente, este tipo de fuente se logra sumando el pulso de entrada sólo al esfuerzo normal σ_{zz} ubicado en la superficie numérica. Para el caso de superficie plana mediante simetría de esfuerzos descrita anteriormente, la implementación está resuelta en el algoritmo de Virieux (1986). Para el caso de la superficie libre irregular, este tipo de fuente ha sido implementada satisfactoriamente sobre sus partes planas. El uso de la fuente explosiva y de fuerza vertical se llevará a cabo en la parte de simulación en estructura volcánica.

2.4 Ejemplos.-

Con el objeto de probar la solución de la superficie libre irregular se presenta un cálculo usando el modelo del cañón semicircular. Este modelo consiste en un semiespacio, en la superficie libre del cual se ha excavado un hueco en forma circular. Este cañón bidimensional tiene una extensión infinita en la dirección perpendicular al plano analizado. La excitación utilizada corresponde a una incidencia de onda P plana. Los resultados de esta simulación son comparados con los resultados de Ominato y Chouet (1997). El modelo se muestra en la Figura 2.7.

Los trabajos para el modelo del cañón semicircular se inician con Trifunac (1971) para incidencia de ondas SH usando un método analítico. Posteriormente Kawase (1988) utiliza el método elementos de frontera para incidencia de onda SH, P, SV y Rayleigh. Este autor compara sus resultados con los obtenidos por Trifunac (1971) para el caso SH. El trabajo de Kawase (1988) ha sido de gran importancia ya que sus resultados han servido para comparar los diversos métodos que aparecieron después. El modelo del cañón

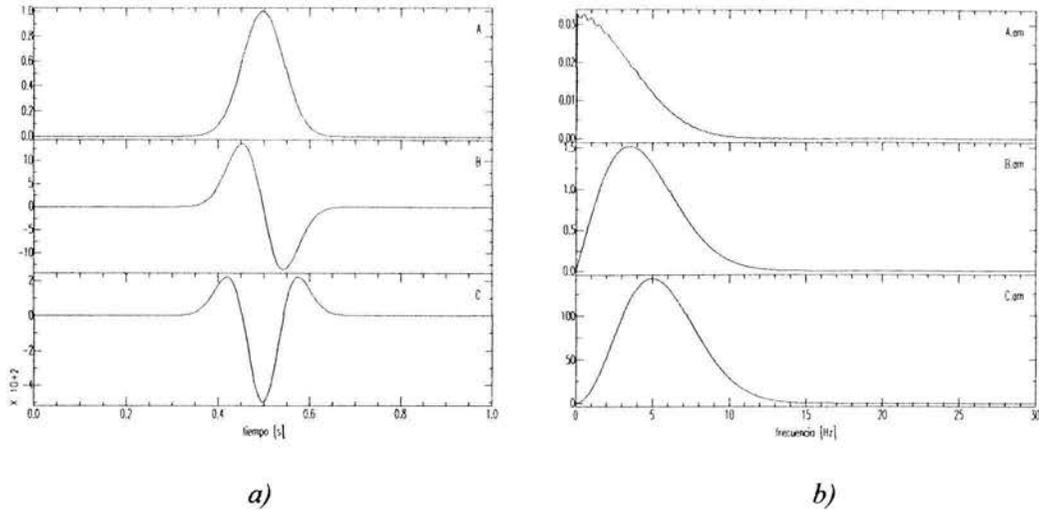


Figura 2.6 a) Pulsos utilizados para la fuente explosiva. El pulso A corresponde a un típico gaussiano. Los pulsos B y C (Ricker), son las primera y segunda derivada del pulso gaussiano respectivamente. b) Espectros de amplitudes para los pulsos A, B y C.

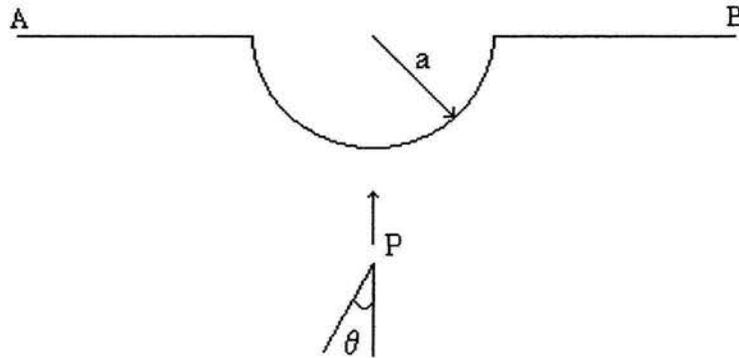


Figura 2.7 Cañón semicircular en el plano x - z. Se hace incidir una onda P plana.

semicircular está incluido también en el trabajo de Ominato y Chouet (1997) para simulación de topografía tridimensional con el método de diferencias finitas. Moczo et al. (1997) utilizan un método que combina los métodos de número de onda discreto, diferencias finitas y elemento finito. La parte de radiación de la fuente y propagación es calculada con el método de número de onda discreto. La propagación a lo largo de la superficie libre irregular se calcula combinando el método de diferencias finitas y elemento finito. Su cálculo sobre el modelo del cañón semicircular para el caso P-SV coincide con los resultados de Kawase (1988).

Para la onda incidente se utiliza como función temporal un pulso de Ricker cuya frecuencia predominante cumple las siguientes condiciones:

$$\frac{f a}{\beta} = 1$$

donde f es la frecuencia del pulso, a es el radio del cañón, β es la velocidad de onda S. La longitud de la onda S, $\lambda_s = \beta/f$, correspondiente a esa frecuencia, es igual al radio del cañón. Los valores de velocidad para este modelo son $V_p = 3500$ m/s y $V_s = 1750$ m/s (relación de Poisson de 1/3) y se utilizaron 20 nodos por longitud de onda. Los sismogramas sintéticos para la simulación de onda P vertical se muestran en la Figura 2.8, y son iguales a los obtenidos por Ominato y Chouet, 1997 (su Figura 6). Claramente, la onda directa P se encuentra ausente en la componente horizontal, debido a la ausencia de movimiento horizontal en una incidencia vertical de onda P plana. La incidencia del movimiento vertical produce una P difractada, una conversión de onda P a SV y una onda de Rayleigh difractada en los límites del cañón.

Se ha calculado también, el resultado para incidencia oblicua. En esta segunda simulación, la onda incidente sigue siendo una onda P plana, pero ahora con un ángulo θ de 30° con respecto de la vertical. Los parámetros para la frecuencia predominante y el radio del cañón, son los mismos que para el caso de incidencia vertical. Los sismogramas sintéticos para esta simulación se muestran en la Figura 2.9. Se observan las mismas fases generadas que para el caso de incidencia vertical. En la componente horizontal, la onda P directa es observable ahora sobre la superficie del modelo. Las amplitudes en los límites del cañón resultan ser mayores hacia el costado A del modelo (Figura 2.7).

Para los ejemplos anteriores se calculó el cociente de amplitudes en el dominio de la frecuencia entre los sismogramas calculados y la onda incidente. Esta es la función de transferencia de la irregularidad, definida como la deconvolución del movimiento en la superficie por el campo incidente. Los resultados para las dos componentes de velocidad se muestran en la Figura 2.10. Nuevamente, estos resultados son comparables a los obtenidos por Ominato y Chouet, 1997 (su Figura 9 c).

La última simulación que se presenta en capítulo, corresponde a una fuente por fuerza vertical. Como se mencionó anteriormente, la fuerza vertical dirigida hacia abajo, representa el caso límite en la ubicación de la fuente explosiva radial en superficie libre. La implementación de esta fuerza vertical corresponde al caso de superficie irregular plana. Es decir, se introduce una fuerza vertical para la solución de superficie libre irregular en una parte plana de ésta. El caso de tener una fuerza vertical sobre un semiespacio es mejor conocido como problema de Lamb. El trabajo de Lamb (1904), acerca de una fuerza vertical sobre un semiespacio, demostró que este tipo de fuente excita una onda superficial de Rayleigh. Posteriormente, el problema fue tratado por varios autores (p. ej. Ewing *et al.*, 1957; Aki y Richards, 1980). El algoritmo numérico de diferencias finitas de Virieux (1986), utilizado en este trabajo, contiene la solución de esta fuerza vertical sobre el semiespacio. Esta solución hace uso de una superficie libre plana por simetría de esfuerzos. El objetivo entonces de esta última simulación es comparar la solución de la fuerza vertical con superficie irregular plana, con aquella resuelta mediante el uso de simetría de esfuerzos.

El modelo utilizado para propagación de onda de Rayleigh a partir de la fuerza vertical se muestra en la Figura 2.11. El modelo numérico es representativo de un semiespacio y su velocidad de onda P es $V_p = 3.5$ km/s, con una relación de Poisson de 0.25. El pulso utilizado corresponde a un pulso gaussiano con $\alpha = 300.0$ (ver ecuación 2.16). Los sismogramas sintéticos para distancias de 1.0, 2.0 y 3.0 km, se muestran en la Figura 2.12.

Como puede verse en la Figura 2.12, la propagación sobre la superficie libre es correcta. Para poder hacer uso de esta fuerza vertical en una superficie libre irregular, será necesario entonces ubicar a la fuerza sobre su parte plana. Esta implementación se usará para simular una explosión en superficie en la parte de simulación en estructura volcánica.

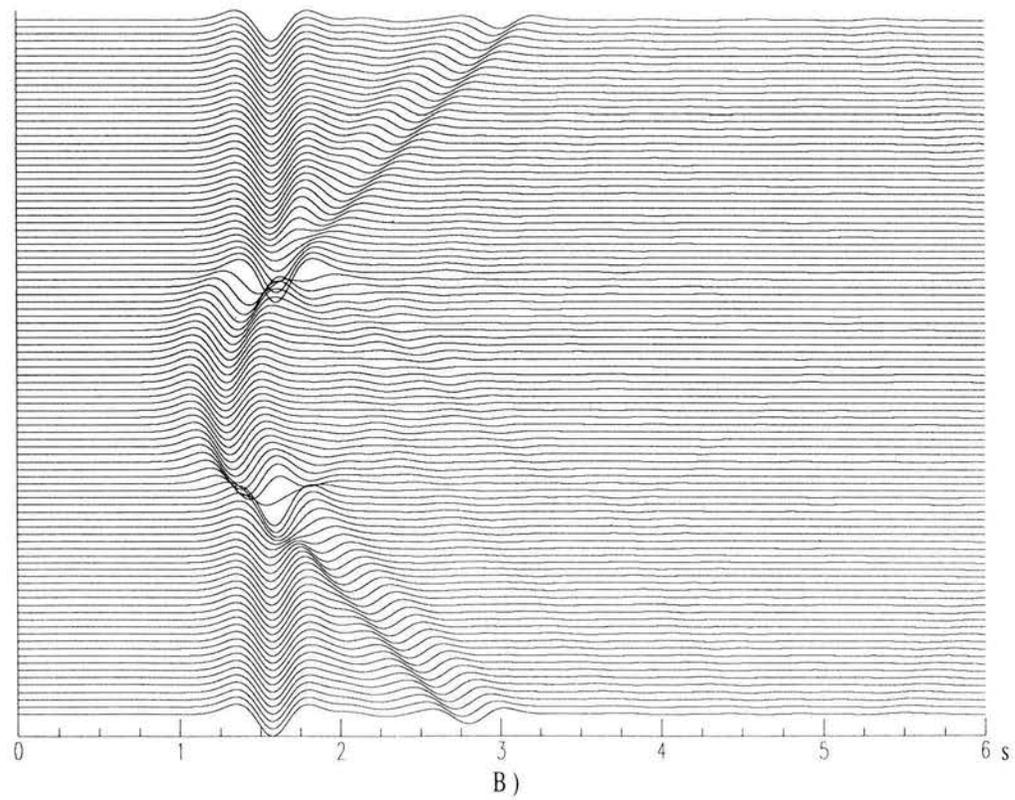
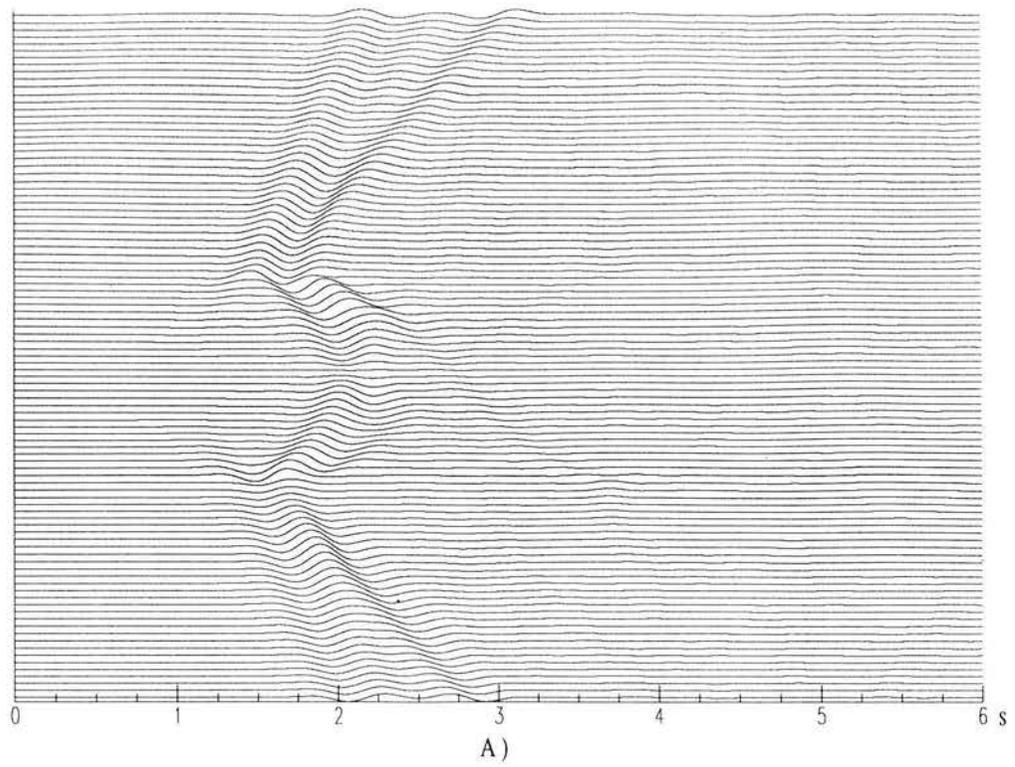


Figura 2.8 Sismogramas sintéticos obtenidos a partir de la incidencia de una onda P vertical. a) Componente horizontal de velocidades. b) Componente vertical de velocidades. Se generan las ondas P difractada, SV y de Rayleigh.

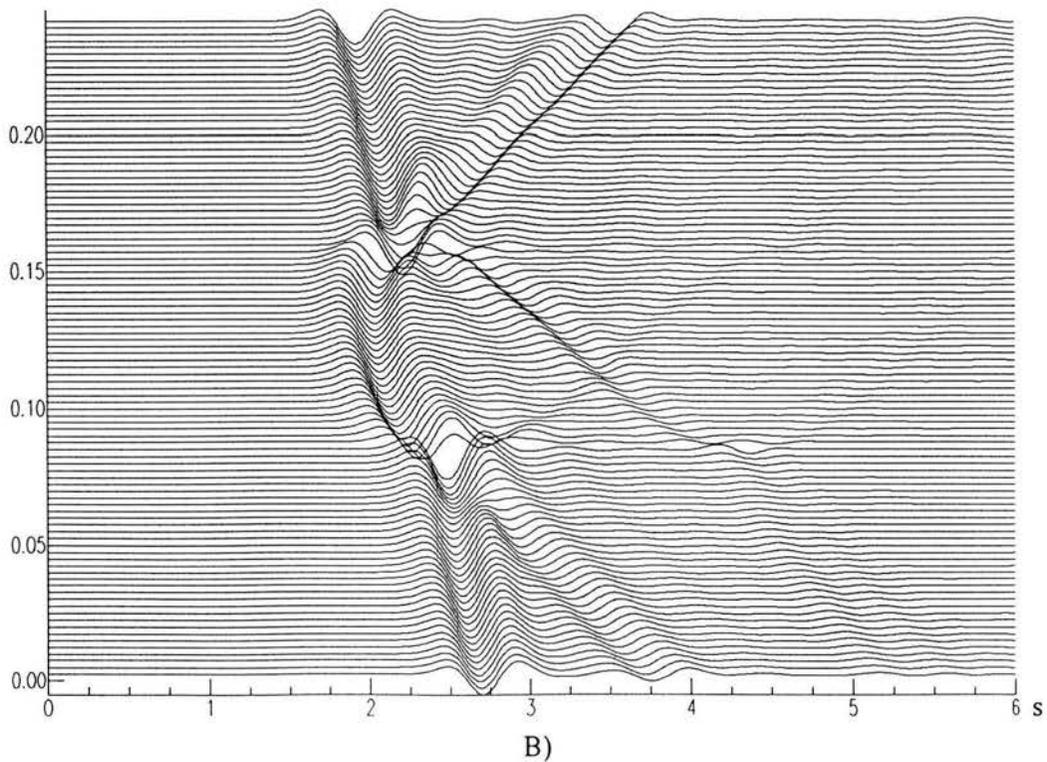
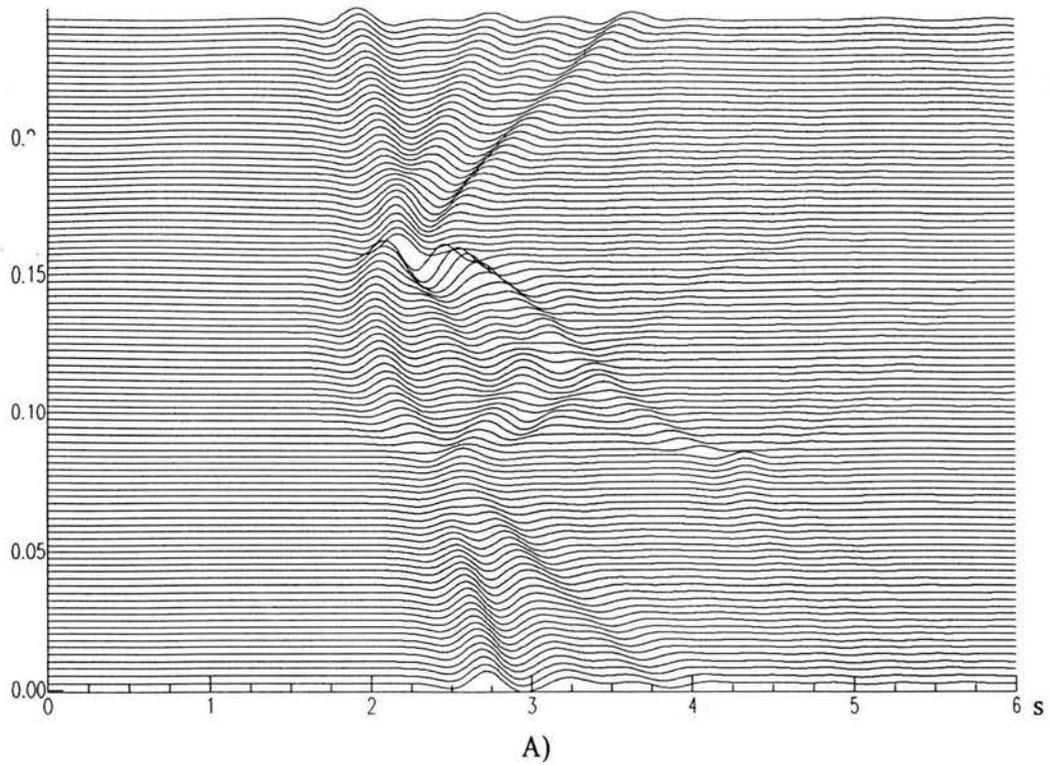


Figura 2.9 Sismogramas sintéticos obtenidos a partir de la incidencia de una onda P oblicua ($\theta = 30^\circ$). a) Componente horizontal de velocidades. b) Componente vertical de velocidades. Se generan las ondas P, SV y de Rayleigh difractadas como en el caso de incidencia vertical.

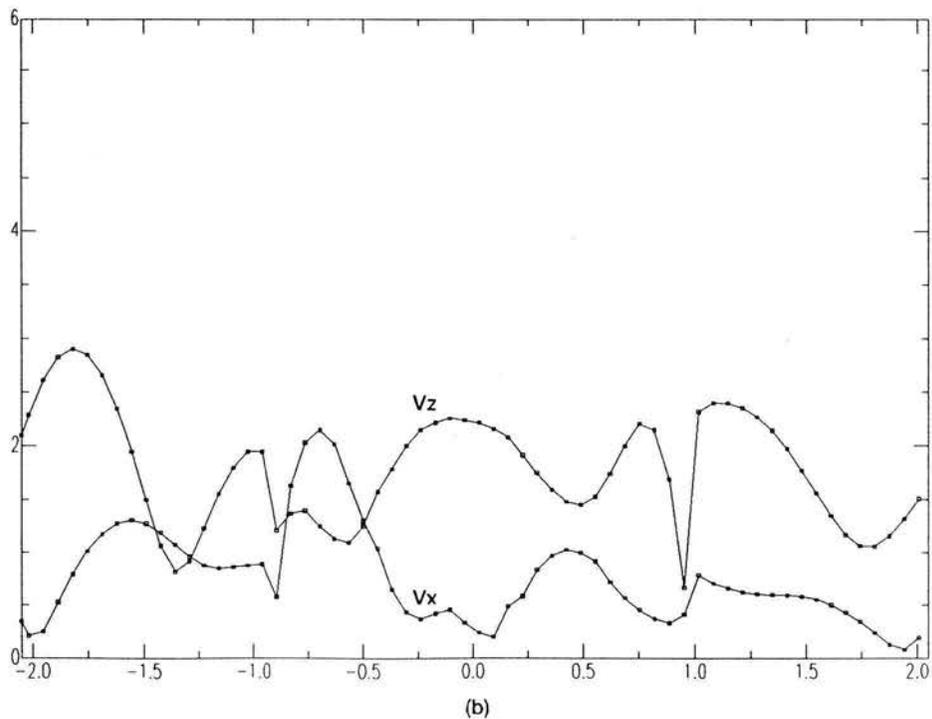
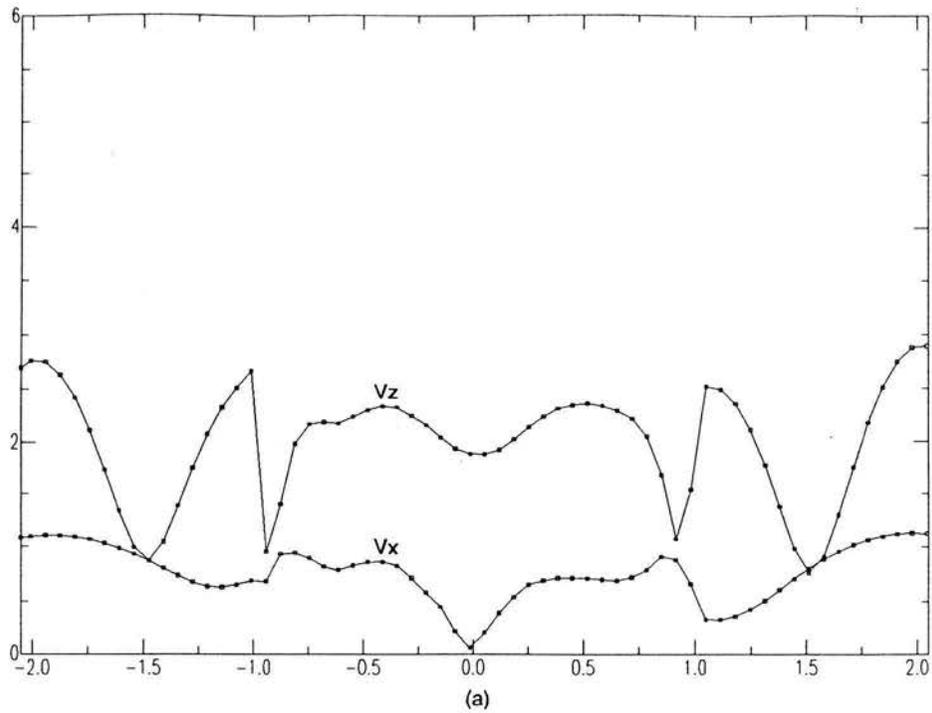


Figura 2.10 Resultados en el dominio de la frecuencia para incidencia de onda P en el cañón semicircular. Los resultados corresponden a la frecuencia predominante del pulso incidente y se muestran como puntos unidos por una línea. El eje horizontal representa unidades normalizadas al radio del cañón a partir de su centro. a) Incidencia vertical. b) Incidencia oblicua.

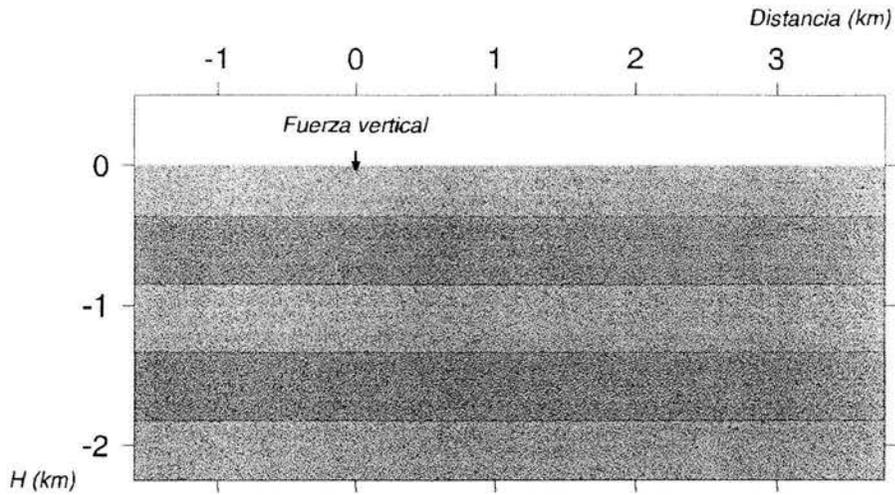


Figura 2.11 Modelo para propagar una onda de Rayleigh generada a partir de una fuerza vertical en superficie. La velocidades de onda P y S son $V_P = 3.5 \text{ km/s}$ y $V_S = 2.02 \text{ km/s}$ respectivamente.

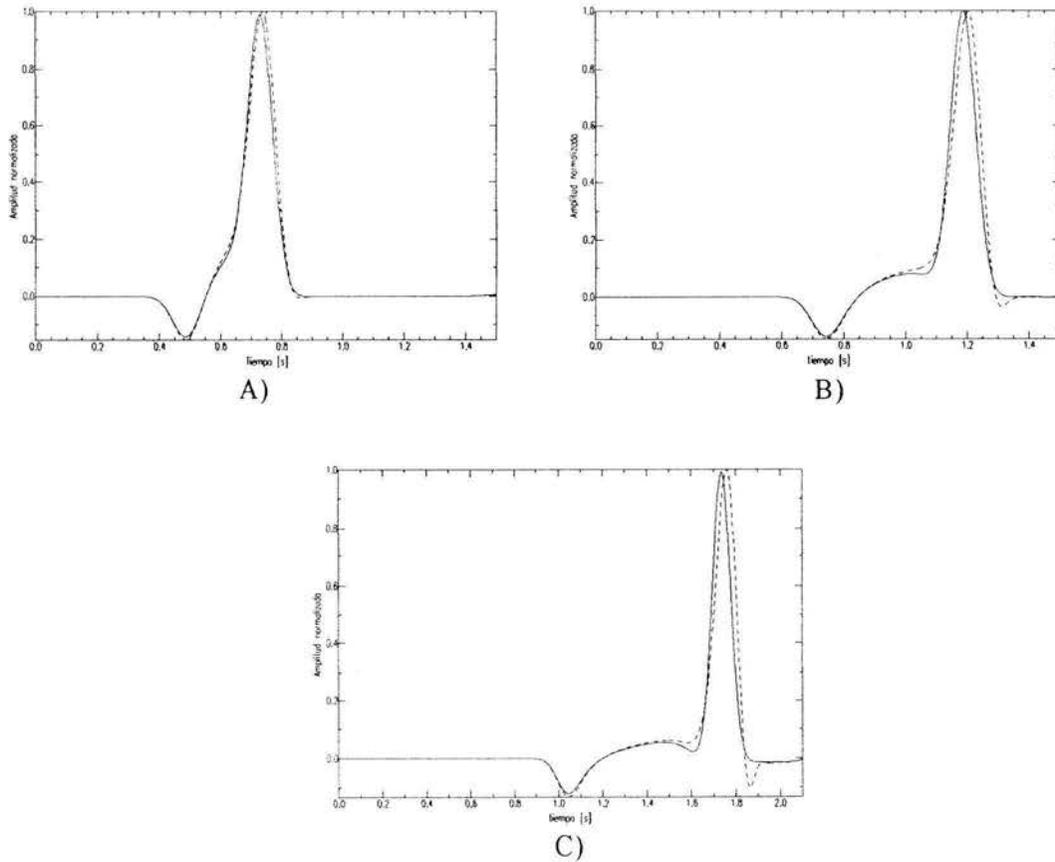


Figura 2.12 Comparación entre la solución del problema de Lamb, usando superficie libre por simetría de esfuerzos (línea continua, Virieux, 1986) y superficie libre plana mediante desaparición de esfuerzos (línea punteada, Este trabajo). Se muestra la solución del componente radial. a) Estación a 1.0 km. b) Estación a 2.0 km. c) Estación a 3.0 km.

III SIMULACIÓN NUMÉRICA DE PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS EN ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS

3.1 Introducción.-

Durante el monitoreo de volcanes activos los trabajos desarrollados por la sismología volcánica han demostrado ser uno de los principales pilares en la comprensión y cuantificación de los procesos volcánicos interiores. Sus aplicaciones son en cierta forma una extensión de los estudios sismológicos generales, pero en este caso se tienen que adaptar a la comprensión de la dinámica interior de un volcán. Esta dinámica interior se presenta con variaciones rápidas en el tiempo por lo que existen exigencias adicionales dentro de los métodos sismológicos aplicados. Se pueden mencionar entonces como trabajos clásicos aplicados al monitoreo de volcanes la localización de eventos, el cálculo de magnitudes sísmicas, el conteo de eventos en cierto intervalo de tiempo, el análisis de las características de los eventos y la cuantificación de la energía sísmica relacionada. Entre estos temas, el de gran interés para los fines de este trabajo, es el que concierne al análisis de señales ya que en esta disciplina recae la interpretación de la fuente y los efectos de propagación en el interior de volcanes. En general, el desarrollo sismológico tiene una parte de estudio que es fundamental para comprender e interpretar las diferentes señales sísmicas que se registran en la Tierra. Esta parte recae en la comprensión de los efectos de propagación de ondas a partir de una fuente determinada. Los estudios sismológicos aplicados a volcanes deberán enfrentar esta parte con una dificultad adicional. Esta dificultad se debe a la complejidad que puede presentarse en la estructura volcánica interior y a las diversas fuentes de energía sísmica tal como lo demuestra la existencia de diversos sismos volcánicos. En este contexto resulta conveniente implementar nuevos métodos de estudio que se encaminen a la comprensión de la propagación de ondas en el interior de un volcán y con ello, lograr una mejor interpretación de las señales registradas.

Los trabajos referentes a estudios de propagación en el interior de volcanes parecen estar ausentes. No existen algunos reportes que indiquen que las señales volcánicas incluyan algunas conversiones de onda debida a la cámara magmática o al edificio volcánico. Por ahora, parecen existir diversas suposiciones o hipótesis acerca de los efectos producidos por la presencia de dicho cuerpo magmático sobre la trayectoria de las ondas sísmicas irradiadas por diversas fuentes. En cambio los trabajos existentes dedicados al estudio de las señales, se han encaminado hacia la explicación de la generación de eventos de acuerdo con la naturaleza de la fuente, dejando de lado los efectos de propagación interior. Por ejemplo, un tipo de fuente de gran interés es la del tremor volcánico y ha sido explicada por diversos mecanismos (ver por ejemplo Chouet, 1985 y 1986). Pero la explicación del tremor volcánico no ha sido resuelta en su totalidad. Por otro lado, con la comprensión de los diversos factores de propagación, la interpretación de señales sísmicas puede tomar un nuevo rumbo. En efecto, algunas hipótesis de generación para algunos eventos determinados pueden ser atribuidos más a los efectos de propagación que aquellos generados por la fuente. Por ejemplo una hipótesis para explicar algunos eventos que contienen altas y bajas frecuencias (evento híbrido o del tipo AB), supone a una fuente cercana a la cámara magmática, que al atravesarla, se modifica con la generación de ondas de baja frecuencia (Valdés, 1997, comunicación personal). Por otra parte, otros eventos podrían ser explicados tanto por efectos de la fuente como por efectos de propagación. Por ejemplo, la generación de eventos tipo B, supone que las ondas sísmicas parten de una "explosión tenue" (*soft explosion*), a las que se le suman efectos de trayecto (McNutt, 1986). Alguna otra hipótesis con mayor significado físico, supone que la generación de los eventos de baja frecuencia (tipo B y tremor), son una serie de explosiones sucesivas dentro del volcán (McNutt, 1986) y por supuesto, a los que se le deben de sumar los efectos de trayecto. Estas como algunas otras hipótesis pueden ser abordadas con el estudio de propagación utilizando las fuentes adecuadas.

En este capítulo se presenta la aplicación del método de diferencias finitas que se concentra en la propagación de ondas sísmicas en estructuras volcánicas a partir de una excitación de ondas sísmicas de tipo

explosivo. En esta aplicación se evidencian algunos factores que influyen en la propagación de ondas en el interior de las estructuras volcánicas propuestas. La estructura volcánica se define sísmicamente como un modelo de velocidades que incluye la presencia de un cuerpo magmático y una superficie libre irregular. Como fuente excitadora, se utiliza la fuente sísmica más sencilla: una explosión, que posee la característica de generar el movimiento en forma radial y simétrica. Por lo anterior, no se pretende propiamente generar o simular un tipo de evento volcánico determinado, debido al uso de una sola naturaleza de la fuente y debido al hecho de tales simulaciones deberán pasar por una serie de etapas previas en la que se incluye un análisis de propagación de ondas.

Como requisito de la simulación, se parte primero de la definición de la estructura volcánica que se tomará como una estructura representativa de estratovolcanes mexicanos. Para la asignación de velocidades en capas planas se toma el promedio de aquellos modelos utilizados en localización de eventos en algunas zonas volcánicas de México. En la definición del cuerpo magmático o cámara magmática se sigue una secuencia de consideraciones geológicas que servirán para la ubicación y dimensiones de dicho cuerpo. Adicionalmente, los resultados considerados en el aspecto geológico para la definición de la cámara magmática, son complementados con resultados sísmológicos referentes al tema. Los mejores resultados se derivan de los estudios de estratovolcanes de extinción reciente en la parte geológica y de los estudios de tomografía para la parte sísmológica. Como resultado de las consideraciones anteriores la estructura propuesta corresponde a una estructura idealizada de cuerpo magmático. Esto por el hecho de que los datos disponibles no permiten una mejor definición de tal cuerpo.

El esquema numérico utilizado contempla la propagación en el plano $x - z$. Pueden evidenciarse en la simulación aquellas conversiones P-SV principalmente en el contacto de la roca sólida con la cámara magmática. Asimismo, no se descarta la generación de ondas de Rayleigh en la superficie libre volcánica. Una excelente herramienta adicional, está representada por las llamadas instantáneas (*snapshots*), las cuales permiten seguir la historia del movimiento de onda a través del modelo. Estas son las principales ventajas del método de diferencias finitas. Los resultados derivados de la simulación demuestran el grado de complejidad en la propagación de ondas que pudiera tenerse en la realidad. En los siguientes puntos se describen las consideraciones para establecer la estructura volcánica.

3.2 Definición de la estructura para un estratovolcán.-

Como resultado de los procesos magmáticos se forman dos tipos básicos de cuerpos ígneos: los extrusivos y los intrusivos. Los cuerpos extrusivos son generalmente mejor comprendidos que los cuerpos intrusivos, ya que pueden ser estudiados en forma visible y en ocasiones, se estudian durante su proceso de formación. En este contexto, recae el término de volcán. Un volcán en términos generales, es toda abertura por la cual se expelen materiales ígneos (roca fundida, cenizas, etc.) y gases asociados, los cuales conforman un edificio volcánico. Esta primera definición, se asocia entonces a toda estructura visible. Una mejor definición para los fines de este trabajo, está dada en Tilling (1982), donde un volcán es toda aquella estructura construida alrededor de una abertura, la cual está conectada a un reservorio de roca fundida debajo de la superficie de la Tierra. Así, esta definición incluye la presencia de un cuerpo interior en proceso de evolución, característico de zonas volcánicas activas.

El modelo de estructura volcánica, puede lograrse apegándose a la última definición. En muchos textos de geología básica, así como en publicaciones populares, es común visualizar esta estructura como un modelo conceptual o hipotético, donde aparece un cuerpo cónico, el cual contiene una chimenea central (en algunos casos con conductos laterales) que conecta al cráter con el reservorio o cámara magmática. De hecho, este modelo básico interior, derivado de estudios geológicos, geoquímicos hidrológicos y térmicos, ha sido enriquecido por diversas técnicas geofísicas para detallar la imagen de la fuente magmática profunda y el reservorio superficial (Iyer, 1992).

Para la simulación se asumirá el modelo básico con edificio cónico, el cual puede ser representativo de un estratovolcán (o volcán compuesto). Los estratovolcanes son característicos de zonas de subducción y pueden presentarse ya sea conformando cordilleras volcánicas o en forma de conos aislados. Sus composiciones presentan variaciones amplias que van desde rocas basálticas hasta riolíticas. Estos volcanes presentan periodos de actividad y calma, y son tema de investigación en muchas partes del mundo dentro de programas de vigilancia volcánica. Se ha observado que después de un tiempo de tranquilidad, la actividad resulta más violenta cuando el volcán despierta, tal como fue el caso del Pinatubo, en Luzón, Filipinas en 1991. En México, los volcanes que cuentan con monitoreo sísmico debido a su peligrosidad, son el Colima (o Volcán del Fuego, 3960 m), Popocatepetl (5450 m), Citlaltépetl (o Pico de Orizaba, 5675 m), Chichón (1100 m) y Tacaná (o Soconusco, 4030 m). Entre estos, sólo el Chichón no cuenta con un prominente cono debido a su violenta historia eruptiva. Por otro lado, el Pico de Orizaba forma parte de los estratovolcanes más altos del mundo.

3.2.1 Relieve topográfico.-

Los estratovolcanes presentan una forma cónica con pendientes que varían de 10° a 36° y con un cráter en la cúspide (Best, 1982). La pendiente suele hacerse más pronunciada en las cercanías del cráter y es más o menos constante en los flancos del volcán. Estas características morfológicas se deben a la acumulación de materiales cercana al cráter, principalmente de tefra, constituida por fragmentos pesados en las cercanías del cráter y gradualmente más finos conforme aumenta la distancia al cráter. Los flancos están constituidos de flujos alternados de lava. Muchas veces cuentan con un glaciar en su cúspide debido a sus grandes altitudes, dando como resultado la apariencia que la gente asocia con un volcán. Además de los materiales descritos anteriormente, pueden existir acumulaciones de lodo (o sedimentos volcánicos), los cuales combinados con la actividad fluvial, la súbita desglaciación y perturbaciones explosivas durante la actividad, pueden provocar lahares (flujos de lodo) que son eventos de alto riesgo para poblaciones cercanas. La experiencia que mejor se recuerda de esto, es la acontecida en la población de Armero, Colombia, situada en las proximidades del Nevado del Ruiz, la cual desapareció sepultada por un lahar durante la erupción de noviembre de 1985.

El cráter de estos volcanes tiene una forma aproximadamente circular, sus dimensiones en diámetro y profundidad son de algunas centenas de metros. Las profundidades en promedio resultan ser menores al diámetro. La profundidad representaría propiamente el tamaño del colapso dentro de la caldera en el último evento eruptivo. Estas características tomadas como área de la caldera y profundidad están relacionadas con el volumen de cenizas eruptadas, tal como lo muestra Smith (1979). Las profundidades comunes varían de 100 a 500 m. En la Tabla 3.1 se muestran algunos datos referentes a las dimensiones del cráter para estratovolcanes mexicanos.

Tabla 3.1 Datos referentes al cráter de los principales estratovolcanes de México.

<i>Volcán</i>	<i>Diámetro (m)</i>	<i>Profundidad (m)</i>
Colima	520	250
Popocatepetl	850 x 750	250 – 300
Citlaltépetl	500 x 400	300
Tacaná	pequeño (< 400 m)	sin dato

3.2.2 Modelo de velocidades: capas planas.-

Para definir la estructura volcánica se propone un modelo que en promedio sea similar a algunas zonas volcánicas de México. Los modelos con los que se cuentan en algunas zonas volcánicas, se derivan de distintos datos: datos de pozo, estudios regionales de refracción y datos geológicos. Esos modelos representados por

capas planas, se utilizan principalmente para la localización de eventos y pueden realizarse pequeños ajustes para el uso de una red sísmica determinada. Enseguida se enlistan algunos modelos utilizados en zonas volcánicas de México.

Chichón (Haskov, <i>et al.</i> , 1982)		Colima (Núñez-Cornú, <i>et al.</i> , 1994)	
Profundidad (km)	Velocidad (km/s)	Espesor (km)	Velocidad (km/s)
0.0	3.5	0.8	1.9
2.0	4.7	1.2	2.6
5.0	5.8	2.0	3.9
20.0	6.6	1.8	4.7
25.0	7.5	3.0	5.8
		2.0	6.0
		Sem.	7.5

Popocatepetl (Arciniega, 1997)		Parícutin-Tancitaro (Pacheco, <i>et al.</i> , 1997)	
Espesor (km)	Velocidad (km/s)	Profundidad (km)	Velocidad (km/s)
5.5	3.5	0.0	2.5
0.5	4.5	1.5	5.0
6.0	5.0	3.0	5.5
Sem.	6.0	6.0	5.7
		13.0	6.0

El modelo para la simulación se tomará de dos capas solamente. Un valor de velocidad conveniente para la capa superior que forma parte de la estructura cónica, puede estar entre 3.0 y 3.5 km/s. Este valor aparte de representar un buen promedio para los modelos mostrados, ha sido observado en muchas zonas volcánicas del mundo (En México p.ej., el Chichón y Popocatepetl). El espesor para esta primera capa medida desde el cráter será de 3.0 km. Para la segunda capa puede tomarse un valor de velocidad de 5.0 km/s, debido a que en muchas partes de México, el basamento está representado por una roca (caliza) cuya velocidad oscila aproximadamente entre 4.5 y 5.5 km/s.

En términos geológicos, el modelo anterior sería el hipotético para un estratovolcán que descansa sobre un basamento de calizas en México. Como es sabido, las rocas calizas se encuentran plegadas a causa del evento orogénico Laramide, el cual se extiende hasta partes de Centroamérica. Por lo tanto, si el volcán tiene una altura sobre el nivel del mar de unos 4.5 - 5.0 km, el basamento de calizas se encuentra entonces a una altura de 1.5 a 2.0 km sobre el nivel del mar. Esta es una disposición aproximada para muchas regiones de México.

3.2.3 Cuerpo magmático.-

Para definir un cuerpo magmático se puede partir de algunas definiciones dadas por geología básica. Existen cuerpos extrusivos asociados a toda estructura visible sobre la superficie de la Tierra y cuentan además con una subdivisión de acuerdo con su forma. Sus procesos de formación y constitución de materiales, pueden ser estudiados en algunas ocasiones en forma visible, como fue el caso del volcán Parícutin en Michoacán, México, de 1943 a 1952 (ver p. ej. Luhr and Simkin, 1993). Para los cuerpos intrusivos, se tiene también una subdivisión similar, pero la determinación de sus dimensiones y procesos de formación presenta mayor dificultad. Por ejemplo, se pueden inferir formas y dimensiones a partir de afloramientos como producto

de la erosión y complementarse con las estructuras de roca que rodean al cuerpo. Los métodos geofísicos aparecen como una mejor alternativa para la delimitación de diversos intrusivos, pero algunas veces existen controversias con las interpretaciones derivadas por los métodos geológicos.

Cuando los cuerpos ígneos se encuentran en proceso de evolución forman una zona volcánica activa. En este caso los atractivos científicos son mayores debido a la probabilidad de explotación de recursos geotérmicos y a la existencia de riesgos volcánicos. La inferencia de la forma, dimensión y evolución del cuerpo intrusivo ahora denominado reservorio o cámara magmática, puede realizarse a partir de diversas manifestaciones superficiales y del interior, así como de la aplicación de diversos métodos geofísicos. Entre las manifestaciones externas, se cuentan fumarolas por actividad hidrotermal, fumarolas de cenizas, flujo de calor, gases y alteraciones ácidas en las rocas. La manifestación interior más característica está representada por la sismicidad, que puede anteceder a muchas evidencias visibles de la erupción y puede prolongarse aún después de ésta. Los métodos pueden complementarse con información adicional como la edad y composición, fracturamientos, fallas e hidrología (Sibbett, 1988).

Para determinar la forma y dimensiones del reservorio de un estratovolcán, pueden citarse primero los trabajos clásicos basados en la observación de volcanes de extinción reciente. Tales métodos son aplicables a volcanes desarrollados durante el Terciario y son descritos por Wohletz y Heiken (1992) para investigación de sistemas geotérmicos. Entre estos trabajos, están los de Branch (1976) para estratovolcanes de Nueva Guinea, y de Sillitoe (1973) para estratovolcanes de la Cordillera de los Andes de Chile y Norte de Argentina. Branch resume su trabajo en un modelo que muestra a un estratocono en cuyo interior se encuentran cuerpos magmáticos someros con dimensiones de 1 km aproximadamente y profundidades de unos 3 km en promedio. El reservorio principal se ubica a unos 9 km de profundidad (a partir del cráter), con una forma alargada en dirección vertical y dimensiones de 1 a 2 km por unos 5 km. Una observación interesante de este modelo es que en el contacto de la roca basal con el cono se ubica una zona de alteración hidrotermal indicada como aureolas que rodean a los cuerpos magmáticos. El modelo de Sillitoe (1973) por otro lado, muestra un cono con un conducto principal o chimenea que está conectado a un gran reservorio de dimensiones de alrededor de 8 km y a una profundidad aproximada de 6 km. La actividad hidrotermal en este caso rodea a la chimenea desde la parte superior del reservorio hasta las cercanías del cráter. La existencia de una chimenea central, ha sido señalada por varios autores en la determinación de estructuras someras tal como se muestra en Crowe y Nolf, (1977) en el Broken Top, Oregon, Estados Unidos. Nakamura *et al.*, (1977), estudiaron los patrones de formación de diques radiales a partir de esta chimenea central en estratovolcanes de las Islas Aleutianas y la Península de Alaska, y encontraron que la tendencia de formación coincidía con la dirección del máximo esfuerzo regional. Posteriormente, los resultados de Sillitoe fueron utilizados por Giggenbach (1989) en la misma Cordillera de los Andes, para determinar la estructura del Nevado del Ruiz, en Colombia, basándose en manifestaciones superficiales como gas, agua, fumarolas y fuentes de calor. Su resultado es un modelo con un reservorio situado a una profundidad entre 3 y 15 km por debajo del cráter, incluyendo la zona de alteración hidrotermal que rodea al cuerpo magmático.

Aunque existen otros estudios aplicables a otras estructuras volcánicas (calderas, domos sílicos, escudos, estructuras basálticas, etc.) descritos por Wohletz y Heiken (1992), aquí se incluyen sólo los ejemplos anteriores para estratovolcanes. Existen otros métodos para la determinación de la estructura tal como los modelos de facies, basados en el estudio de cambios facies laterales y verticales (Hackett and Houghton, 1989); y los modelos basados en la medida de flujo calorífico (Iriyama and Oki, 1978). Los resultados derivados de todos estos métodos revelan que la estructura de un estratovolcán consiste de flujos alternados de lava que pueden variar en composición de acuerdo con la madurez del volcán. Puede existir acumulaciones de magma superficial generando sistemas de actividad hidrotermal. Se tienen además diversos fracturamientos que dan lugar a la formación de diques radiales a partir de una columna central, los cuales pueden generar zonas de debilitamiento y provocar la expulsión de magma lateral o incluso el derrumbamiento o colapso lateral, tal como ocurrió en el Monte Santa Elena, durante la erupción del 18 de mayo de 1980.

Los trabajos de Branch (1976) y Sillitoe (1973) por otro lado, muestran los rasgos en la composición de los estratovolcanes. En la actualidad, se sabe que las variaciones en composición están afectados por la velocidad de placa, el ángulo de la placa descendente, irregularidades en la placa descendente, espesor de la corteza y de la profundidad y tiempo de residencia de los magmas (Wohletz and Heiken, 1992; Gill, 1981). Branch (1976) observó composiciones basálticas a andesíticas en una corteza relativamente delgada, en tanto que Sillitoe (1973) analizó volcanes de composición dacítica a riolítica en una corteza de mayor espesor, determinando un reservorio de mayores dimensiones. Los estratovolcanes de México corresponden de acuerdo con Gill (1981), a una zona de convergencia cuya velocidad es menor a 7 cm/año, espesor de corteza mayor a 40 km y menos del 50% de estos volcanes tiene composición toleítica. Esta clasificación para estratovolcanes mexicanos, es compartida con volcanes de una importante zona de convergencia: la subducción de la placa Juan de Fuca bajo la placa de Norteamérica, que da origen a los volcanes del Cascade Range, donde se encuentra el Monte Santa Elena.

Las consideraciones geológicas anteriores pueden entonces ayudar a definir nuestra estructura volcánica. Enseguida se describen algunos resultados con métodos geofísicos, principalmente sismológicos que se refieren al tema de delineación de cámara magmática.

Los diversos métodos geofísicos para delinear las fuentes magmáticas profundas y el reservorio superficial en distintas zonas volcánicas, han sido descritos por Iyer (1992). De acuerdo con esto, las técnicas de sismología han sido ampliamente aplicadas. Destacan los métodos de tomografía y en menor término los de atenuación, reflexión, refracción y sismicidad. Los métodos de gravimetría y magnetometría, no han sido muy utilizados junto con los métodos electromagnéticos y geodésicos. Por otro lado, los métodos de resistividad son aplicados en zonas geotérmicas de mayor evidencia superficial y no proporcionan información a grandes profundidades. Los resultados de estas técnicas geofísicas dan evidencia de distintas dimensiones y propiedades de los cuerpos magmáticos. En la actualidad los métodos gravimétricos y magnéticos pasan por un proceso de desarrollo en lo que respecta al monitoreo de volcanes activos. El problema de estos métodos recae en la dificultad de comparar los resultados obtenidos con otros métodos de monitoreo. Los avances del método sismológico (ver p. ej. Scarpa y Tilling, 1996) lo convierten actualmente en el más confiable y de mayor aceptación para fines de monitoreo volcánico.

Una de las propiedades físicas más importante de los cuerpos magmáticos, es la densidad. A esta propiedad se debe el ascenso de un magma desde profundidades de la Tierra debido a su menor densidad en comparación con las rocas circundantes. Esta propiedad contribuye a determinar el tiempo de residencia de magmas hasta su ascenso a la superficie en espesores de corteza variable. Ello a la vez repercute en su composición. Puesto que un cuerpo magmático puede considerarse como un sistema geotérmico, la densidad estará relacionada con los procesos térmicos controlados por la presión y la temperatura, en términos del coeficiente de expansión térmica, el cual es proporcional al incremento de volumen. En efecto esta relación ha permitido las medidas de densidad de cuerpos magmáticos, mostrando ciertos patrones con respecto al volumen de expansión. Se ha encontrado que este volumen es de aproximadamente el 10% para rocas fundidas y por ello, la densidad de muchos magmas es el 90% de la densidad de la roca en estado sólido (Best, 1982). Esta información puede ser tomada en cuenta para medidas indirectas a partir de levantamientos gravimétricos.

La propiedad más importante para los cuerpos magmáticos en términos geofísicos, está representada por sus velocidades de ondas sísmicas. De acuerdo con Iyer (1992), estas velocidades decrecen según el grado de fusión en la roca. Entre los trabajos que menciona este autor se encuentran las pruebas de laboratorio realizadas por Murase and McBirney (1973), quienes muestran que para rocas de composición máfica a silícica la fusión hace disminuir la velocidad V_p hasta en un 50%. La velocidad V_s decrece casi a cero. El valor Q_p decrece de 3 a 4 órdenes de magnitud y Q_s no se pudo determinar. Mavko (1980), muestra que para olivinos y piroxenos en condiciones de presión y temperatura similares a las del manto superior, para un 10% de fusión, V_p y V_s decrecen entre 10-40% y 20-100% respectivamente; los valores Q_p y Q_s decrecen varios

órdenes de magnitud. No obstante, muchas de las observaciones en levantamientos de tomografía en diversas zonas volcánicas, muestran decrementos de 5-20% de V_p , lo cual indica un menor grado de fusión.

La tomografía sísmica resulta ser hasta ahora, el método que mejores resultados ha brindado en la detección y delineación de cámaras magmáticas. Este método proporciona una imagen interior a partir del estudio de ondas sísmicas generadas ya sea por sismos naturales o artificiales. La imagen deducida se interpreta a partir de perturbaciones de las velocidades V_p , V_s , y de los factores de calidad Q_p y Q_s sobre un modelo inicial. Puesto que se analiza el trayecto de las ondas sísmicas usando un número suficiente de detectores, la resolución de este método dependerá del espaciamiento de dichos receptores y la longitud de las ondas sísmicas. A partir de esto, la planeación del diseño del levantamiento estará acorde a las dimensiones que se quieren observar en el interior. Para el caso de estratovolcanes Iyer (1992) cita algunos casos en Cascade Range, en donde se utilizó tomografía con telesismos y tomografía de alta resolución (NeHT). Los resultados se resumen a continuación:

1. Se identifican cámaras magmáticas menores a $5 \times 5 \times 5 \text{ km}^3$ (Monte Hood y Monte Shasta).
2. Un volumen pequeño de cámara magmática de $200 - 1000 \text{ km}^3$ en el Monte Lassen.
3. Una intrusión de alta velocidad en la parte superior de la corteza acompañada de una pequeña cámara magmática localizada en los primeros 5 km de la corteza (Volcán Newberry y el Medicine Lake)

Para el tercer resultado, existe controversia entre el método telesísmico y el de alta resolución. El telesísmico revela una zona de alta velocidad para el volcán Newberry, en tanto que el de alta resolución identifica un cuerpo de baja velocidad de $V_p = 2 - 3 \text{ km/s}$ (como resultado de un decremento del 10% en la velocidad) debajo del cráter para ambos volcanes. A pesar de esto, se ha interpretado que tales observaciones corresponden a un cuerpo solidificado de antiguas intrusiones causante de las altas velocidades, el cual se acompaña por un pequeño cuerpo representativo de la intrusión reciente aún en estado de fusión que es el causante de las bajas velocidades.

Con lo descrito hasta aquí, se puede entonces suponer valores para las dimensiones y la profundidad adecuados para la cámara magmática del estratovolcán donde se pretende simular propagación de ondas sísmicas. No obstante, resta definir la forma del cuerpo magmático. Tal información puede tomarse de las observaciones geológicas de intrusivos aflorantes, donde se han reportado la existencia de formas redondeadas o parabólicas superiores. En otros casos las formas magmáticas se idealizan con esferas. La forma parabólica se basa en la geometría reportada de diversos plutones encontrados en todo el mundo. Se asume que, por el hecho de que el magma ascendente se abre paso a través de las rocas circundantes, adquiere una forma parabólica en su parte superior.

3.3 Simulación en una estructura idealizada.-

Con los datos descritos se puede suponer una estructura idealizada para estratovolcanes mexicanos. Para esta estructura, se impondrá una superficie cónica cuya pendiente se incrementa linealmente desde 0° a 35° , con una base de 20 km (Figura 3.1). El cráter para esta superficie tiene un diámetro de 500 m y profundidad de 200 m. El modelo de velocidades para capas planas, se caracteriza por una capa superior con velocidad de 3.5 km/s, y un espesor de 3 km a partir del cráter. Una segunda capa (semiespacio) se caracteriza con una velocidad de 5.0 km/s. El cuerpo magmático se asumirá alargado en la dirección vertical con dimensiones de $2 \times 3 \text{ km}$, con su parte superior parabólica y base redondeada. La profundidad promedio de tal cuerpo se tomara de 5.5 km a partir del cráter. Este cuerpo magmático se asumirá totalmente fundido correspondiente a un volcán en plena actividad.

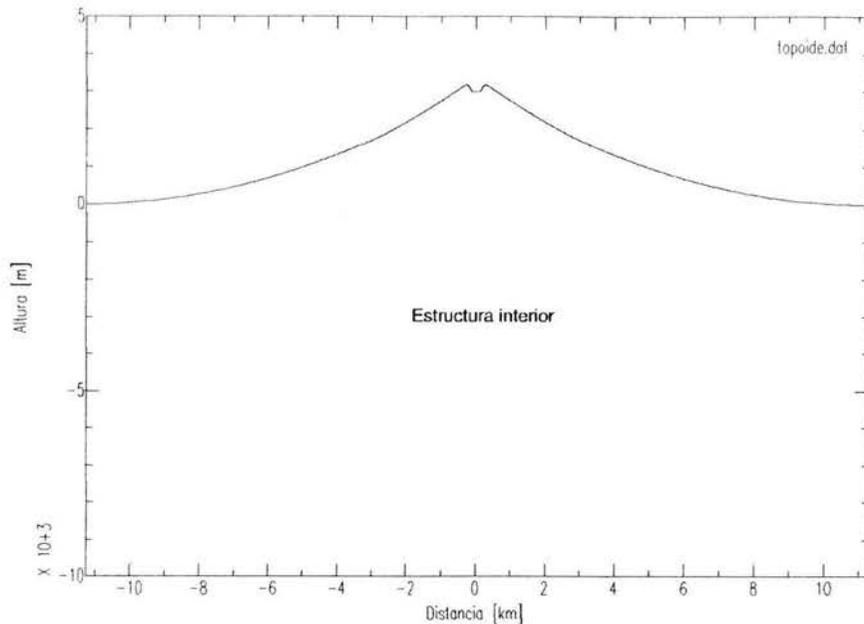


Figura 3.1 Superficie volcánica idealizada utilizada en la simulación. Las dimensiones del modelo se definen con distancias simétricas a partir del centro del cráter.

De acuerdo con la composición promedio reportada por Gill (1981) para estos estratovolcanes mexicanos (composición basáltica a andesítica) se supone una fuente magmática profunda de composición basáltica. Según Best (1982), para un magma basáltico proveniente a profundidades de 35 km, su densidad deberá decrecer de 2.74 g/cm^3 a 2.61 g/cm^3 . Este es el valor que se asumirá para la simulación. Para las velocidades sísmicas, se asignará de acuerdo con los resultados observados en la zona de Cascade Range, un valor de $V_p = 3 \text{ km/s}$ y como se ha supuesto un cuerpo totalmente fundido, entonces $V_s = 0$.

Finalmente para complementar este modelo, se adiciona una chimenea central con propiedades idénticas a las de la cámara magmática. Las evidencias acerca de la evolución de un estratovolcán, muestran que al cesar la emisión de magma, inicia un proceso de erosión sobre el cono, que finalmente deja al descubierto la chimenea o cuello volcánico con grosor similar al diámetro del cráter. Este cuello debería tener entonces las mismas propiedades de la cámara.

3.3.1 Simulación en estructura volcánica en ausencia de cámara magmática.-

Antes de iniciar con la simulación, conviene considerar primero la estructura definida anteriormente, pero sin la presencia de la cámara. Esto permitirá observar el efecto de propagación sin este cuerpo interior. El modelo se muestra en la Figura 3.2 con la ubicación de la fuente analizada. Para la la fuente, se utiliza un pulso de Ricker centrado a una frecuencia de 5 Hz (y que además contiene amplitudes hasta los 12 Hz, como puede verse en la Figura 2.6). Aquí se usa la suposición de que a profundidades de unos 5 km, se ubican eventos todavía de alta frecuencia de unos 4 a 8 Hz de frecuencia central, de acuerdo con las reclasificaciones propuestas por Minakami (1974), (ver p. ej. MacNutt 1986, 1996). También, cabe mencionar que la naturaleza propuesta para la fuente a tales profundidades, no podría corresponder en su totalidad a una fuente de naturaleza explosiva. No obstante, se aprovechará la emisión de ondas sísmicas a partir de esta fuente, para reportar los efectos de propagación. La ubicación de la fuente para este primer modelo, se mantendrá en simulaciones posteriores para reportar los efectos debidos a las modificaciones porteriores en la estructura.

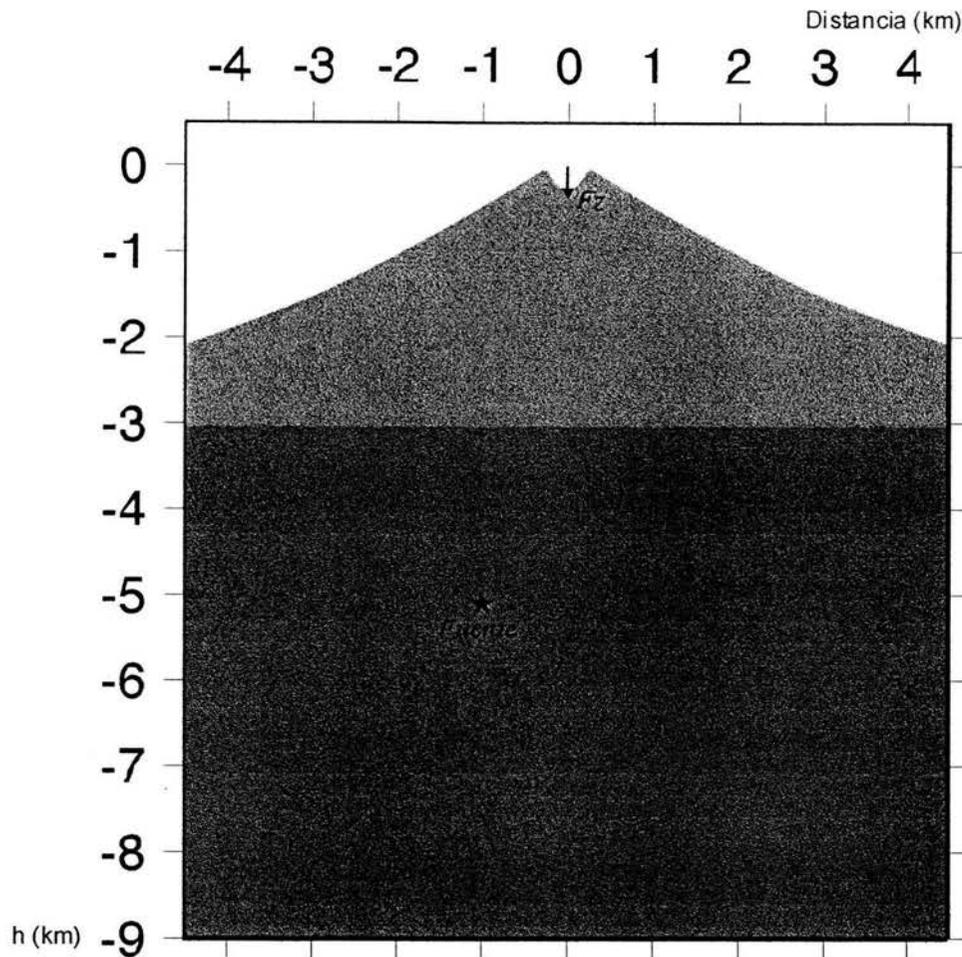


Figura 3.2 Modelo inicial de velocidades al que posteriormente se adiciona la presencia de un cuerpo magmático manteniendo la posición de la fuente. Para la fuerza vertical se utiliza un pulso gaussiano y para la fuente interior un pulso de Ricker, ambos mostrados en la Figura 2.6.

Los sismogramas sintéticos para este primer modelo se muestran en la Figura 3.3. Como puede notarse se identifican dos arribos principales en los dos componentes. Estos son los de onda P directa (llegadas entre 1.0 y 1.5 s) y los de onda de Rayleigh. Las llegadas de onda P como puede verse forman una curva de camino-tiempo casi simétrica con respecto al cráter y evidencian el efecto de la topografía. La onda de Rayleigh como puede notarse, se propaga simétricamente a partir del cráter, atribuyéndose a éste como punto de generación. La velocidad de fase de la onda de Rayleigh tiene un valor de $c_R = 0.92\beta$, como en el caso de un semiespacio pues se muestra no dispersiva. Este comportamiento se debe a que su longitud de onda es demasiado pequeña en comparación con el espesor de la primera capa (es decir la energía de penetración no es suficiente para hacer vibrar a toda la capa y mostrar así dispersión). Existen otras fases distinguibles en las componentes radiales en el costado derecho de volcán, son las fases P-SV_i que representa la conversión P-SV en el contacto de las dos capas; la PP, generada por el rebote de onda P en la superficie izquierda, y su reflexión en el contacto de las dos capas indicada por PP_r, en consecuencia ésta última es asintótica a PP.

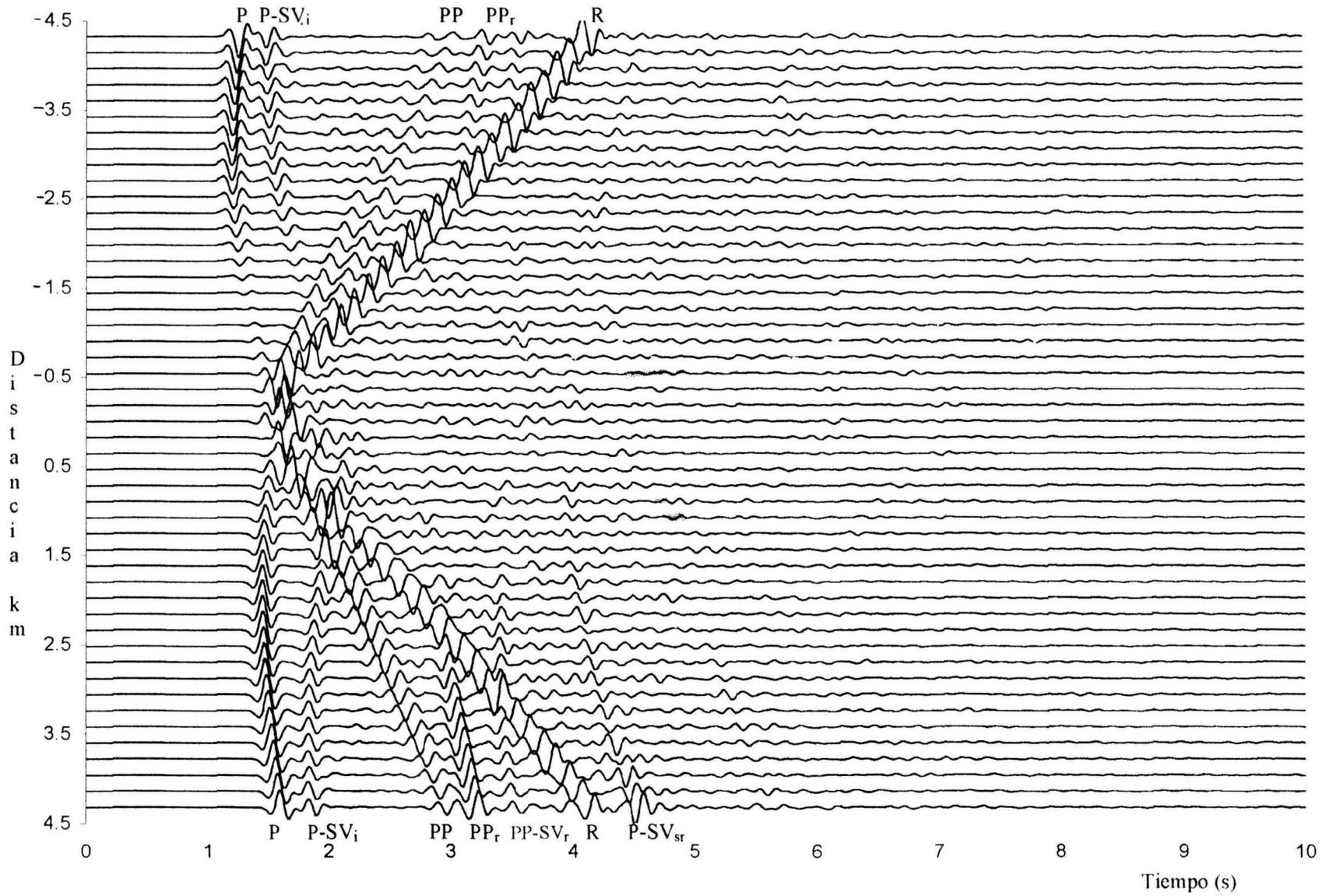


Figura 3.3 a) Sismogramas sintéticos para el modelo inicial de la Figura 3.2. Componente Horizontal.

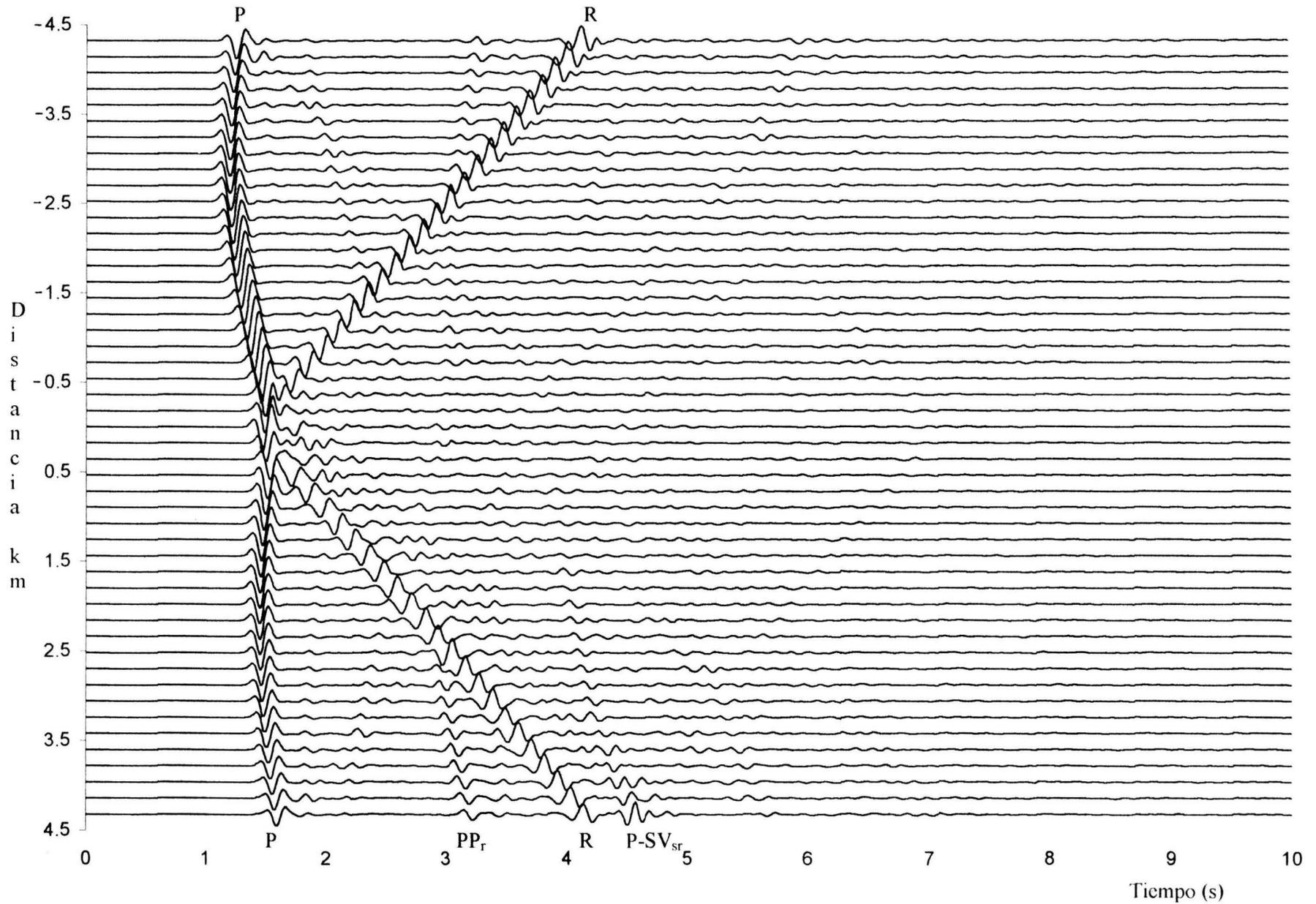


Figura 3.3 b) Sismogramas sintéticos para el modelo inicial de la Figura 3.2. Componente Vertical.

Las instantáneas para este primer modelo se muestran en la Figura 3.4 y 3.5, para tiempos de 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5 y 3.0 s. En estas figuras se aprecian una variedad de fases sísmicas que difícilmente pueden distinguirse en los sismogramas sintéticos. Tanto para el componente radial como vertical, principalmente se identifican la onda P directa, la conversión P-SV en el contacto de las dos capas indicada como P-SV_i, los rebotes P en superficie indicados como PP, las conversiones P-SV en la superficie y la onda de Rayleigh. Todas estas fases, conforman la coda de los sismogramas que se mostraron en la Figura 3.3 que como puede verse alcanzan unos 10 segundos de duración. Sobre este modelo, simplemente se anexa la presencia del cuerpo magmático y se mantendrá la posición de la fuente para identificar las diferencias en la propagación debidas a dicho cuerpo. En los siguientes puntos se incluyen una serie de simulaciones que reportan diversas diferencias en propagación de acuerdo con la posición de la fuente entorno al cuerpo magmático.

3.3.2 Efectos de la ubicación de la fuente.-

En este apartado se utiliza la naturaleza de la fuente explosiva (radial y simétrica a partir de un punto) para simular la irradiación de ondas sísmicas sobre distintas ubicaciones en torno al cuerpo magmático. La clasificación de los eventos volcánicos como se ha mencionado fue dada inicialmente por Minakami (1974). Entre estos eventos, los más fáciles de estudiar, son los volcano-tectónicos (o tipo A) puesto que su origen es similar a los sismos ordinarios y por lo tanto pueden ser localizados e interpretados mediante su mecanismo focal. Para todos aquellos eventos localizables (ondas P y S identificables) existen dos interpretaciones a cerca de su ubicación. Una primera suposición es que tales eventos están ausentes en la cámara y conductos magmáticos debido a su baja rigidez (rigidez requerida para el mecanismo tectónico). Con base en esta suposición, se asume que los eventos rodean a los cuerpos magmáticos. Por ello se supone que la imagen de los eventos localizados, muestran propiamente una imagen de la cámara magmática. Un caso de esto, fue el trabajo realizado por Ryan *et al.*, (1981), para delinear la cámara y conductos en el volcán Kilauea, Hawaii. Otro caso, fue el trabajo de Valdés, *et al.*, (1995), que suponen una estructura promedio de geometría sencilla para la cámara magmática en el volcán Popocatepetl a partir de las localizaciones hipocentrales. La suposición de que los eventos rodean a la cámara, requiere la presencia de un cuerpo parcial o totalmente fundido rodeado por roca sólida, en el que al existir incrementos de la presión, ésta se transmite integramente a todas las paredes de roca circundante. Lo anterior, podría entonces producir los fracturamientos consecuentes que dan género tectónico a los eventos.

Una segunda suposición propone que los eventos son ubicados sobre la cámara magmática y existe una zona asísmica debajo de tales eventos, que representa al reservorio o cámara. Otra vez, el fenómeno asociado con esto sería explicado por las presiones que ejerce un magma ascendente en sus partes superiores, dando lugar al mismo tiempo, a la forma parabólica superior mencionada anteriormente. Estas suposiciones serán tomadas en cuenta para ubicación de la fuente en el modelo. Cabe mencionar también que fuera de los eventos localizables existen otros de los que se ha inferido su ubicación. Se cree que los eventos de baja frecuencia (tremor y tipo B) se ubican en zonas un tanto someras cercanas al cráter (de 1 a 2 km de profundidad). La naturaleza de la fuente asociada con procesos preferentemente hidrodinámicos (Chouet, 1996) queda lejos de los alcances de este trabajo. No obstante, la naturaleza de la fuente con patrón de radiación radial y simétrico se ha asociado con explosiones interiores someras durante la actividad volcánica. Este patrón de radiación puede aplicarse para la ubicación exacta de tal explosión en la superficie. Para este caso se hablaría en términos sismológicos de una fuerza vertical en superficie que representaría el mecanismo de lo que en vulcanología se denomina *erupción o explosión volcánica* (Kanamori, 1982). De hecho la naturaleza explosiva de la fuente utilizada en este trabajo es entonces adecuada para estudiar aquellas fuentes superficiales que se presentan durante la actividad. Pero en el sentido de propagación de ondas que se presenta en este trabajo, esta fuente se usará idistinguiblemente para la iniciación del movimiento.

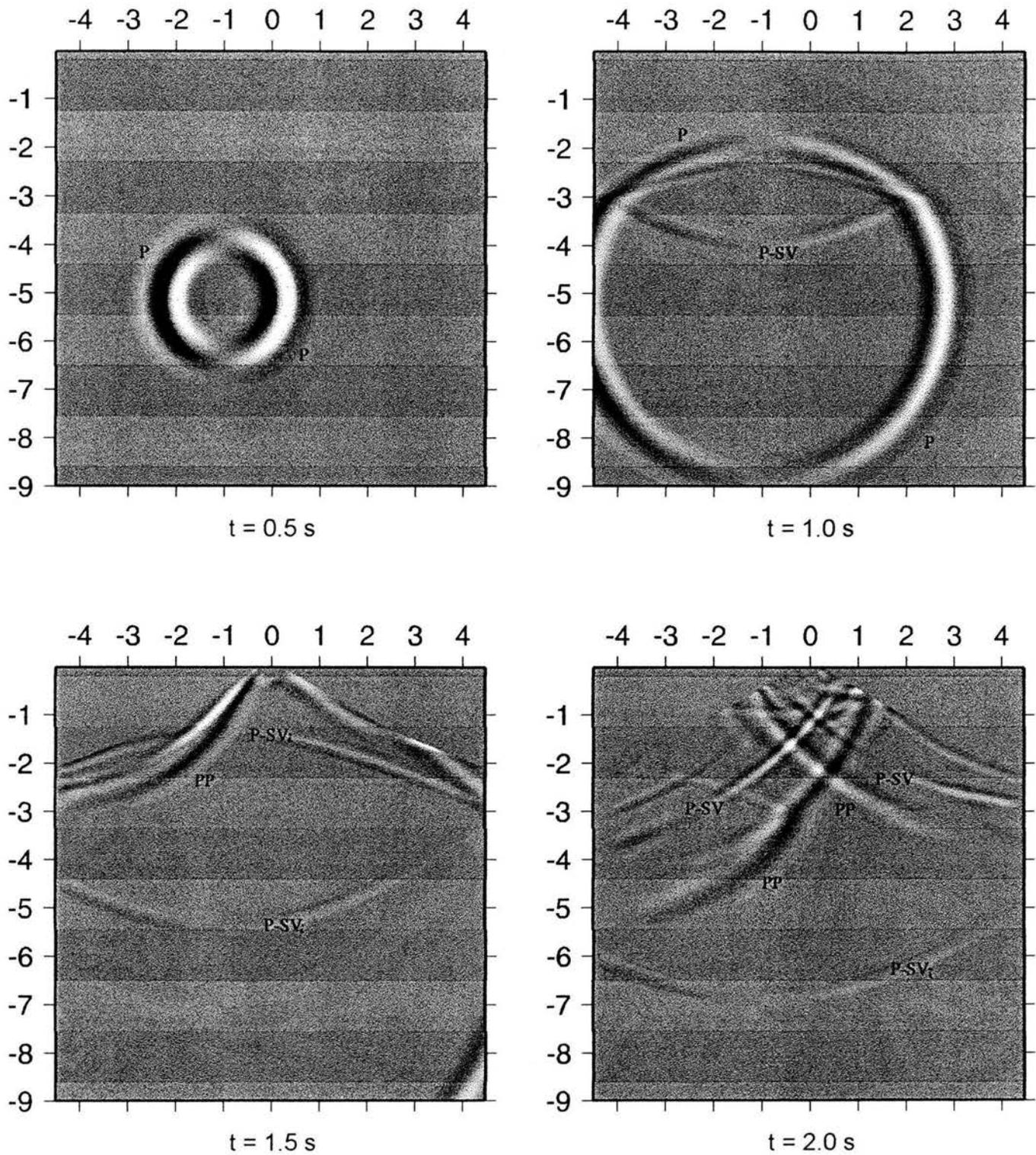


Figura 3.4 Instantáneas para el estado de velocidades del componente horizontal para el modelo de la Figura 3.2. Se indican las distintas fases convertidas.

Falta página

N° 36

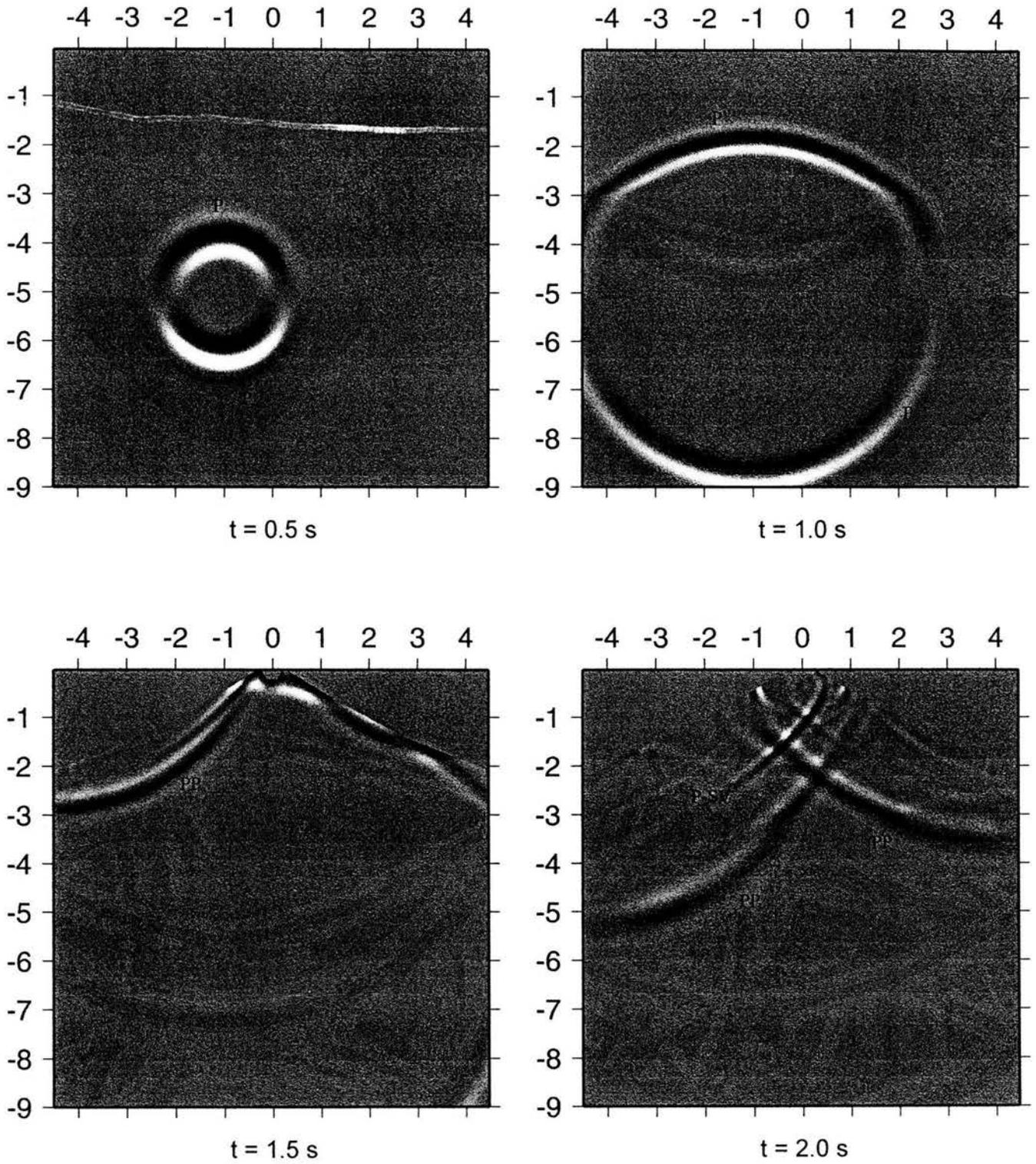


Figura 3.5 Instantáneas para el estado de velocidades del componente vertical para el modelo de la Figura 3.2. Se indican las distintas fases convertidas.

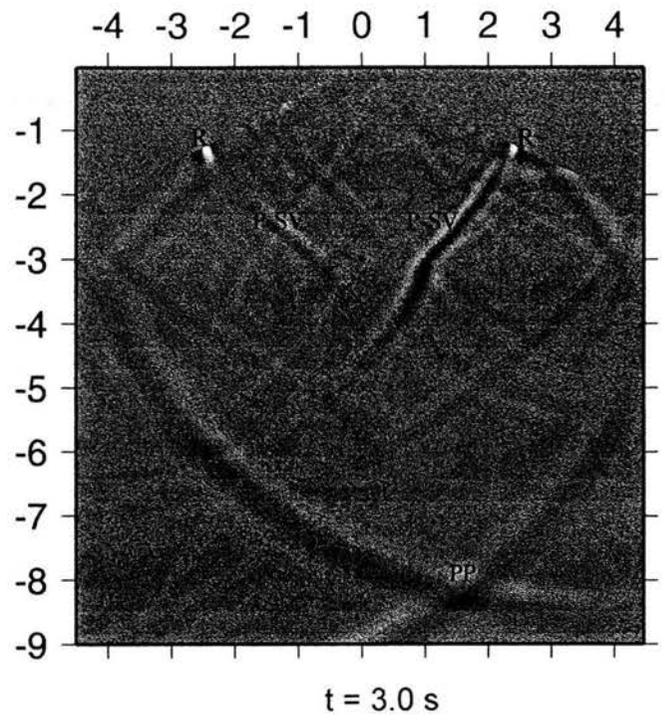
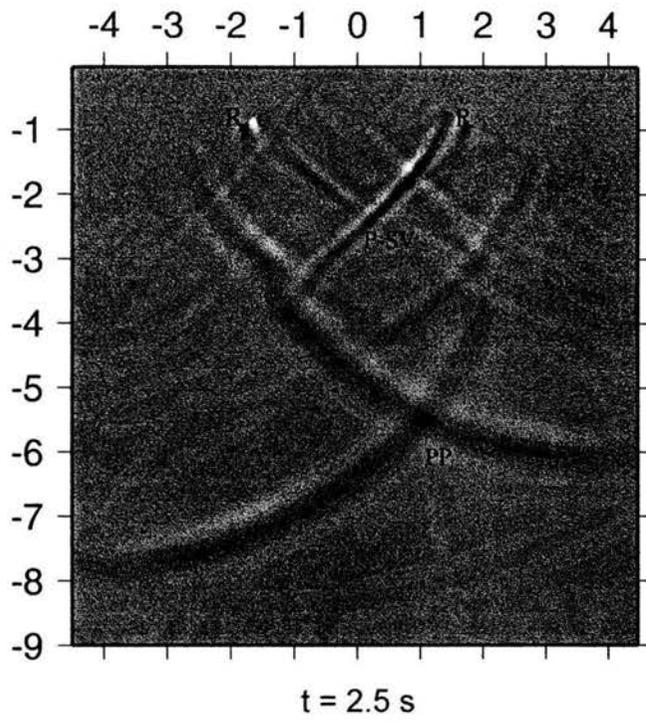


Figura 3.5 (Continuación).

En la Figura 3.6 se muestra un segundo modelo con la ubicación de dos fuentes utilizadas. Para las fuentes interiores indicadas en este modelo, se utilizó un pulso de Ricker, con frecuencia predominante de 5 Hz (ver Figura 2.6). La posición de la fuente número 1 es la misma que para el caso del modelo sin cámara magmática mostrado en la Figura 3.2. Los sismogramas sintéticos para la propagación a partir de la fuente número 1 se muestran en la Figura 3.7. En estos sismogramas se puede apreciar las llegadas de onda P directa y las ondas de Rayleigh generadas en la superficie. La fase de mayor amplitud corresponde a una segunda onda de Rayleigh (2R) generada por la llegada a la superficie de energía atrapada en la chimenea. En la sección sísmica, se indican también algunas otras fases, cuya nomenclatura se explica mejor en las instantáneas que se discuten a continuación.

Para la ubicación de fuente número 1, la identificación de las distintas fases generadas con respecto al cuerpo magmático, puede realizarse con la ayuda de las instantáneas mostradas en la Figura 3.8 y 3.9. Estas instantáneas se muestran a distintos intervalos de tiempo ($t = 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.75$ y 4.5 s).

Tal como lo muestran esta serie de figuras, la primera fase generada como producto de la presencia del cuerpo magmático, es una conversión P-SV que se genera por la reflexión en el límite de la cámara; esta se indica como SV_r. Como puede notarse la SV no se transmite al interior de la cámara como era de esperarse para el cuerpo fundido. En los siguientes intervalos de tiempo, se puede notar que la fase anterior SV_r, se presenta también en la pared de la chimenea. También se puede notar la conversión P-SV generada en el límite derecho del cuerpo magmático, esta fase transmitida se indica como SV_T y aparece otra vez para la chimenea. En estas instantáneas, se puede notar también la propagación de una onda sobre el contacto de la roca sólida y la roca fundida (Stoleney) la cual prosigue su trayecto a través de la chimenea. La llegada de esta onda a la parte superior del cuerpo magmático (límite cámara-chimenea), genera una difracción que se indica como SV_d. La denominación de onda S para esta difracción se debe a su velocidad de propagación (2.9 km/s, para onda P de 5.0 km/s). En la superficie volcánica, la incidencia de onda P directa, genera dos reflexiones en ambos flancos volcánicos: PP y P-SV. Lo mismo ocurre para las incidencias SV generadas en el cuerpo magmático (SS). La fase descendente P-SV generada en la superficie genera otra reflexión (total) en la chimenea indicada como SV_{dr}. Otra fase descendente es la onda PP que a su vez se refleja en el contacto de las dos capas, esta se indica como PPr.

Las fases más importantes en la superficie, corresponden a las ondas de Rayleigh que generan las conversiones P-SV en superficie y una fase ascendente en la chimenea. La cantidad de fases mostradas generan por consiguiente, sismogramas sintéticos con una coda importante, lo cual es representativo de multiple scattering. Como ha podido notarse la fase ascendente en la chimenea representa la fase más lenta de la serie mostrada (velocidad de 1.45 km/s) y también es la de mayor contribución energética en la superficie para generar la segunda onda de Rayleigh reportada en los sismogramas. Para una mejor identificación de las fases sísmicas, en la Tabla 3.1 se presenta la nomenclatura presentada en este trabajo.

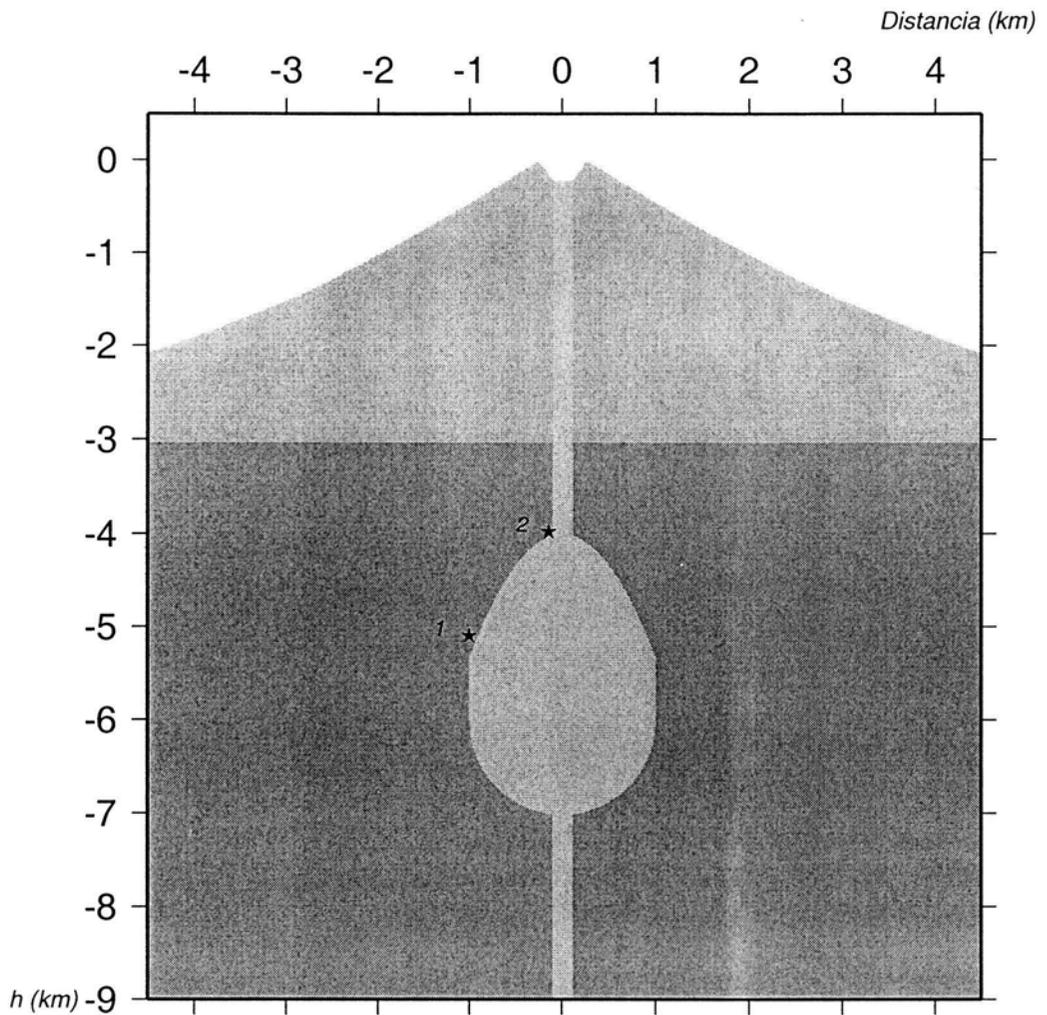


Figura 3.6 Modelo que incluye al cuerpo magmatico en el que se analizan dos posiciones de la fuente. La posicion 1 es la misma que para el modelo de la Figura 3.2. El pulso utilizado es un Ricker con frecuencia predominante de 5 Hz para los dos casos.

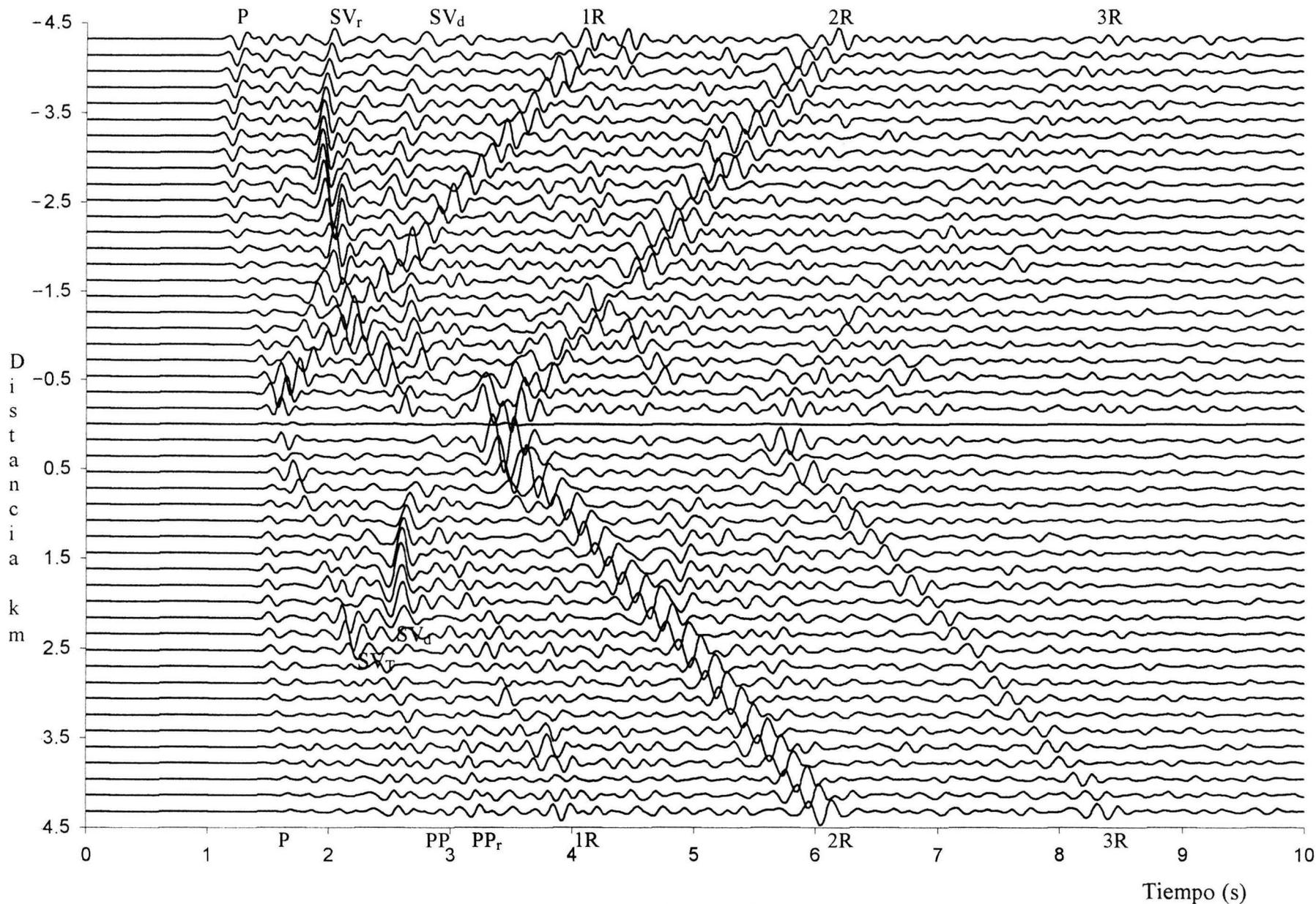


Figura 3.7 a) Sismogramas sintéticos obtenidos a partir de la ubicación de la fuente 1, para el modelo con cuerpo magmático de la Figura 3.6. Componente Horizontal.

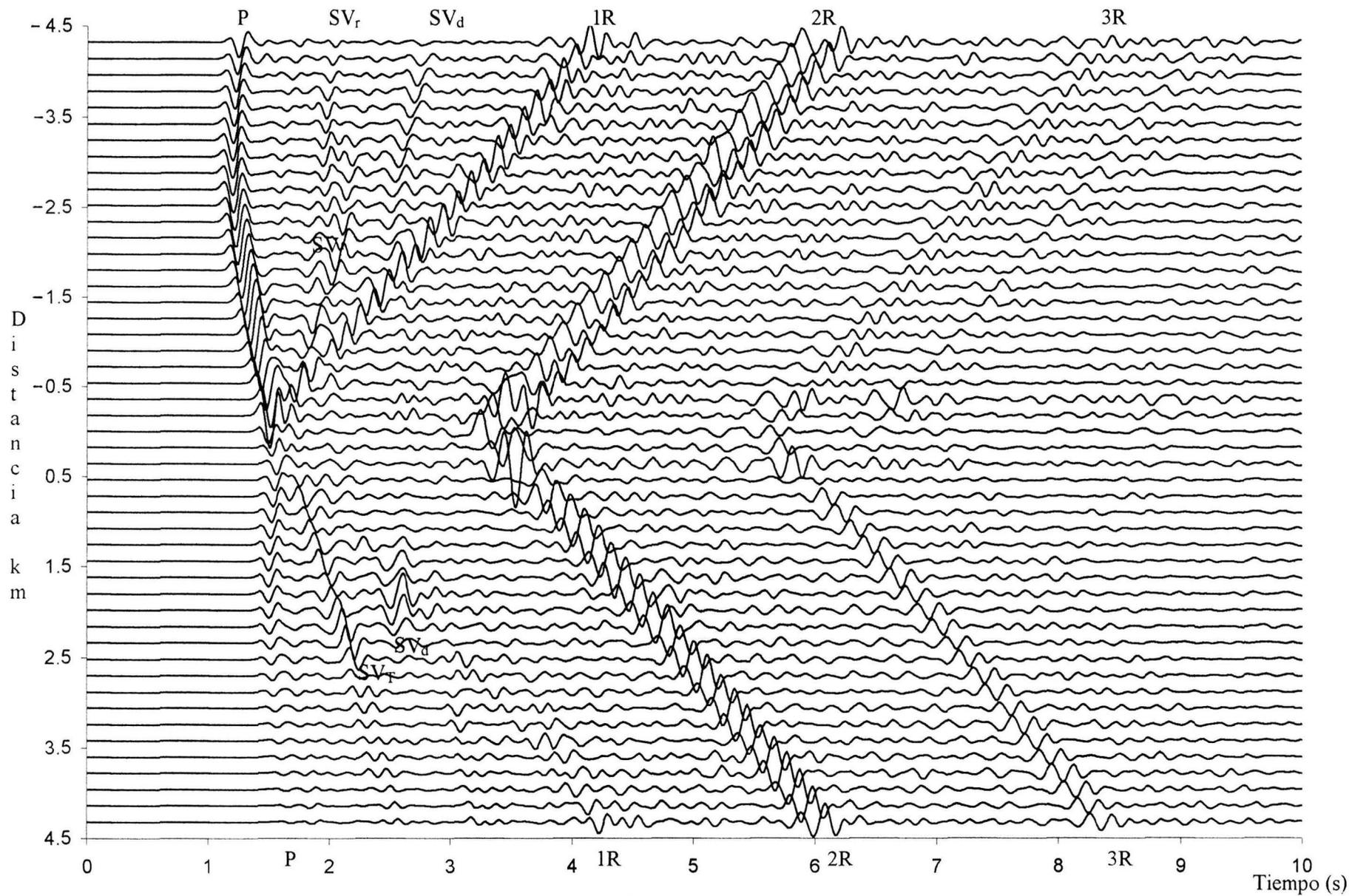


Figura 3.7 b) Sismogramas sintéticos obtenidos a partir de la ubicación de la fuente 1, para el modelo con cuerpo magmático de la Figura 3.6. Componente Vertical.

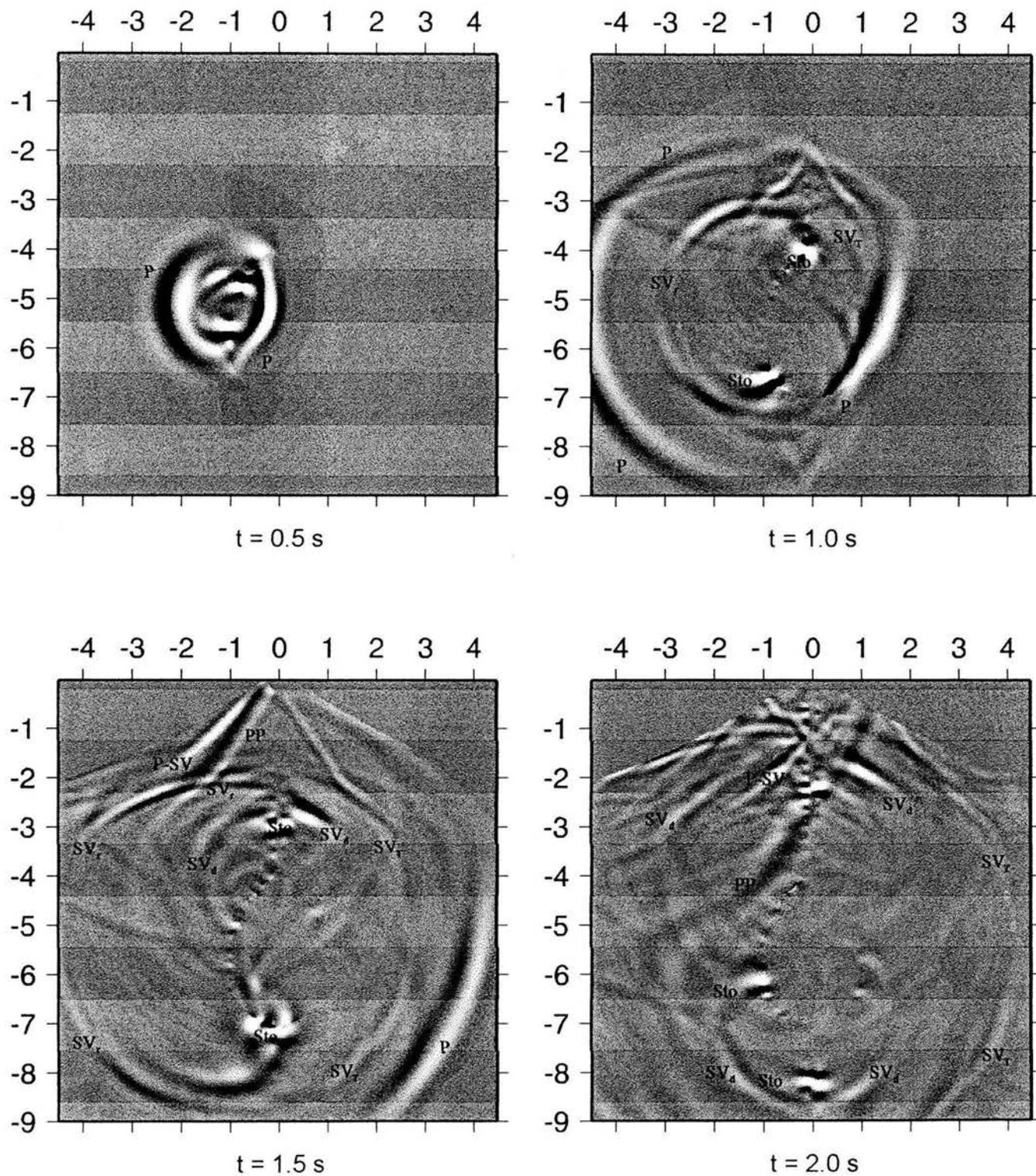


Figura 3.8 Instantáneas para el estado de velocidades del componente horizontal para el modelo que incluye un cuerpo magmático (Figura 3.6). Se indican las fases generadas durante la propagación. La fuente corresponde a la posición número 1 en el modelo.

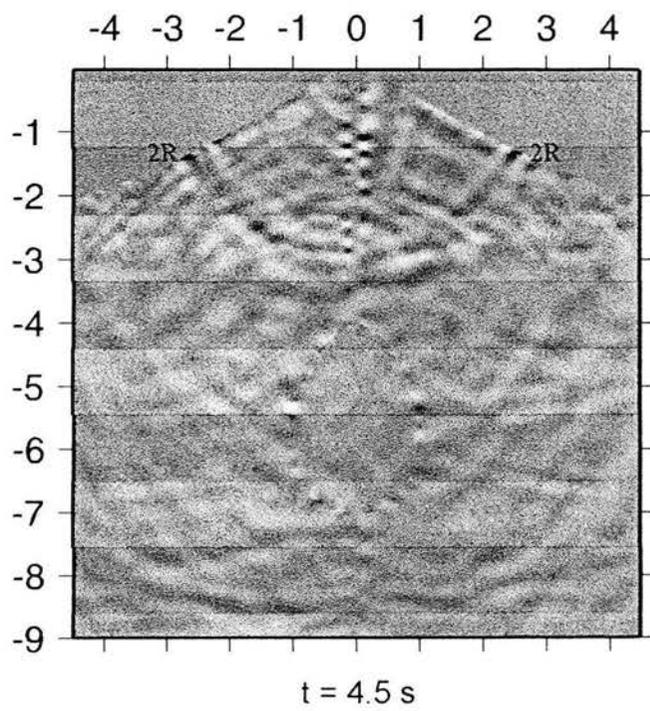
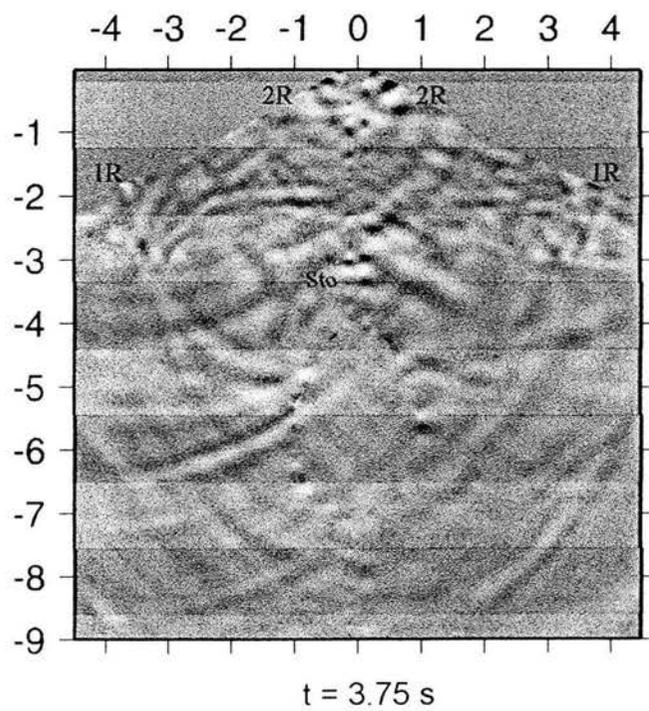
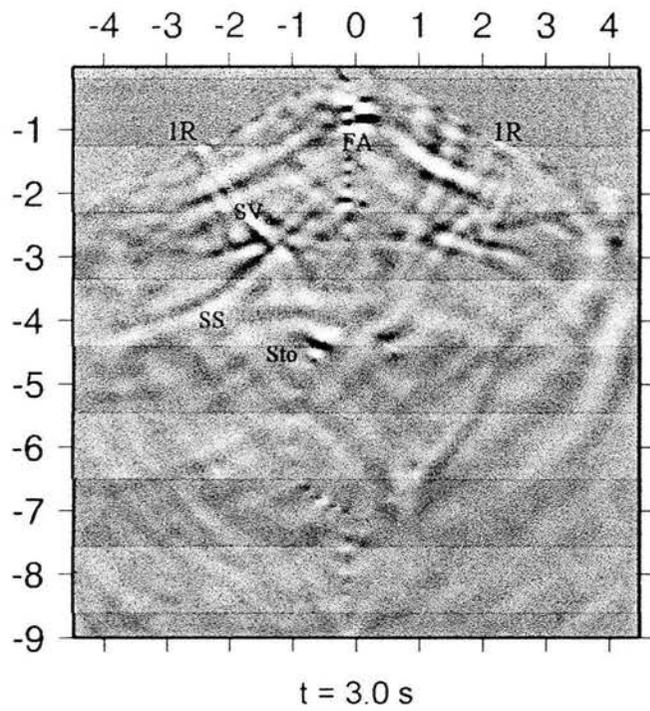
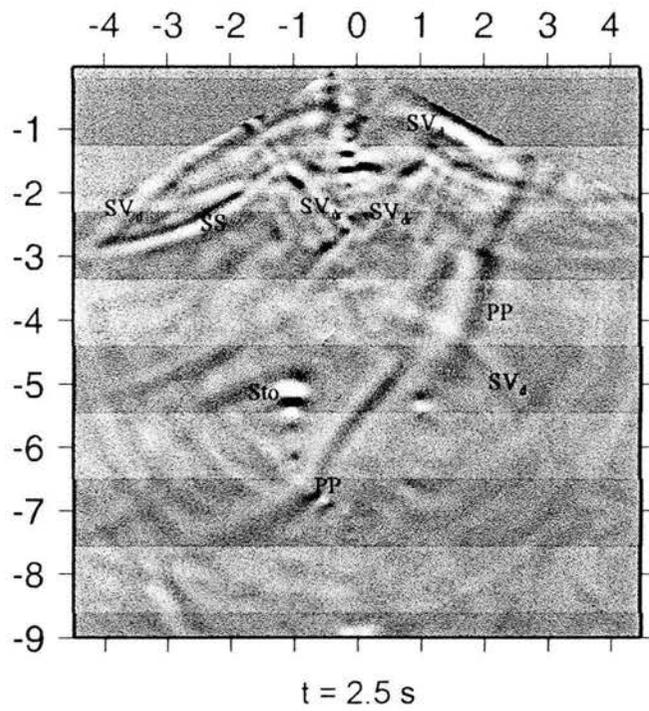


Figura 3.8 (Continuación).

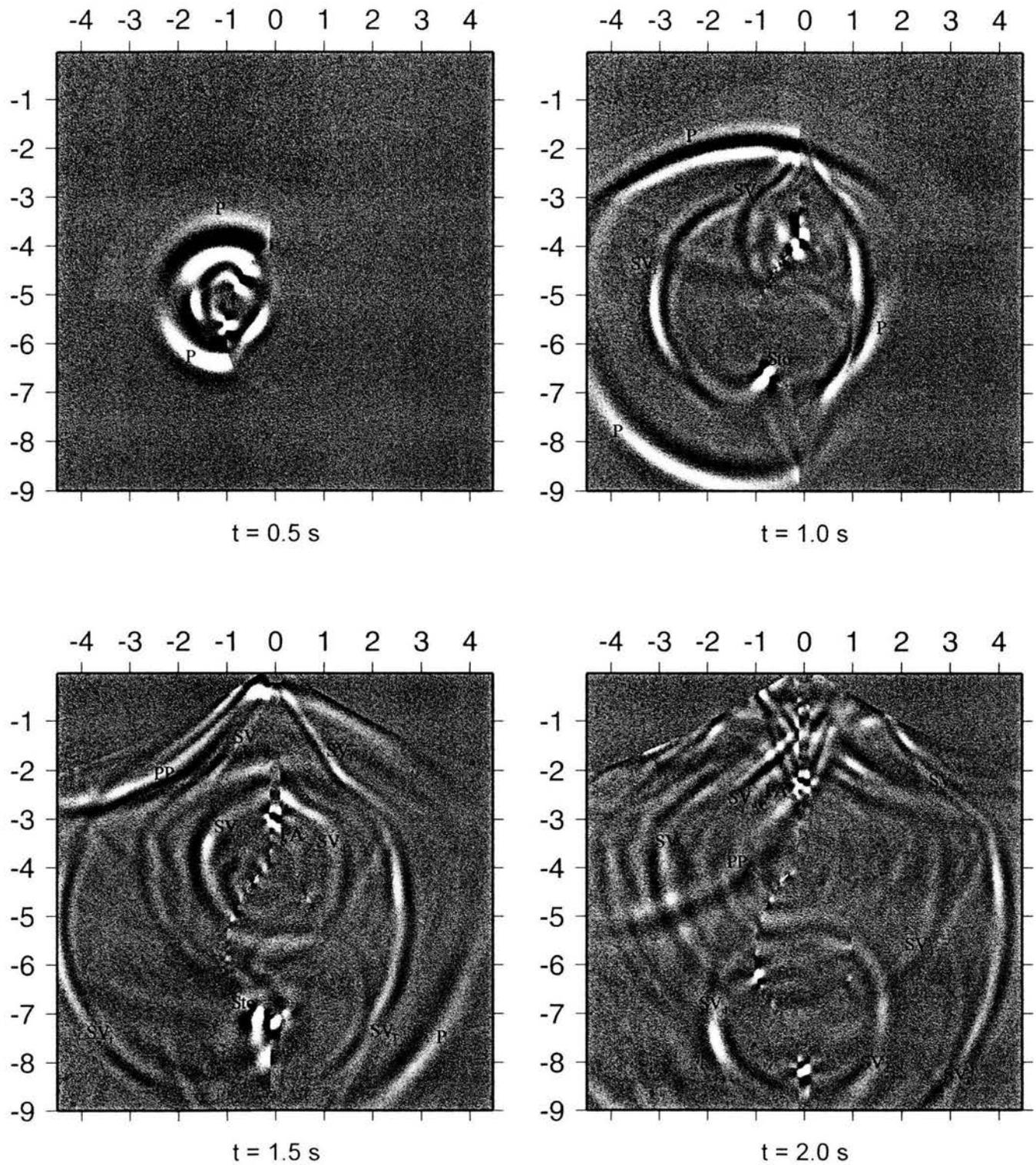


Figura 3.9 Instantáneas para el estado de velocidades del componente vertical para el modelo que incluye un cuerpo magmático (Figura 3.6). Se indican las fases generadas durante la propagación. La fuente corresponde a la posición número 1 en el modelo.

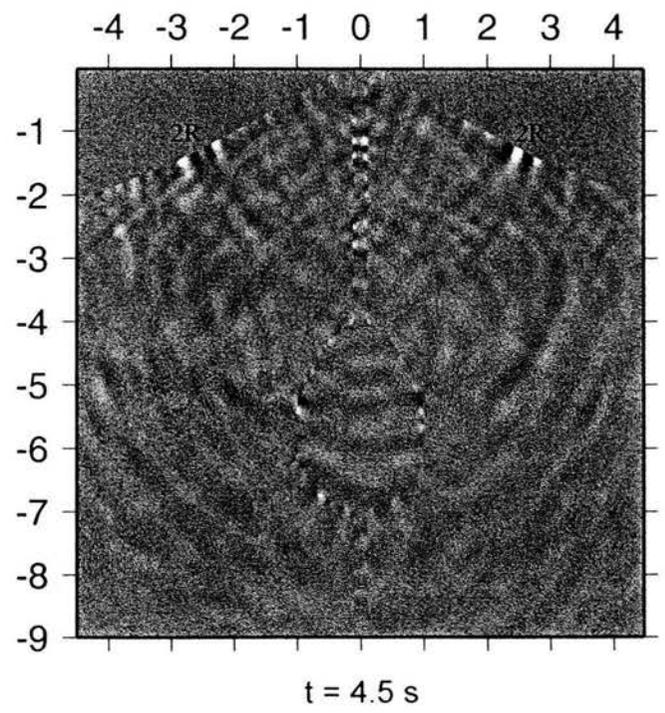
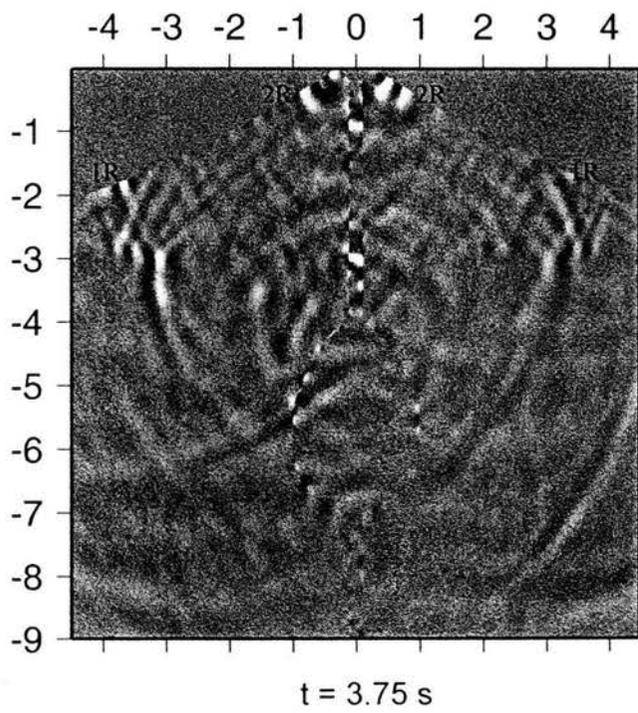
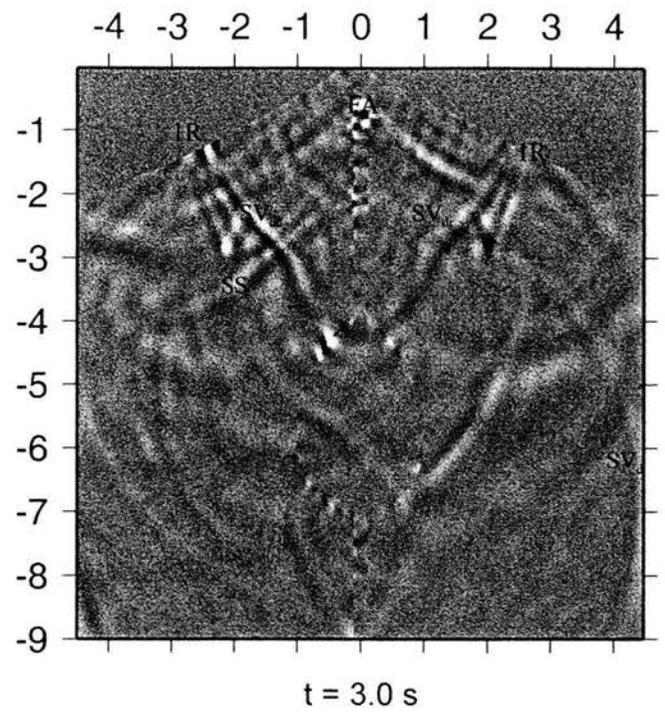
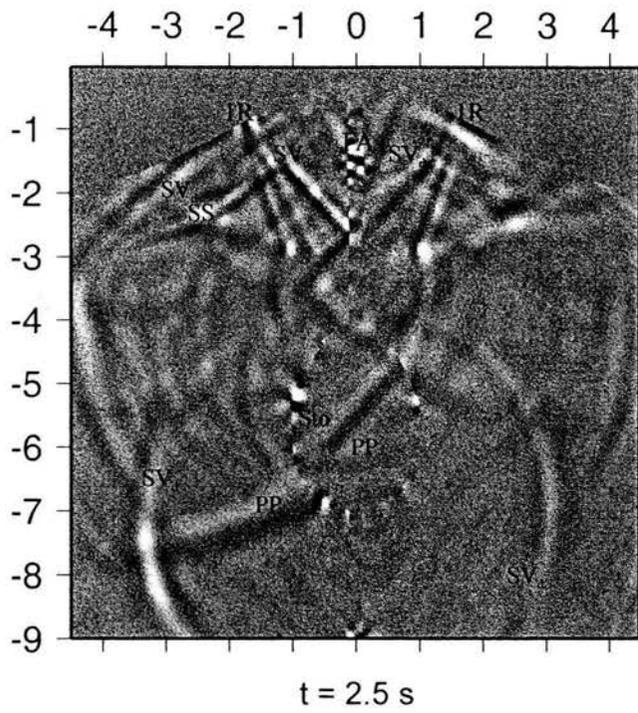


Figura 3.9 (Continuación).

Tabla 3.1 Nomenclatura de las distintas fases identificadas en la propagación en estructura volcánica

<i>Fase</i>	<i>Explicación</i>
P	Onda P directa
PP	Onda P reflejada en la superficie
PP _r	Onda PP reflejada en el contacto de las dos capas horizontales (asintótica a PP)
P-SV _i	Conversión P-SV generada por incidencia de onda P en el contacto de las capas
P-SV	Conversión P-SV generada por incidencia de onda P en la superficie
P-SV _{sr}	Reflexión de la conversión P-SV en superficie, en el contacto de las dos capas
PP-SV _r	Conversión P-SV generada por la Incidencia de la PP en el contacto de las capas
R ó IR	Onda de Rayleigh generada por llegada de onda P en superficie (coexistencia P-SV)
SV _r	Onda SV reflejada debida a la incidencia de onda P en la cámara magmática
SV _T	Conversión P-SV por salida de onda P de la cámara magmática (SV transmitida)
Sto	Onda Stoleney que se propaga en el contacto sólido-líquido que delimita a la cámara
SS	Onda SV reflejada en superficie
SV _d	Difracción de la onda Stoleney en el contacto chimenea-cámara magmática
FA	Fase ascendente a través de la chimenea volcánica
SV _{dr}	Onda SV descendente que se refleja totalmente en la chimenea volcánica
2R, 3R, ...	Ondas de Rayleigh posteriores generadas por las fases ascendentes en la chimenea
P _x	Débil reflexión en la frontera
P _d	Onda P difractada en el cráter
PA	Onda P atrapada en la cámara magmática

Otra forma de evidenciar los efectos de propagación debidos a la presencia del cuerpo magmático puede realizarse comparando sismogramas obtenidos con y sin la presencia de dicho cuerpo. En las Figuras 3.10 y 3.11 se muestran sismogramas para distancias horizontales de $x = -3.6$ y $x = 3.6$ para ambos costados del volcán (distancias negativas para el costado izquierdo). En este caso como sección de sismogramas “volcánicos”, el centro del cráter se ha ubicado en $x = 0$. Esto permite introducir otra nomenclatura para las trayectorias de ondas como: pre-cráter (trayectoria que no cruzan el eje del volcán) y post-cráter (trayectorias que cruzan el eje del volcán). Para determinar las distancias sobre la superficie volcánica se tomó un ángulo promedio entre la horizontal y la superficie de 26° ; así para la distancia horizontal de 3.6 km sobre la sección, corresponde a una distancia sobre la superficie de aproximadamente 4.0 km.

Como puede notarse, en la comparación de sismogramas existen principalmente, dos fases comunes que son la onda P directa y la onda de Rayleigh (IR para el modelo con cámara magmática). Para el modelo con cámara magmática, la onda P sufren una disminución de amplitud principalmente en el costado derecho del volcán (zona post-cráter). Sólo los componentes verticales en el costado izquierdo (zona pre-cráter) no sufren un cambio significativo. Puede notarse además que el costado derecho se presenta un retraso en la llegadas de onda P para los dos componentes. Este retraso en onda P junto con su fuerte atenuación, es una consecuencia esperada como producto de que la onda atraviesa al cuerpo magmático de propiedades muy diferentes a la roca circundante (rigidez cero y baja velocidad). Al igual que la onda P la fase común de onda de Rayleigh presenta los mismos cambios en retraso y amplitud, pero son menos significativos. En esta comparación pueden distinguirse además algunas otras fases comunes para los dos casos: P-SV_i, PP y PP_r. Las fases adicionales que aparecen como resultado de la presencia del cuerpo magmático se indican en los sismogramas.

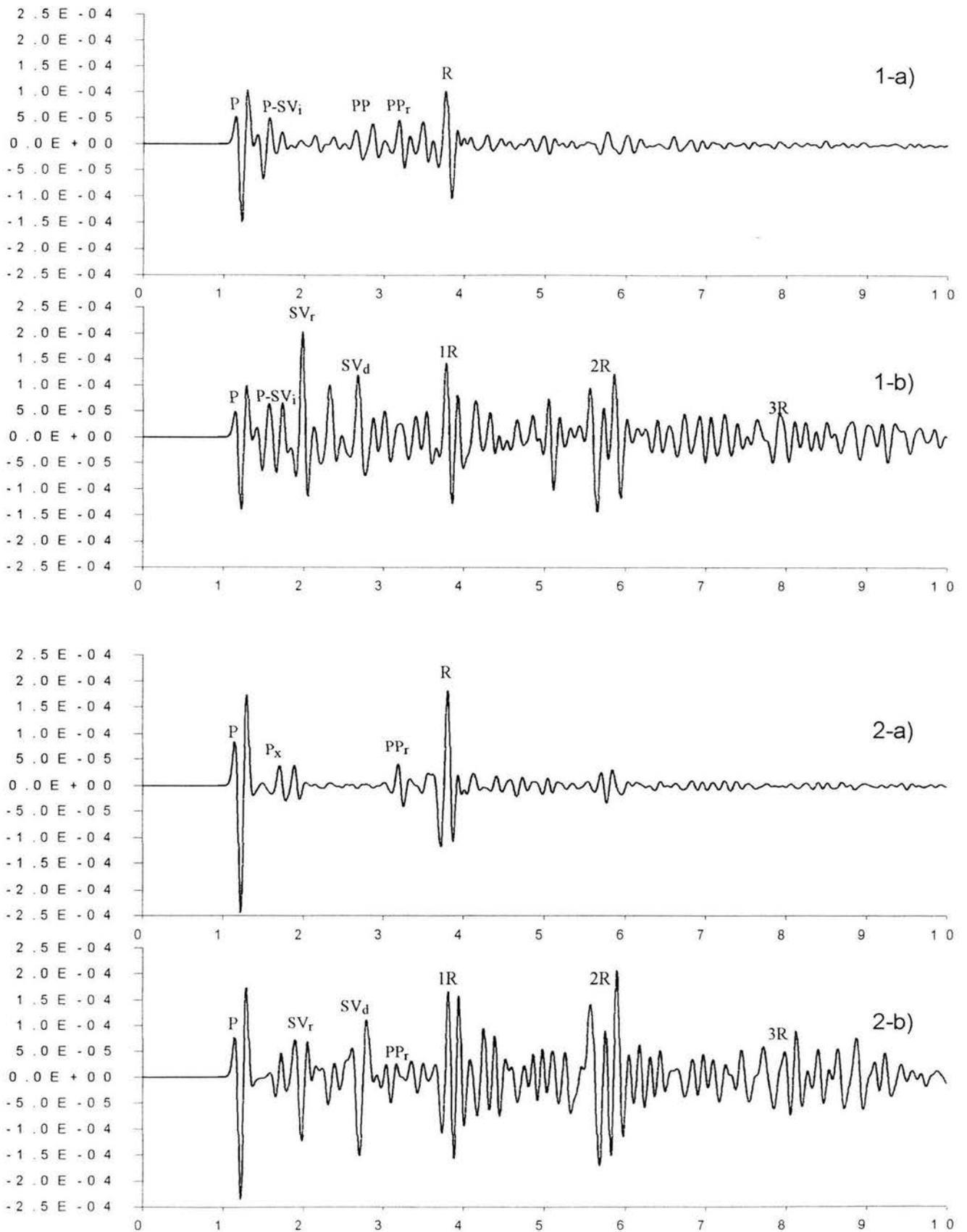


Figura 3.10 Comparación de sismogramas para el modelo sin cámara magmática (a) y el modelo con cámara magmática (b), para una distancia de -4.0 km sobre la superficie (-3.6 km en la sección sísmica). Se identifican las principales fases sísmicas para los dos componentes de velocidad (m/s). 1.- Componentes radiales; 2.- Componentes verticales.

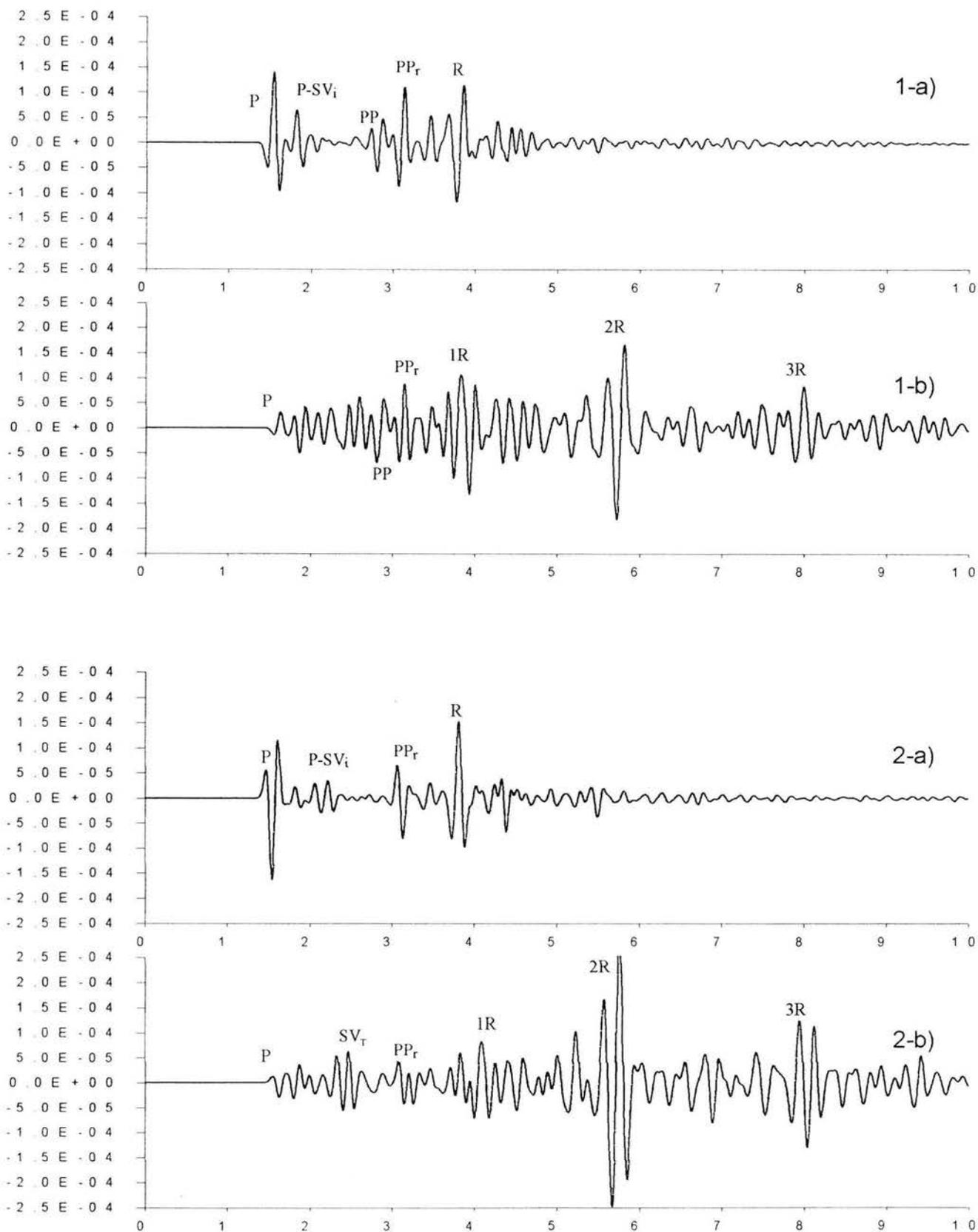


Figura 3.11 Comparación de sismogramas para el modelo sin cámara magmática (a) y el modelo con cámara magmática (b), para una distancia de 4.0 km sobre la superficie (3.6 km en la sección sísmica). Se identifican las principales fases sísmicas para los dos componentes de velocidad (m/s). 1.- Componentes radiales; 2.- Componentes verticales.

Otra comparación interesante puede realizarse analizando las amplitudes en el dominio de la frecuencia para la serie de sismogramas mostrados en la Figura 3.10 y 3.11. Las amplitudes espectrales se muestran en las Figuras 3.12 y 3.13 para distancias de -4.0 y 4.0 km respectivamente. A grandes rasgos el rango de frecuencias en los espectros, se mantiene en el rango de frecuencias del espectro del pulso inicial (ver Figura 2.6). A distancia negativa (trayecto pre-cráter) es notorio que existen mayores amplitudes en los sismogramas obtenidos a partir del modelo con cámara magmática. En el componente horizontal, los aumentos más significativos se observan en 2.0 , 3.5 y 4.5 Hz aproximadamente, en tanto que para el componente vertical, existen varios picos en exceso en todo el rango de frecuencias del espectro. A distancia positiva (trayecto post-cráter) se observa nuevamente un aumento en las amplitudes espectrales, pero es menos significativo que para el caso de trayectoria pre-cráter. En los dos componentes las variaciones principales oscilan entre 3.0 y 6.0 Hz. De acuerdo con esto, es evidente que existen variaciones en las amplitudes debido a la presencia del cuerpo magmático. Las diferencias más significativas en la distancia pre-cráter se debe al hecho de que existe más energía a consecuencia de varias fases directas y a las fuertes reflexiones en el contacto sólido-líquido. Por otro lado, en las distancias post-cráter se pueden tener algunas fases comunes, pero aquellas transmitidas a través del cuerpo magmático como se mostró anteriormente, sufren atenuación y son causa de diferencias menos significativas.

Los sismogramas sintéticos de la fuente número 2 indicada en el modelo de la Figura 3.6, se muestran en la Figura 3.14. Para la obtención de estos sismogramas, se utilizó nuevamente un pulso de Ricker centrado a una frecuencia de 5 Hz, como fue el caso de la fuente número 1. En las Figuras 3.15 y 3.16 se muestran las instantáneas para esta simulación. Como puede notarse, aparecen prácticamente las mismas fases que para el caso de la fuente número 1. Entre estas fases se pueden identificar principalmente: P, SV_r , SV_t , 1R y 2R en los dos componentes de velocidad. PP es escasamente apreciable en la zona post-cráter del componente horizontal, y en esta misma zona la fase 1R está casi ausente en los dos componentes. Otra vez la fase 2R es la más energética en los sismogramas y en este caso, la energía ascendente por la chimenea, es capaz de generar una fase adicional que se aprecia en el componente horizontal. Esta fase coincide a distancia cero con la fase 2R y según el comportamiento en la gráfica de pendiente constante y mayor velocidad, se trata de una onda P difractada en el cráter, esta fase se indica como P_d .

Posterior al tiempo de llegada de la fase 2R se puede apreciar la llegada de trenes de ondas en la zona del cráter. Estos son generados por el movimiento en el contacto sólido-líquido de la chimenea como se puede apreciar en las instantáneas. Cabe mencionar que existe la posibilidad de que estos trenes de onda estén combinados con ruido numérico debido a las pequeñas longitudes de onda apreciadas en las instantáneas. Más allá del cráter después de la llegada de 2R, se aprecia el movimiento que conforma la coda de los registros. En ella se aprecian todavía la llegada de una fase difractada en el contacto de la chimenea con la cámara magmática.

3.4 Caso de una fuente de baja frecuencia.-

Enseguida se presentará una simulación que involucra a la fuente explosiva con contenido de frecuencia menor, ubicada a una profundidad menor. Esta simulación intenta explicar parte de las fases sísmicas contenidas en un evento de baja frecuencia. En efecto, las ondas sísmicas irradiadas por la fuente se modifican fuertemente debido a la presencia del cuerpo magmático como se ha demostrado en las simulaciones anteriores. Ahora, simplemente se coloca la fuente a una profundidad esperada para los eventos de menor frecuencia, y a una frecuencia que cae dentro del rango observable para los mismos eventos ($1 - 5$ Hz). Por ello, abordamos este caso, con el objetivo de evaluar las hipótesis que han sido propuestas sobre el origen de eventos de baja frecuencia.

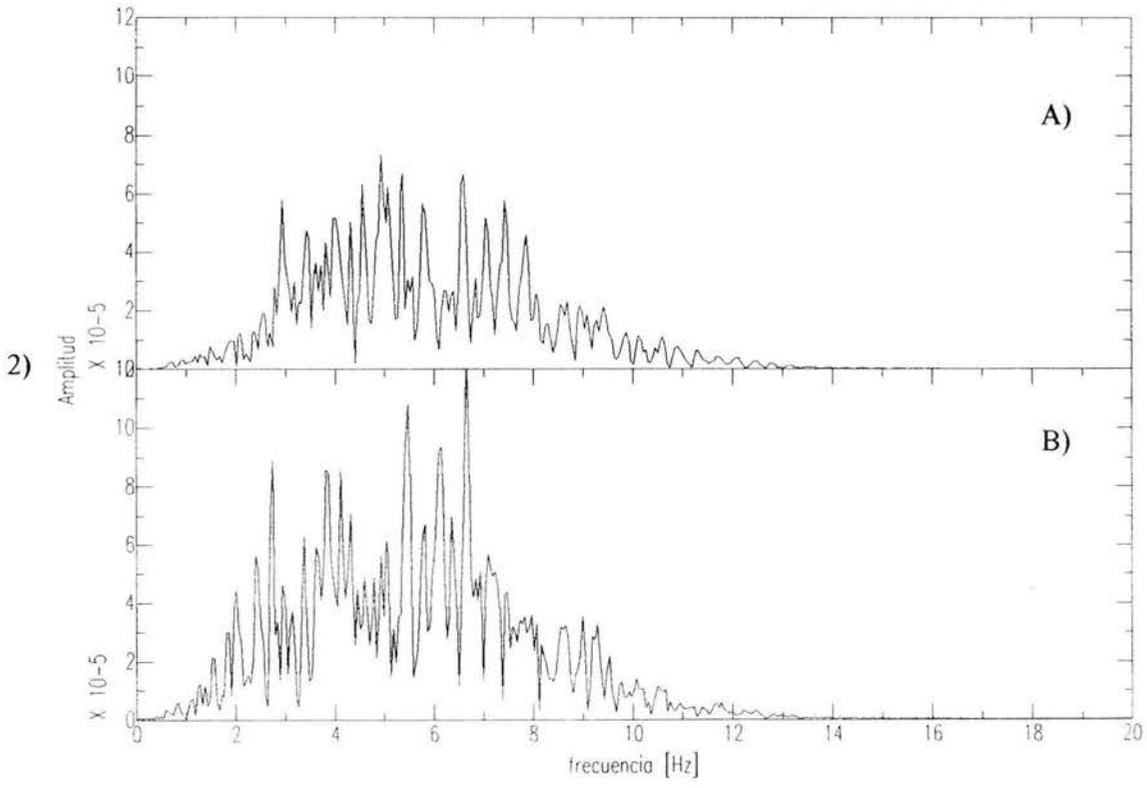
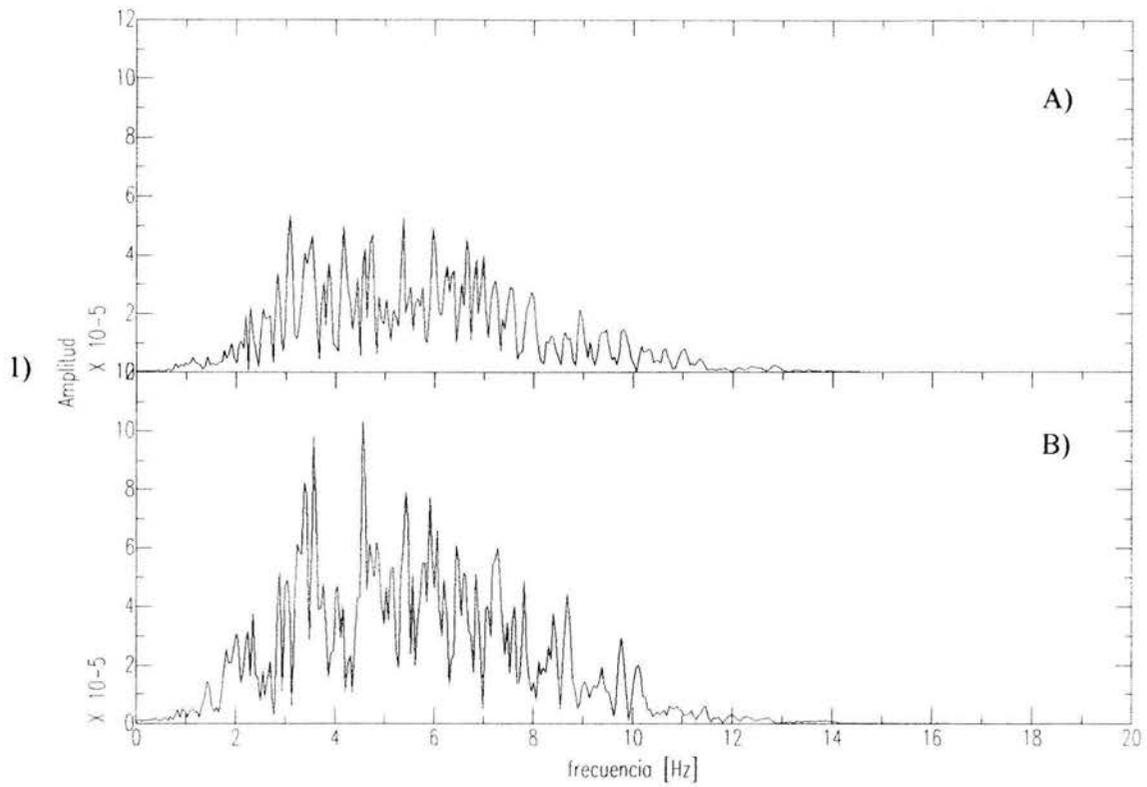


Figura 3.12 Comparación de los espectros de amplitud de los sismogramas obtenidos a distancia sobre la superficie de -4.0 para el modelo sin cámara magmática (A) y el modelo con cámara magmática (B). Se distinguen un aumento de amplitudes y varios picos en exceso para los sismogramas del modelo con cámara magmática (1 Componentes radiales; 2 Componentes verticales).

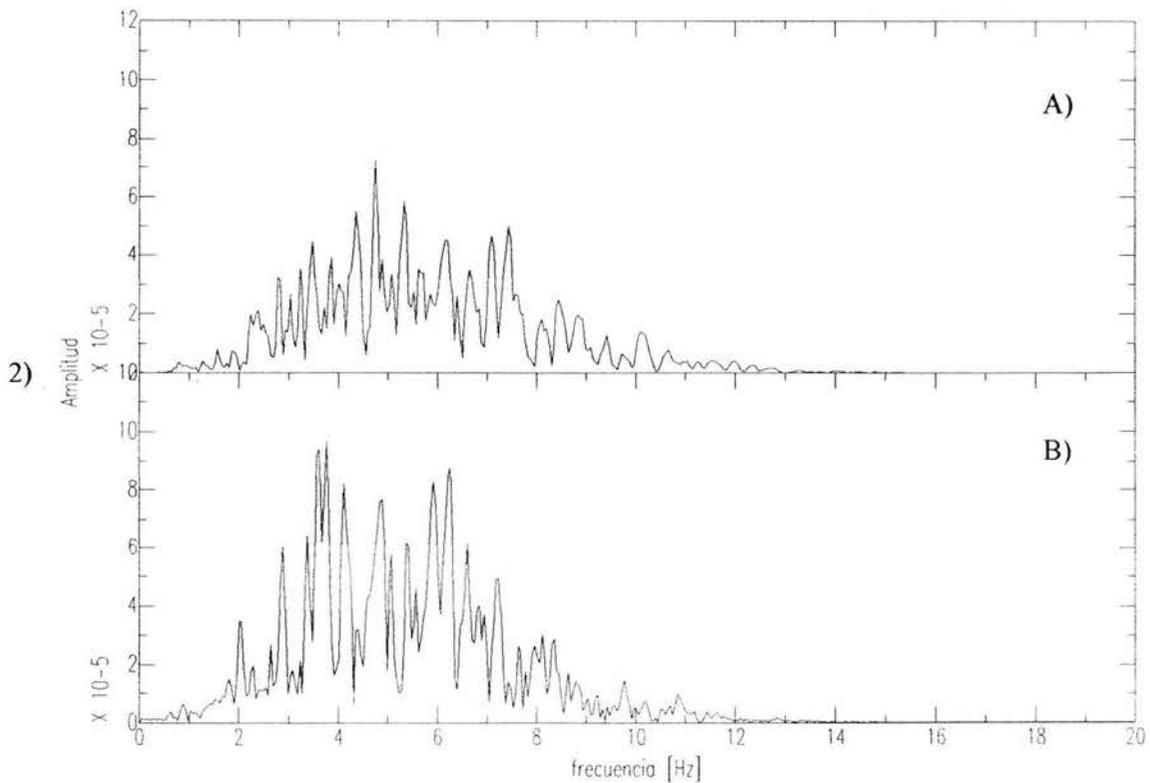
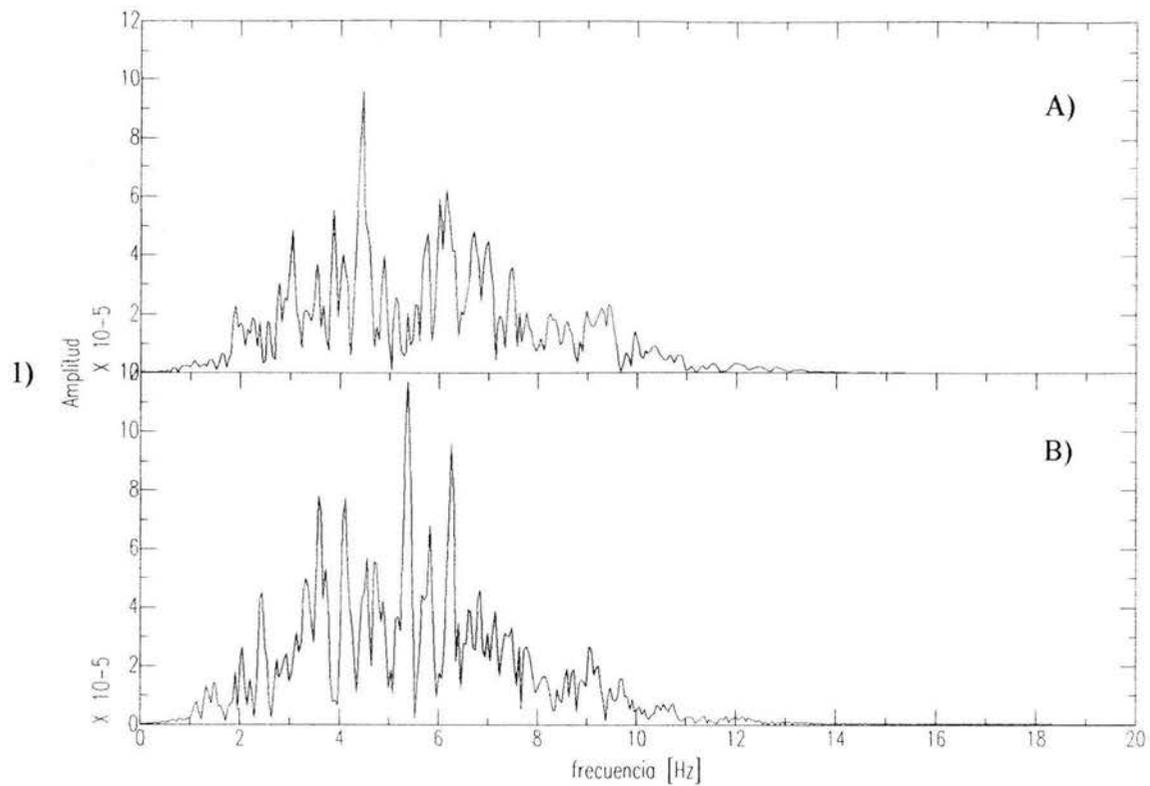


Figura 3.13 Comparación de los espectros de amplitud de los sismogramas obtenidos a una distancia de 4.0 km sobre la superficie, para el modelo sin cámara magmática (A) y el modelo con cámara magmática (B). Se distinguen un incremento de amplitudes entre 2 y 4 Hz y varios picos en exceso para los sismogramas del modelo con cámara magmática (1 Componentes radiales; 2 Componentes verticales).

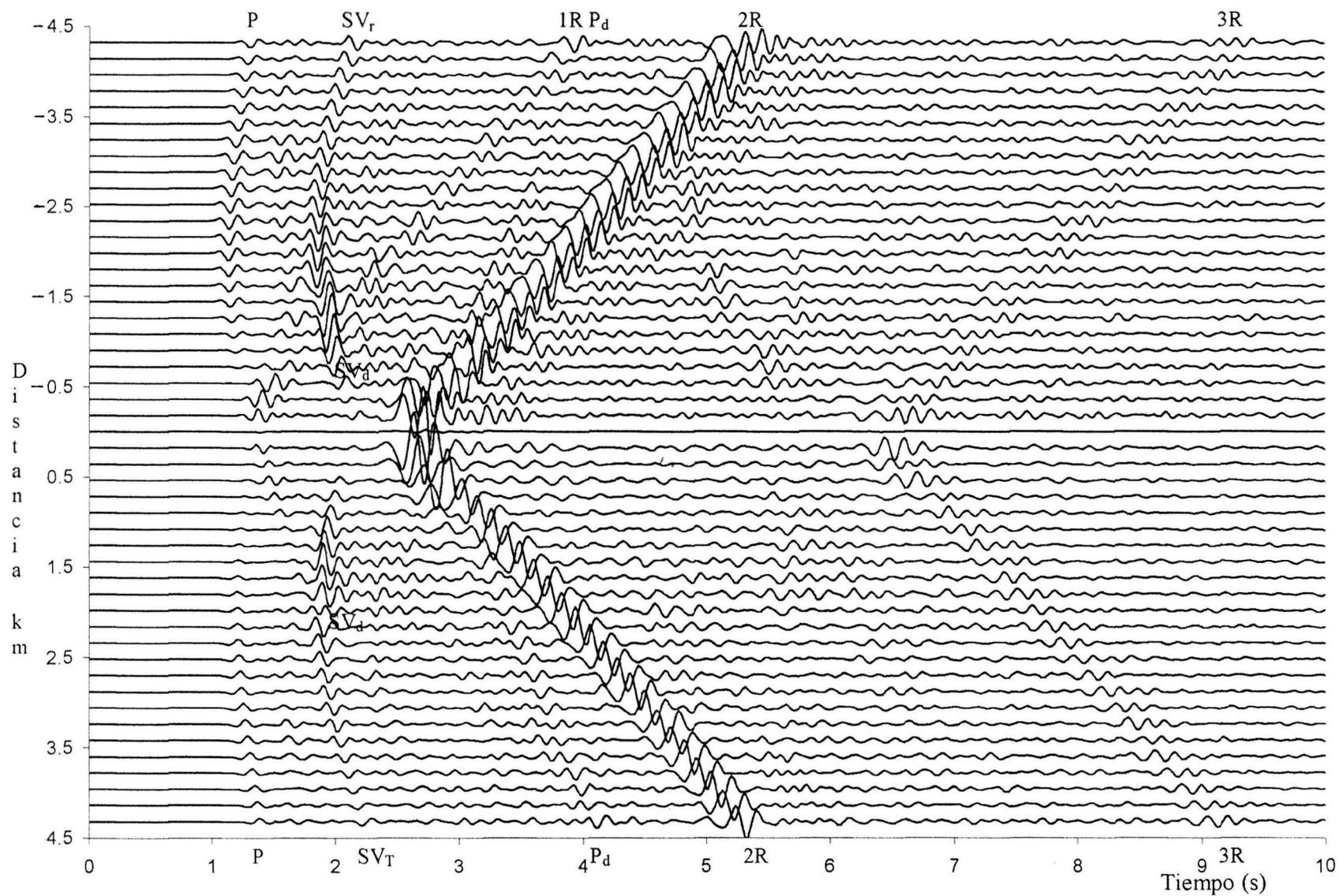


Figura 3.14 a) Sismogramas sintéticos obtenidos a partir de la ubicación de la fuente No. 2, para el modelo con cuerpo magmático de la Figura 3.6. Componentes Horizontales.

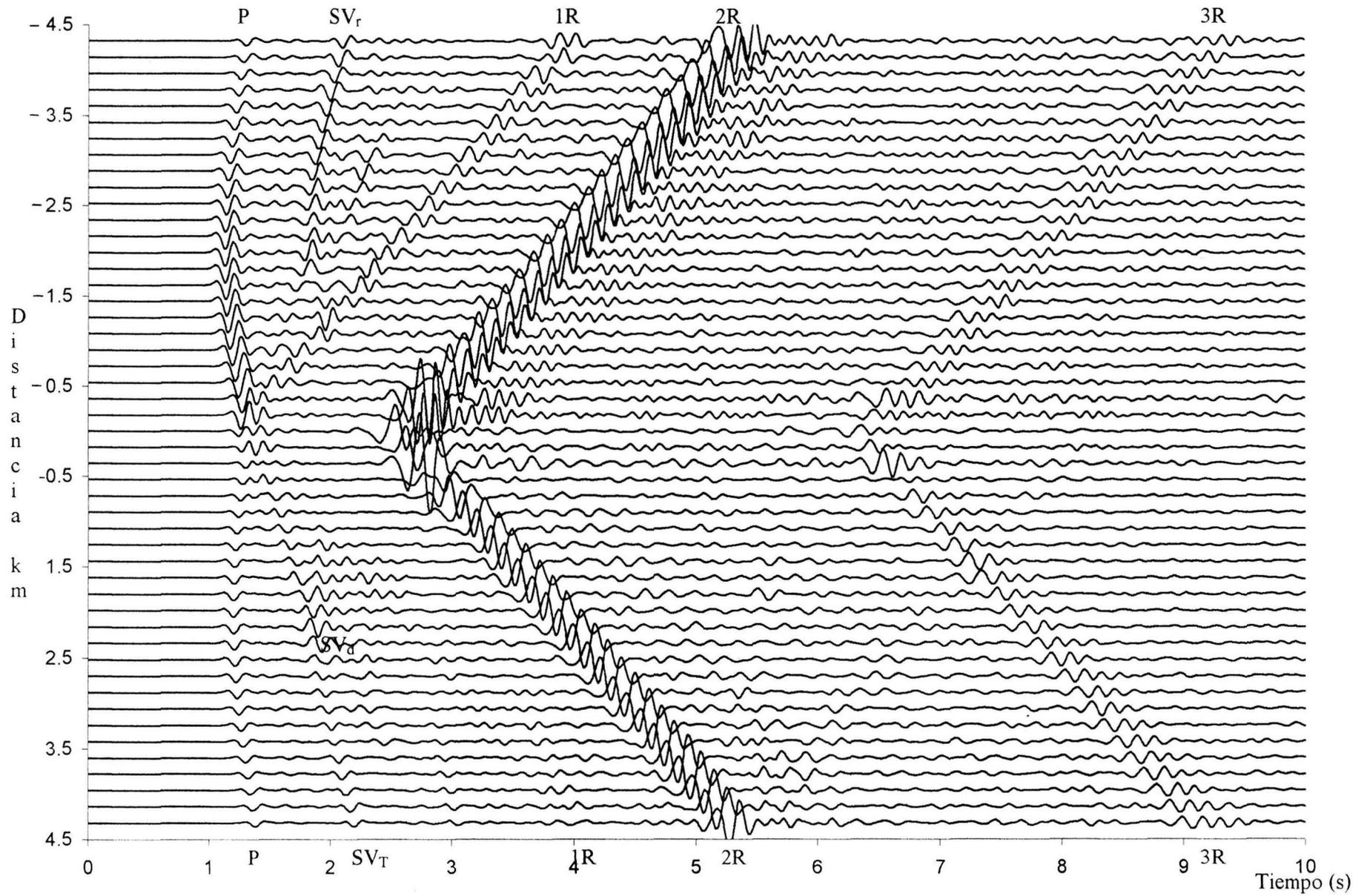


Figura 3.14 b) Sismogramas sintéticos obtenidos a partir de la ubicación de la fuente No. 2, para el modelo con cuerpo magmático de la Figura 3.6. Componentes Verticales.

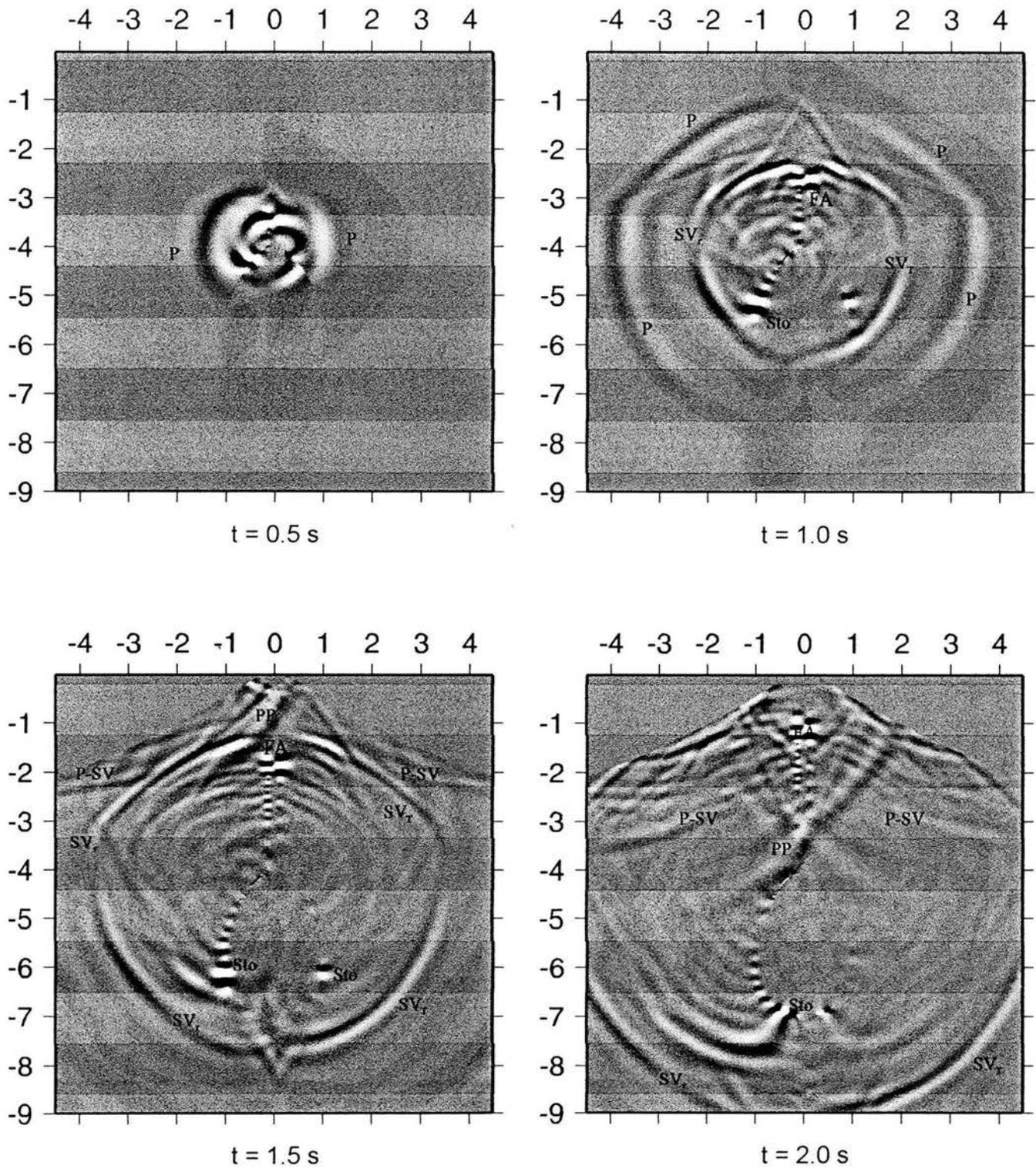


Figura 3.15 Instantáneas para el estado de velocidades del componente radial para el el modelo que incluye un cuerpo magmático (Figura 3.6). Se indican las fases generadas durante la propagación. La fuente corresponde a la posición número 2 en el modelo.

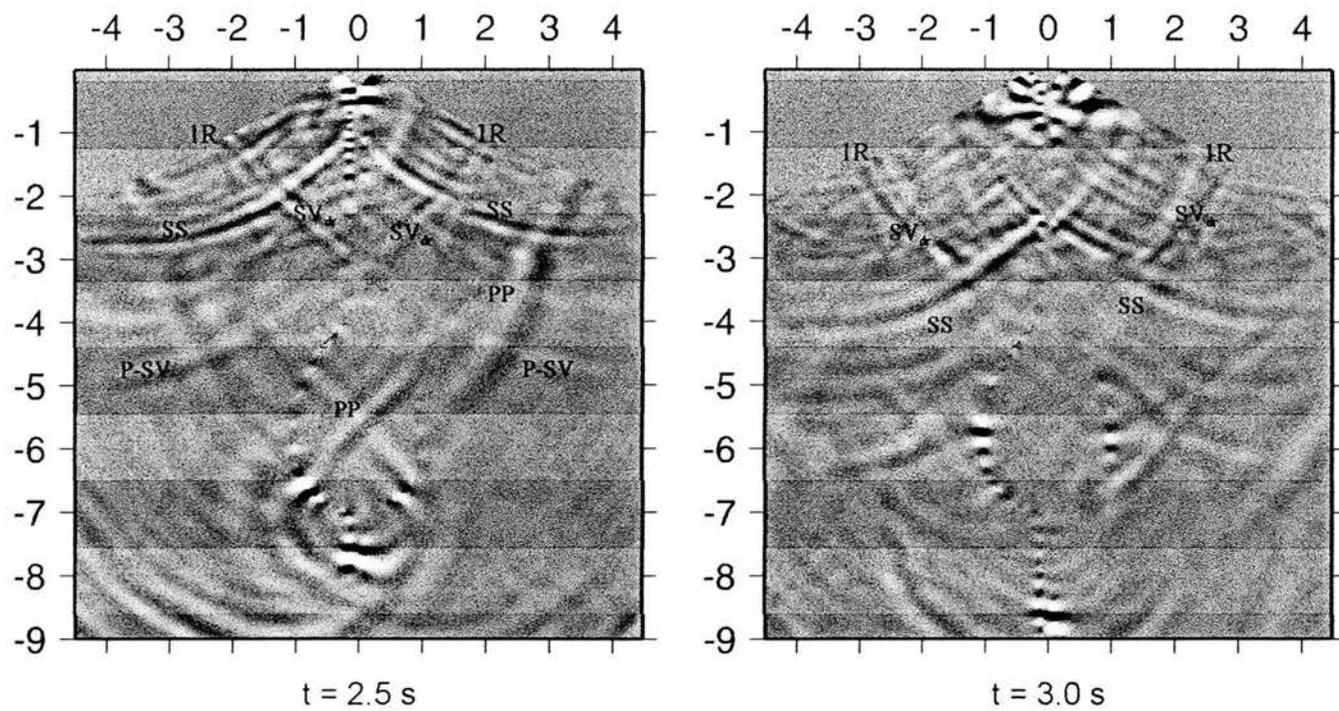


Figura 3.15 (Continuación).

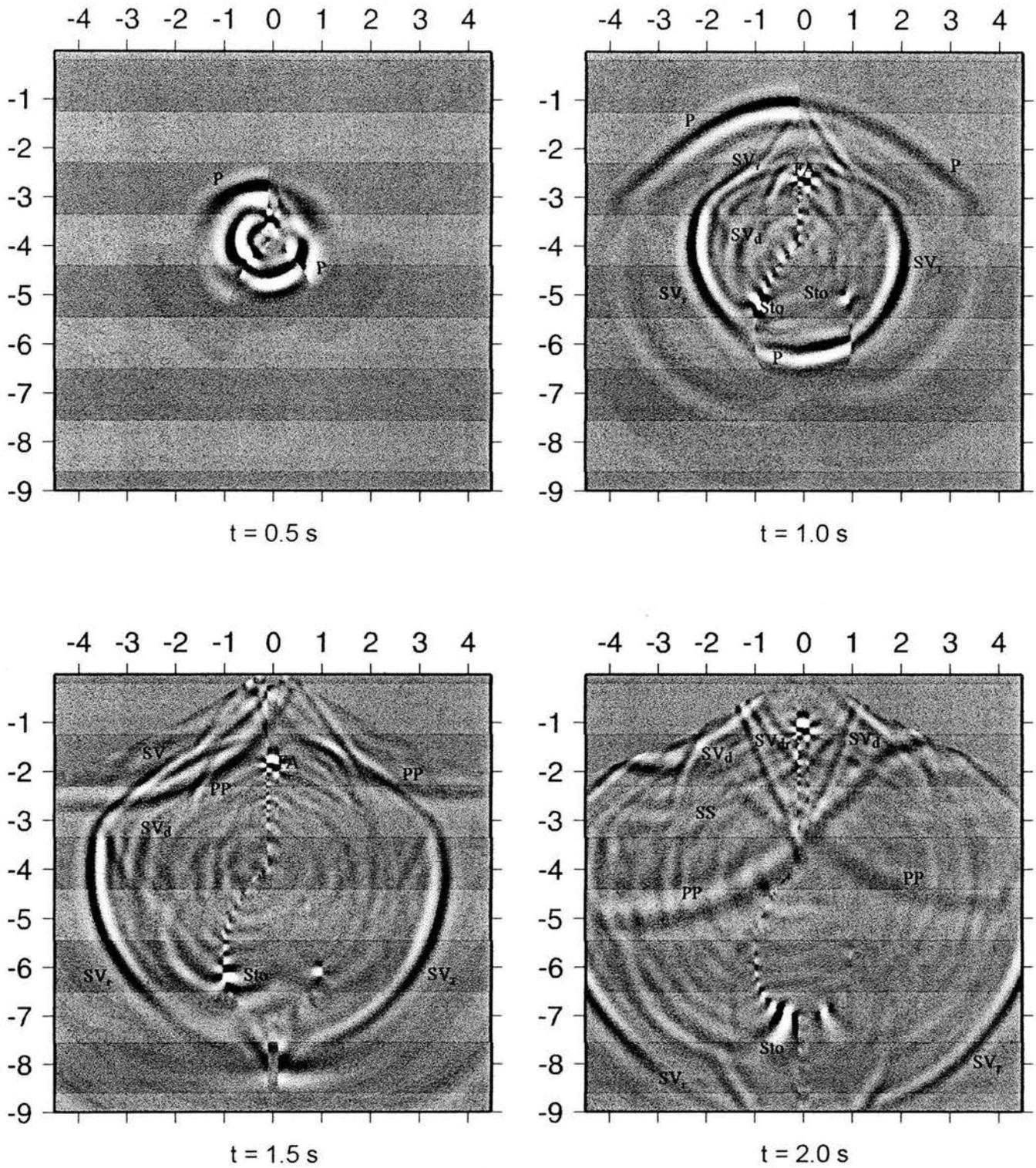


Figura 3.16 Instantáneas para el estado de velocidades del componente vertical para el modelo que incluye un cuerpo magmático (Figura 3.6). Se indican las fases generadas durante la propagación. La fuente corresponde a la posición número 2 en el modelo.

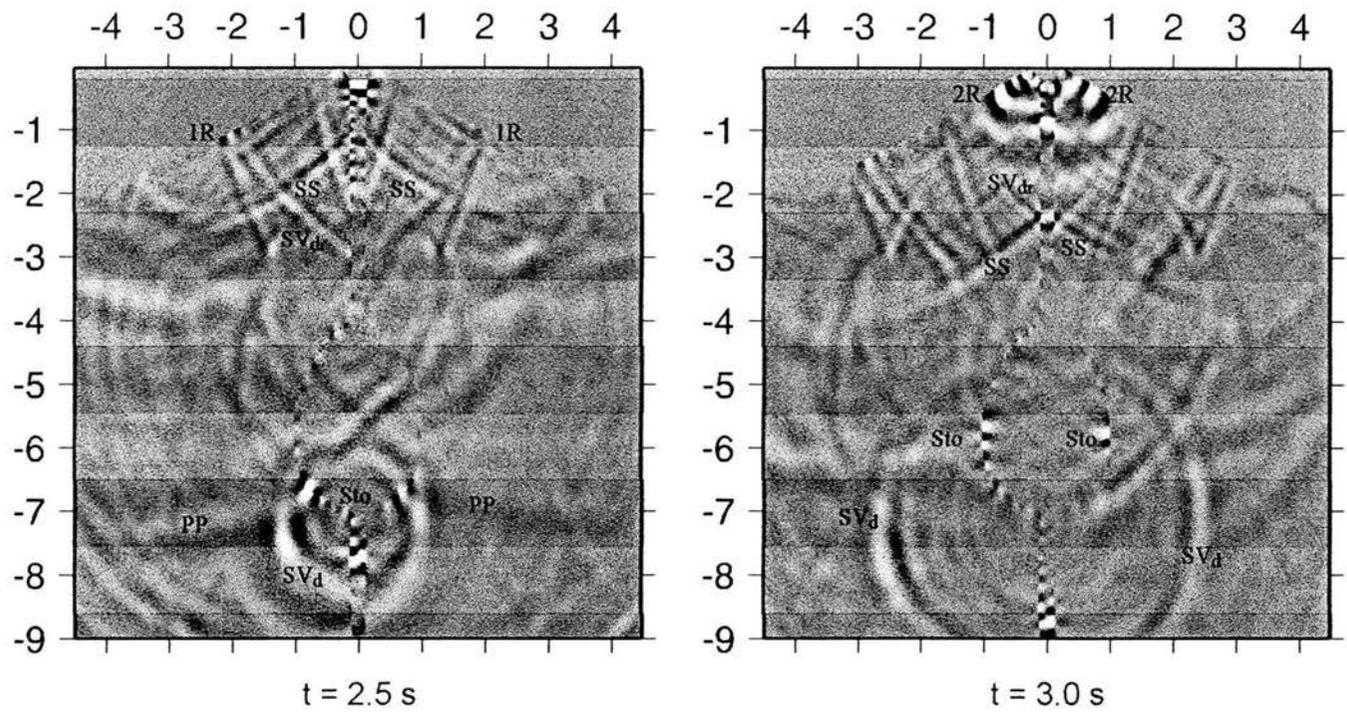


Figura 3.16 (Continuación).

El modelo utilizado para esta simulación se muestra en la Figura 3.17. En este modelo, la fuente se ha ubicado debajo del cráter a una profundidad de 2.8 km, en el contacto entre las dos capas. Para esta fuente se ha utilizado un pulso de Ricker con frecuencia dominante de 3 Hz. Según los modelos geotérmicos para estratovolcanes (ver Wohletz y Heiken, 1992), en esta zona existen fuertes interacciones físicas y químicas de la roca fundida con su entorno. Así, en esta zona podría tenerse las acumulaciones de presión que posteriormente se liberarían súbitamente para dar origen a los eventos volcánicos superficiales.

Además del cambio en la ubicación de la fuente, el cuerpo magmático se ha desconectado de su fuente interior, esto es, se ha eliminado el conducto inferior de la cámara. Según las simulaciones anteriores se ha podido observar la existencia de movimiento sísmico que se propaga en el contacto del cuerpo magmático y la roca circundante. Este movimiento “rodea” a la cámara magmática y finalmente “escapa” por el conducto inferior. Así, al tapar dicho conducto, esas ondas sísmicas regresan a la superficie libre, generando una señal aún más compleja.

Los sismogramas sintéticos para esta simulación se muestran en la Figura 3.18. Se puede observar la onda P y una onda SV_T , ahora totalmente simétricas en los dos costados del volcán. Se identifica la onda de Rayleigh, 1R, que aparece en forma débil; la onda 2R como fase más energética, y se identifica además otra onda de Rayleigh posterior indicada como 3R. En los componentes horizontales, se puede identificar mayormente, entre los 2 y 3 s una onda SV difractada en el contacto de la cámara y la chimenea, que se indica como SV_d , y otra más aproximadamente en 6 s, indicada como $2SV_d$. Aparece nuevamente la fase difractada P_d en los componentes horizontales entre los 3 y 4 s.

Las instantáneas para esta simulación se muestran en las Figuras 3.19 y 3.20. Es notorio que aparecen nuevamente las fases indicadas en instantáneas anteriores que se propagan hacia el interior de la estructura. Es notorio que en el contacto de la cámara y roca se propaga una onda Stoleney que como se esperaba rodea a la cámara y retorna hacia arriba por la chimenea. De hecho existen varios trenes de onda de este tipo que ascienden por la chimenea y son los causantes de las señales de mayor amplitud en los sismogramas cercanos al cráter. La más energética de estas fases es la que anteriormente se identificó como fase ascendente (FA) y es la responsable de la onda de Rayleigh más energética (2R). Además de las ondas que regresan por la chimenea, en el movimiento vertical existe una onda P atrapada en la cámara magmática indicada como PA. Esta onda P como puede notarse, “asciende y desciende” dentro de la cámara. Su generación no se debe sólo a la incidencia o paso de una onda P por la cámara, sino que se genera también por las difracciones que ocurren en el contacto cámara-chimenea.

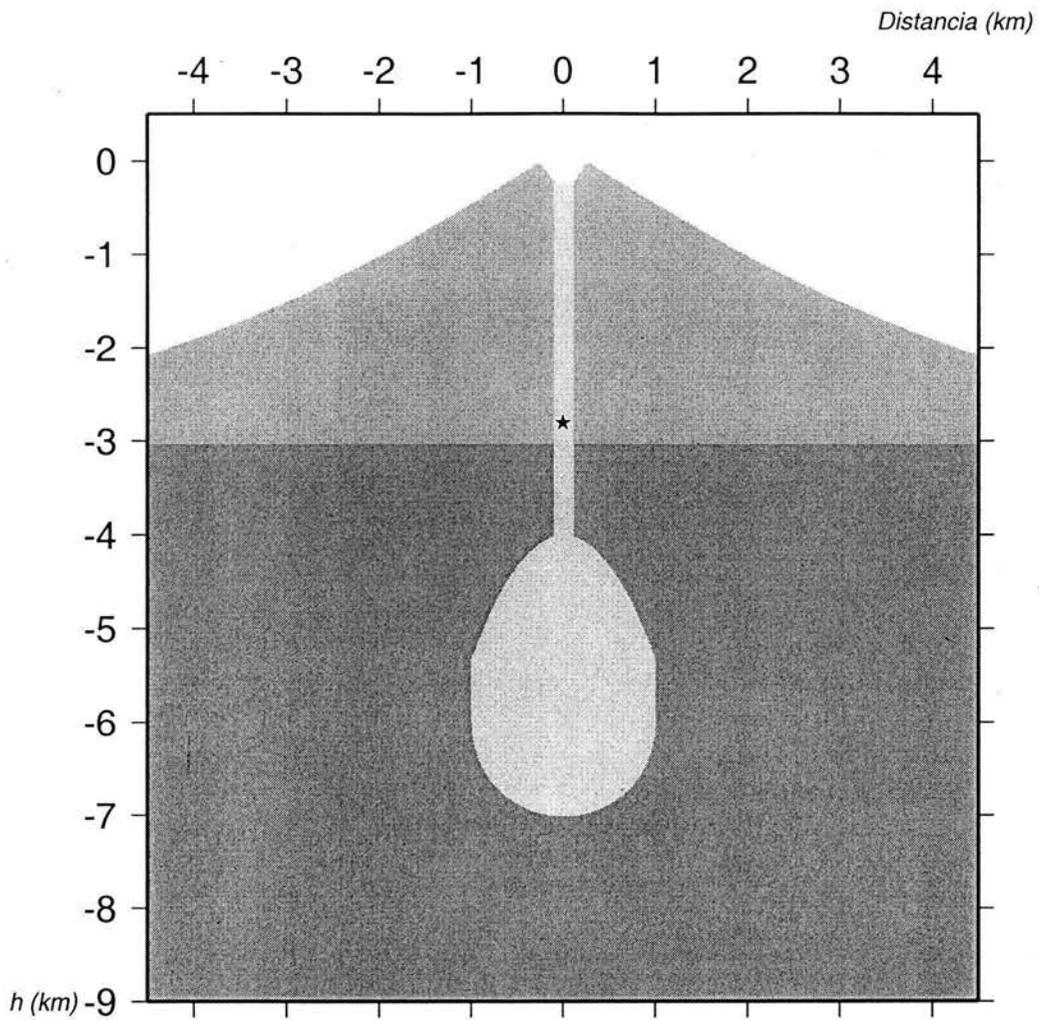


Figura 3.17 Modelo que incluye una fuente mas somera. El pulso de entrada es un Ricker con frecuencia predominante de 3 Hz.

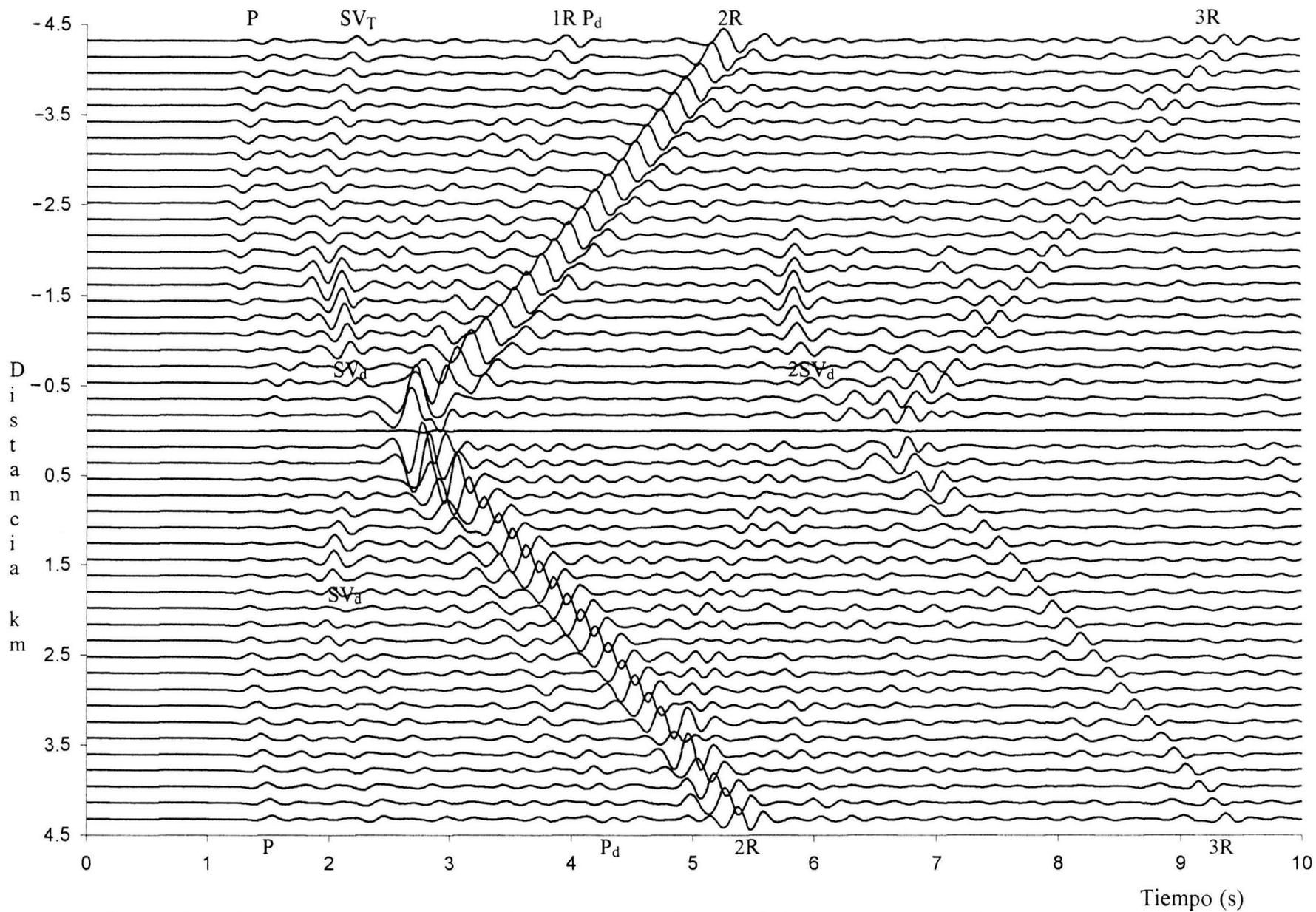


Figura 3.18 a) Sismogramas sintéticos obtenidos a partir de la fuente de baja frecuencia del modelo mostrado en la Figura 3.17. Componentes Horizontales.

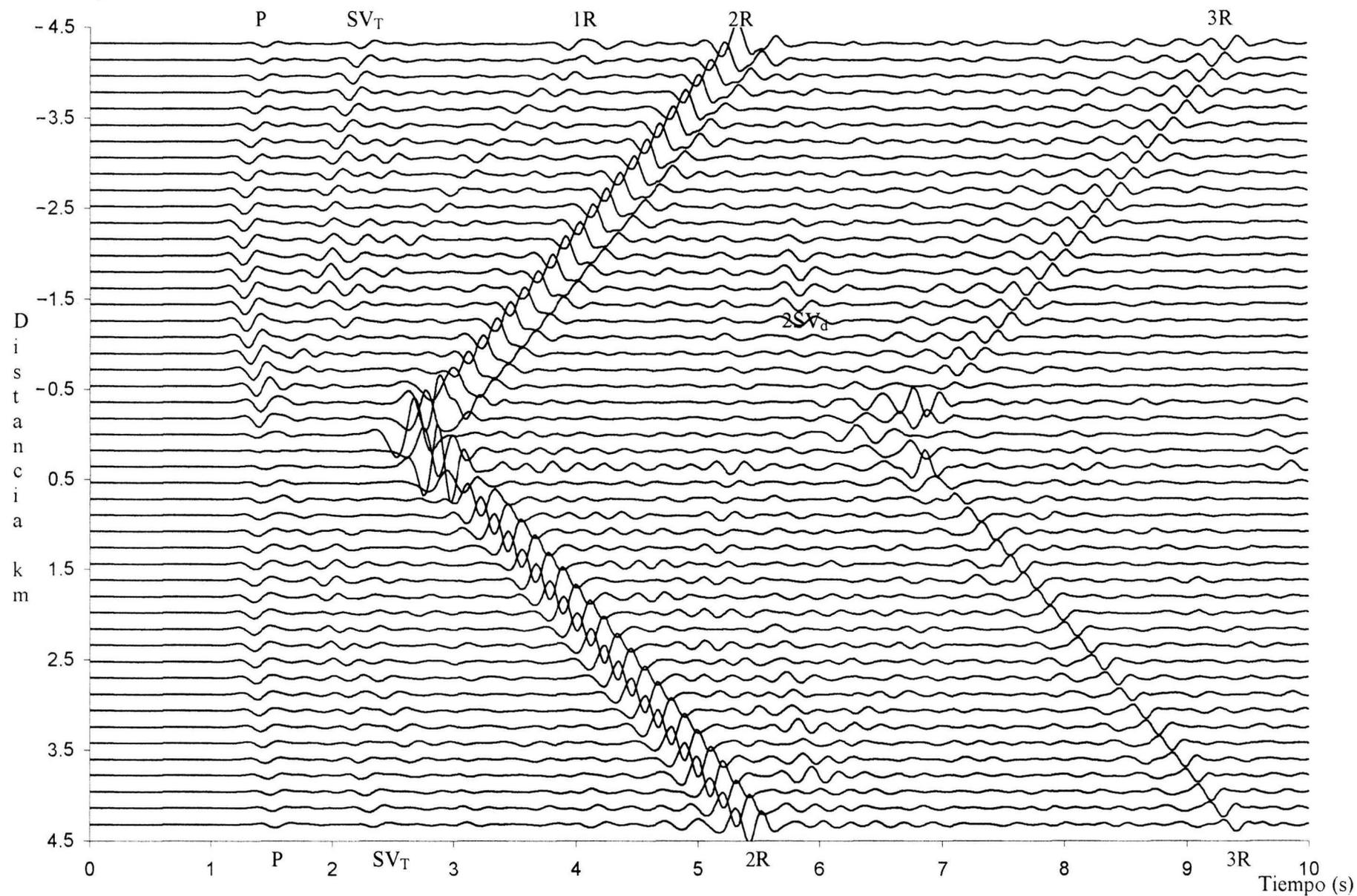


Figura 3.18 b) Sismogramas sintéticos obtenidos a partir de la de la fuente de baja frecuencia, para el modelo mostrado en la Figura 3.17. Componentes Verticales.

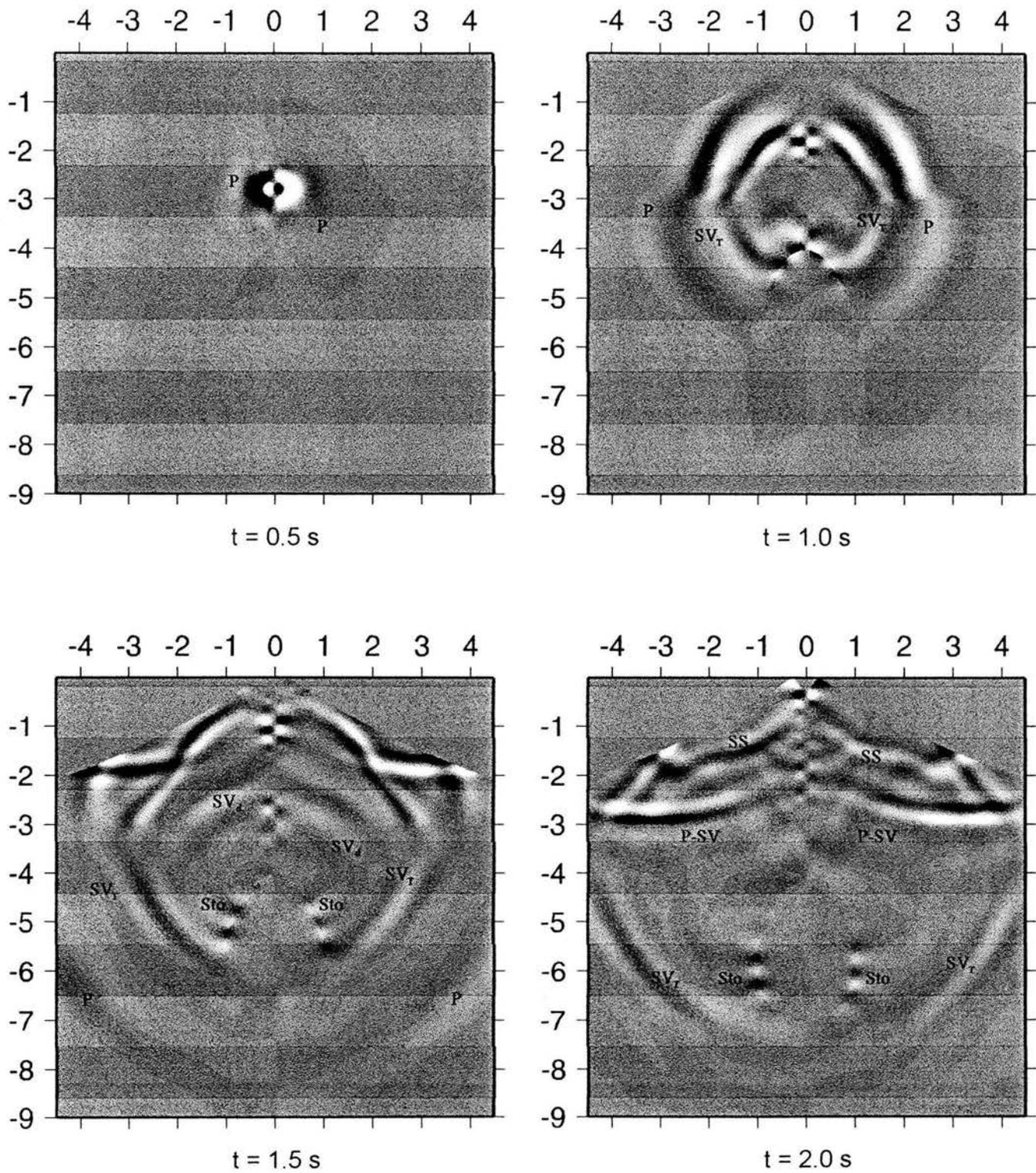


Figura 3.19 Instantáneas para el estado de velocidades del componente radial para el modelo que incluye un cuerpo magmático y fuente de baja frecuencia (Figura 3.17).

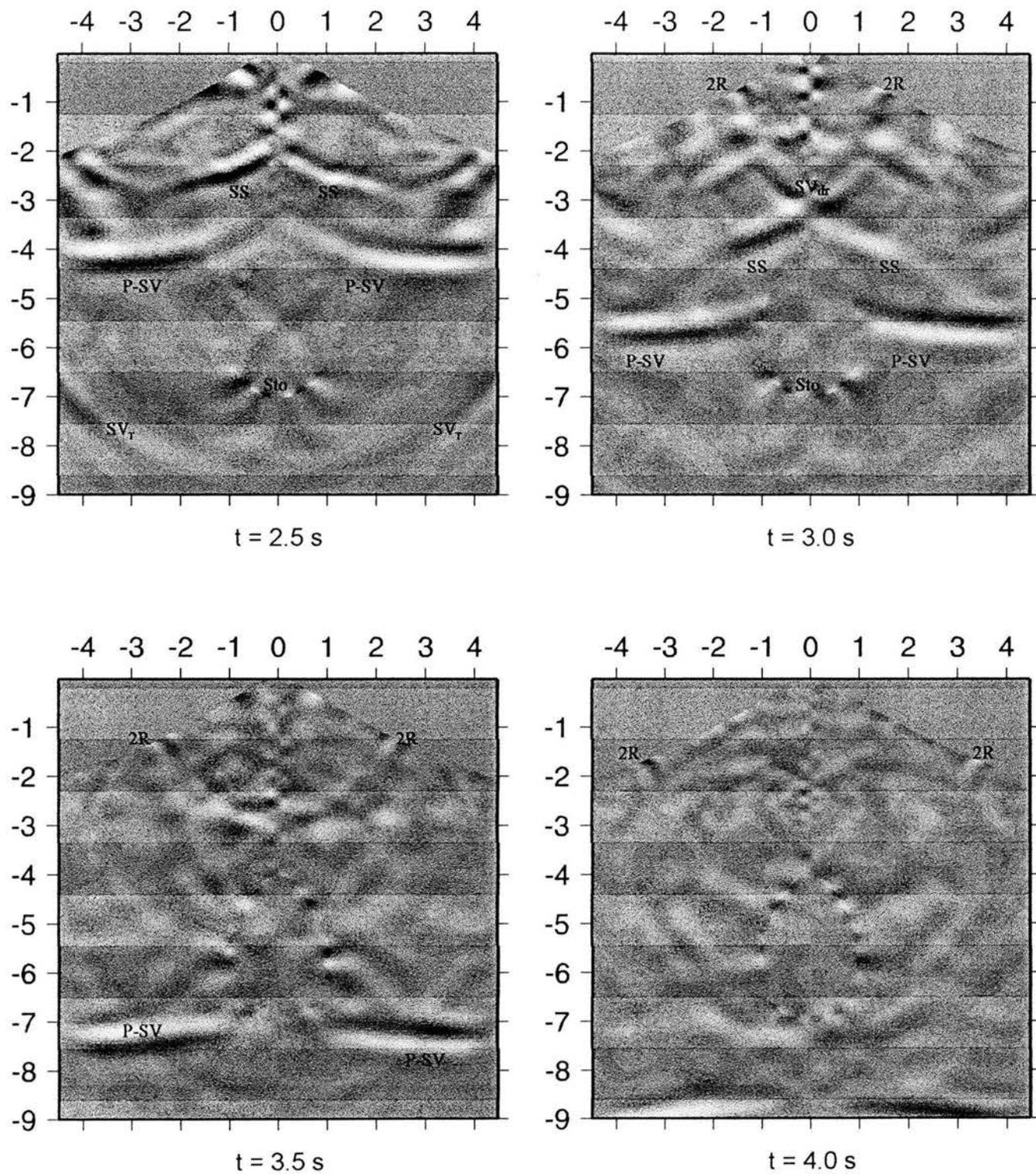


Figura 3.19 (Continuación).

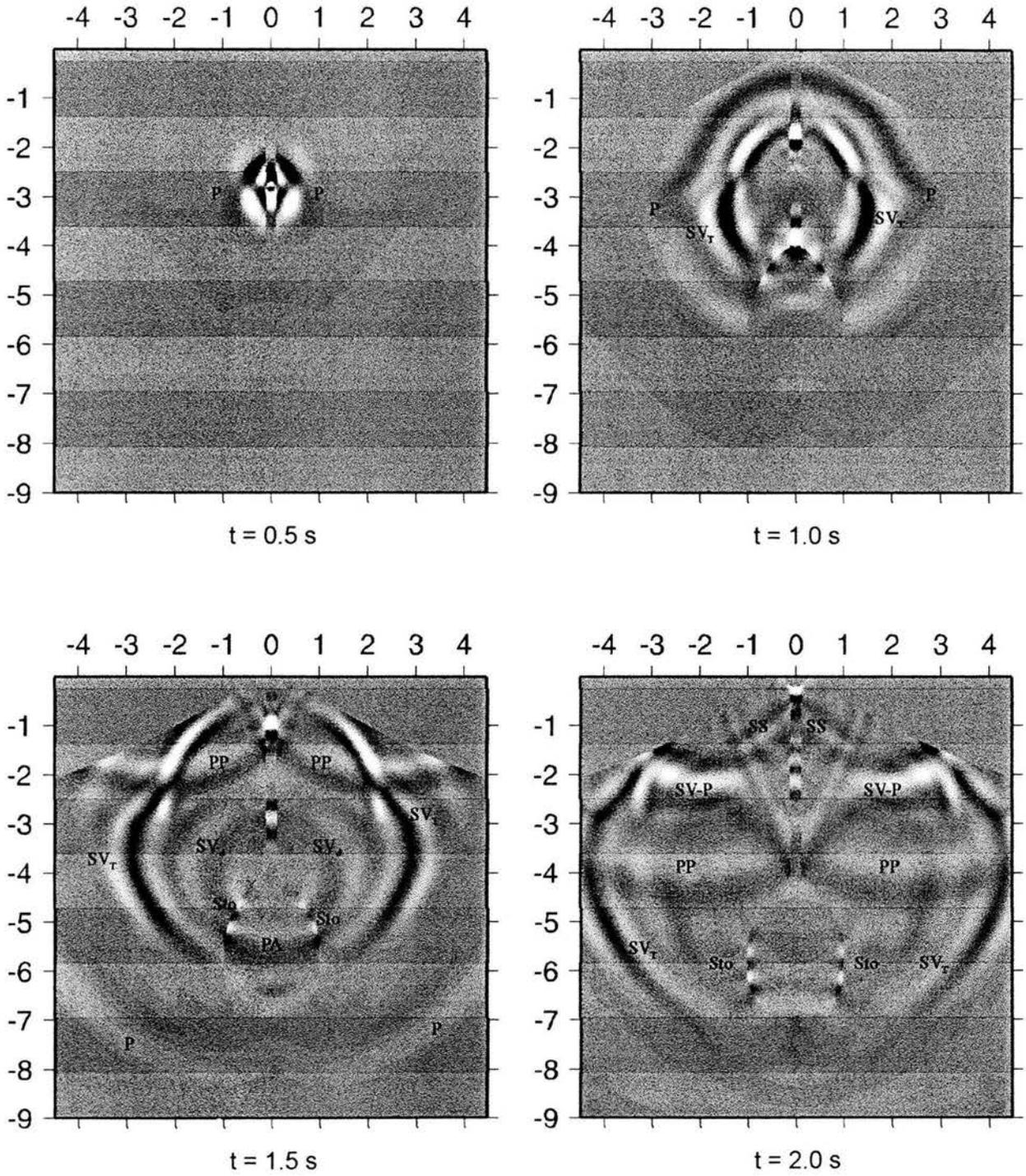


Figura 3.20 Instantáneas para el estado de velocidades del componente vertical para el modelo que incluye un cuerpo magnético y fuente de baja frecuencia (Figura 3.17).

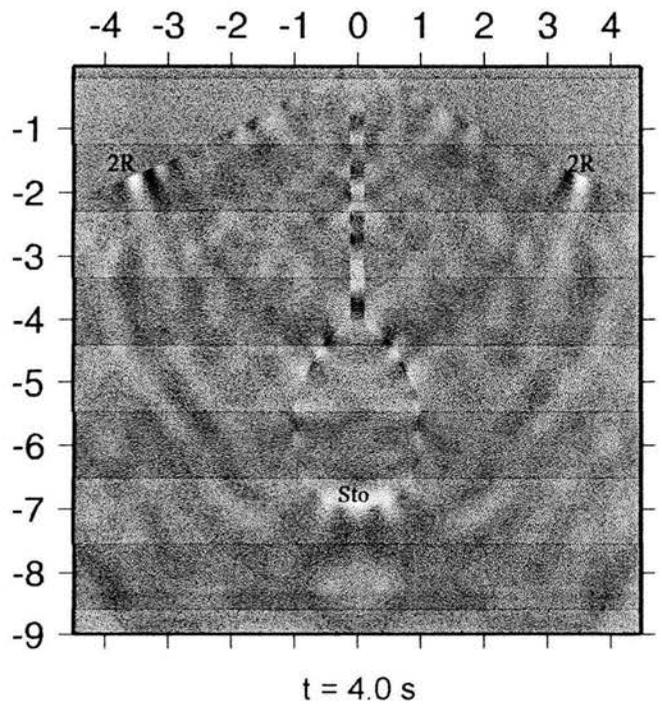
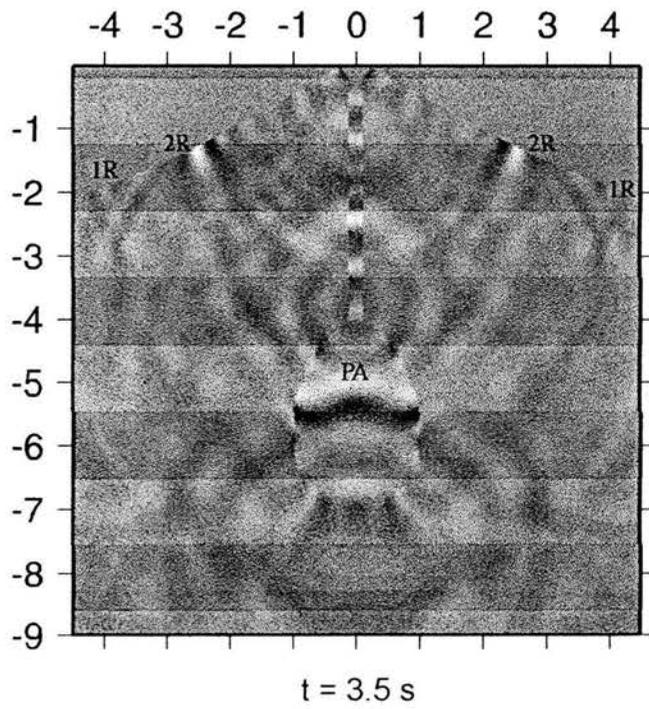
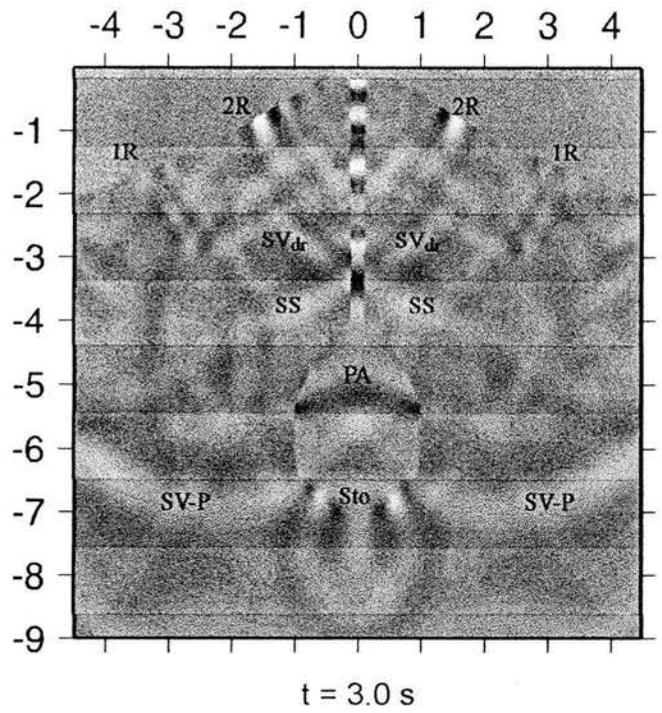
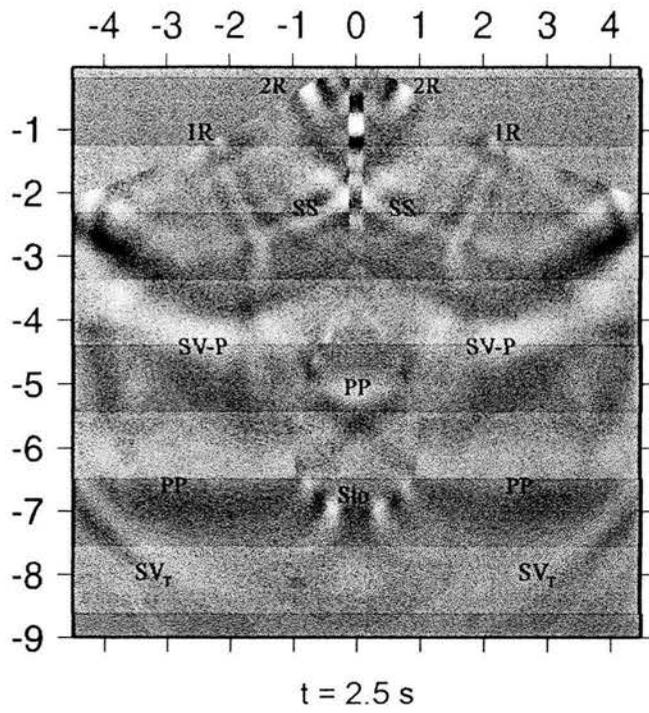


Figura 3.20 (Continuación).

3.5 Fuerza vertical.-

Para finalizar las simulaciones en estructura volcánica se presentará el caso de una fuerza vertical aplicada en el cráter. Este caso representa una explosión en superficie libre, y los vulcanólogos lo denominan explosión volcánica o erupción volcánica. Este tipo de fenómeno es uno de los pocos casos reales en los que se presenta el “Pulso de Lamb en la naturaleza”, como fue llamado por Kanamori y Given (1983). Como se sabe, en la ocurrencia del fenómeno se acumula material rocoso en el cráter que sirve como tapón al que comúnmente se conoce como domo. Al acumularse la presión que debería escapar en la ausencia del domo, surge una explosión que expulsa súbitamente el material rocoso de taponamiento. Según se ha observado, el pulso sísmico genera una onda de Rayleigh de la misma manera al fenómeno tratado por Lamb en 1904. Adicionalmente, debido a que la explosión ocurre en el contacto sólido-aire, se genera una onda de choque denominada onda de aire o fase de aire. En nuestra simulación es obvio que sólo se incluye la fase principal y de interés: la onda de Rayleigh.

Al igual que en las simulaciones anteriores se propone primeramente una fuerza vertical en el cráter para una estructura sin cámara magmática. Posteriormente se incluirá la presencia de tal cuerpo y así se distinguirá el efecto que tiene la propagación de la onda de Rayleigh tanto por la topografía volcánica (usando la simulación presentada en el capítulo 2), como por la presencia del cuerpo magmático. El modelo utilizado para esta simulación, considerando sólo a la fuerza vertical, se muestra en la Figura 3.2. Como puede notarse, la fuerza vertical se aplica en la parte plana de la superficie del cráter. A partir de esta fuente, se genera la propagación hacia el interior y por la topografía volcánica.

Los sismogramas sintéticos para la fuerza vertical mostrados en la Figura 3.2, se muestran en la Figura 3.21. En ellos se identifica una onda P y una onda de Rayleigh. La onda P, como puede notarse, se distingue en los componentes radiales, tal como ocurre en los sismogramas mostrados en la Figura 2.12. Esencialmente para los 8 s mostrados en los sismogramas no aparecen algunas otras ondas generadas por la estructura (salvo una reflexión indeseada que aparece posteriormente).

En las Figuras 3.22 y 3.23 se muestran las instantáneas para el modelo de fuerza vertical mostrado en la Figura 3.2. Las fases principales son la onda P, SV y la onda Rayleigh. Aunque se puede notar una leve reflexión de las ondas P y SV en las dos capas interiores, su amplitud no es muy significativa.

Ahora se incluirá la presencia del cuerpo magmático. Este modelo se muestra en la Figura 3.24, donde la fuerza vertical se aplica en una parte sólida sobre la chimenea volcánica. Esta parte sólida simula el material rocoso que sirve de tapón. Los sismogramas sintéticos para este modelo se muestran en la Figura 3.25. Como puede verse, las fases más importantes son otra vez las ondas P y Rayleigh, y no muestran una modificación significativa comparándolas con los sismogramas del modelo que no incluye cuerpo magmático.

Las instantáneas para el modelo mostrado en la Figura 3.24 se muestran en las Figuras 3.26 y 3.27. Otra vez las principales fases son la onda P, SV y la onda de Rayleigh.

De acuerdo con estos resultados, las fases generadas son escasamente modificadas por la presencia del cuerpo magmático. Sin embargo, al comparar los sismogramas sintéticos obtenidos para la simulación presentada en el Capítulo 2 y los obtenidos para las dos estructuras volcánicas se pueden observar algunas diferencias. Las más notables aparecen entre los sismogramas obtenidos con superficie plana y los obtenidos al incluir la topografía. Concluimos entonces que la onda de Rayleigh modifica su propagación por efecto de la topografía volcánica.

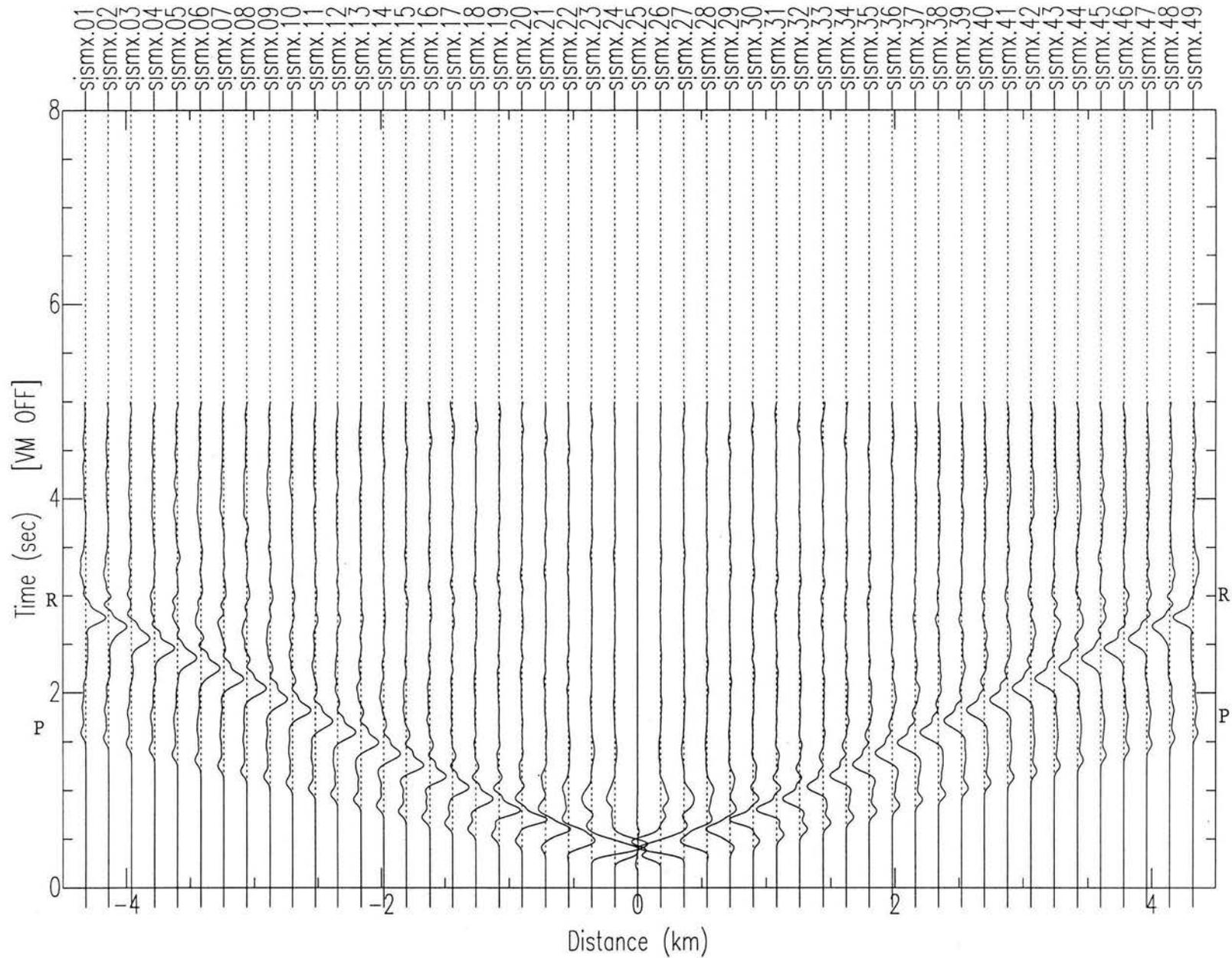


FIGURA 3.21. a) Sismogramas sintéticos para el modelo de fuerza vertical en el cráter, sin incluir la presencia del cuerpo magmático. Componentes radiales.

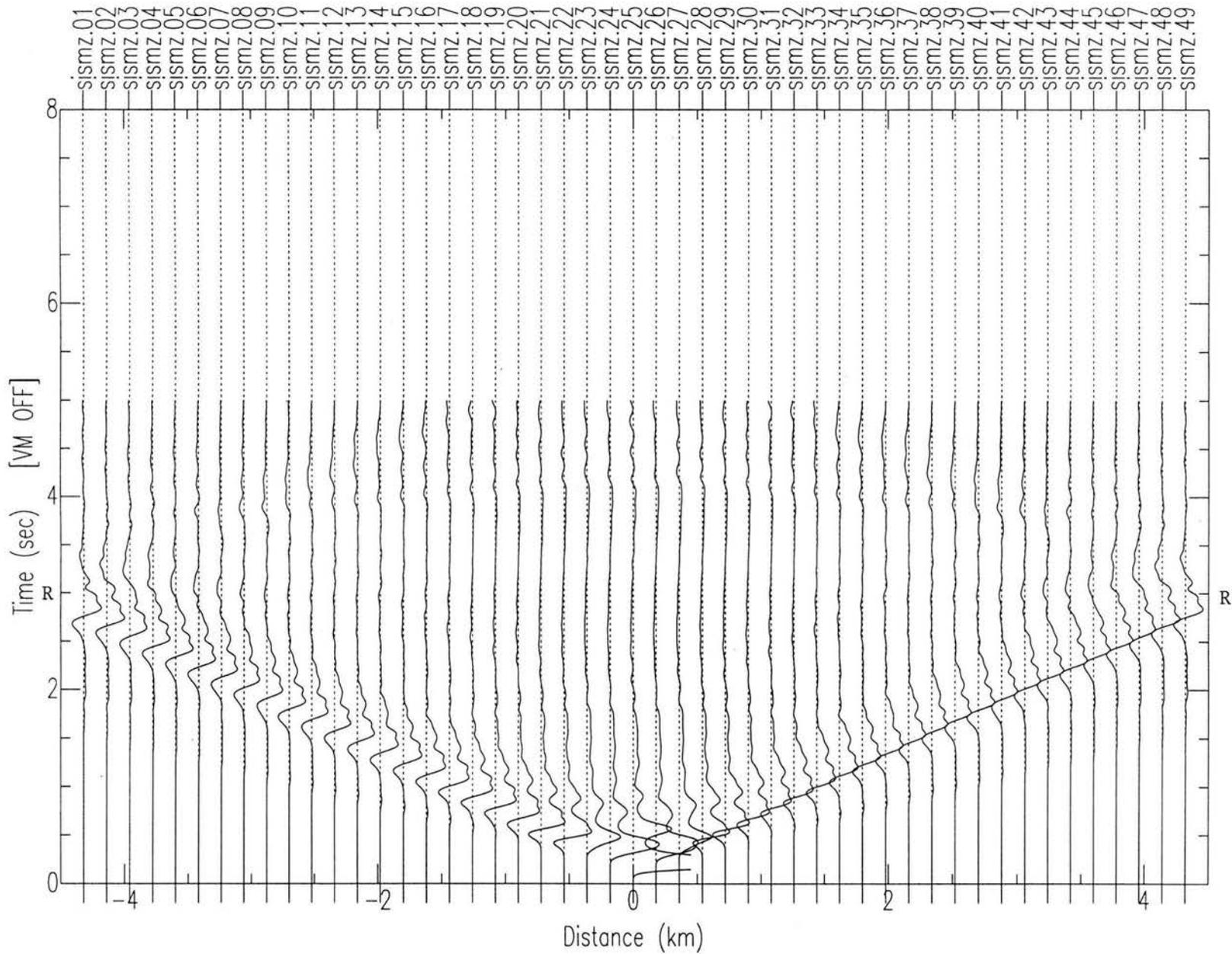


FIGURA 3.21. b) Sismogramas sintéticos para el modelo de fuerza vertical en el cráter, sin incluir la presencia del cuerpo magmático. Componentes verticales.

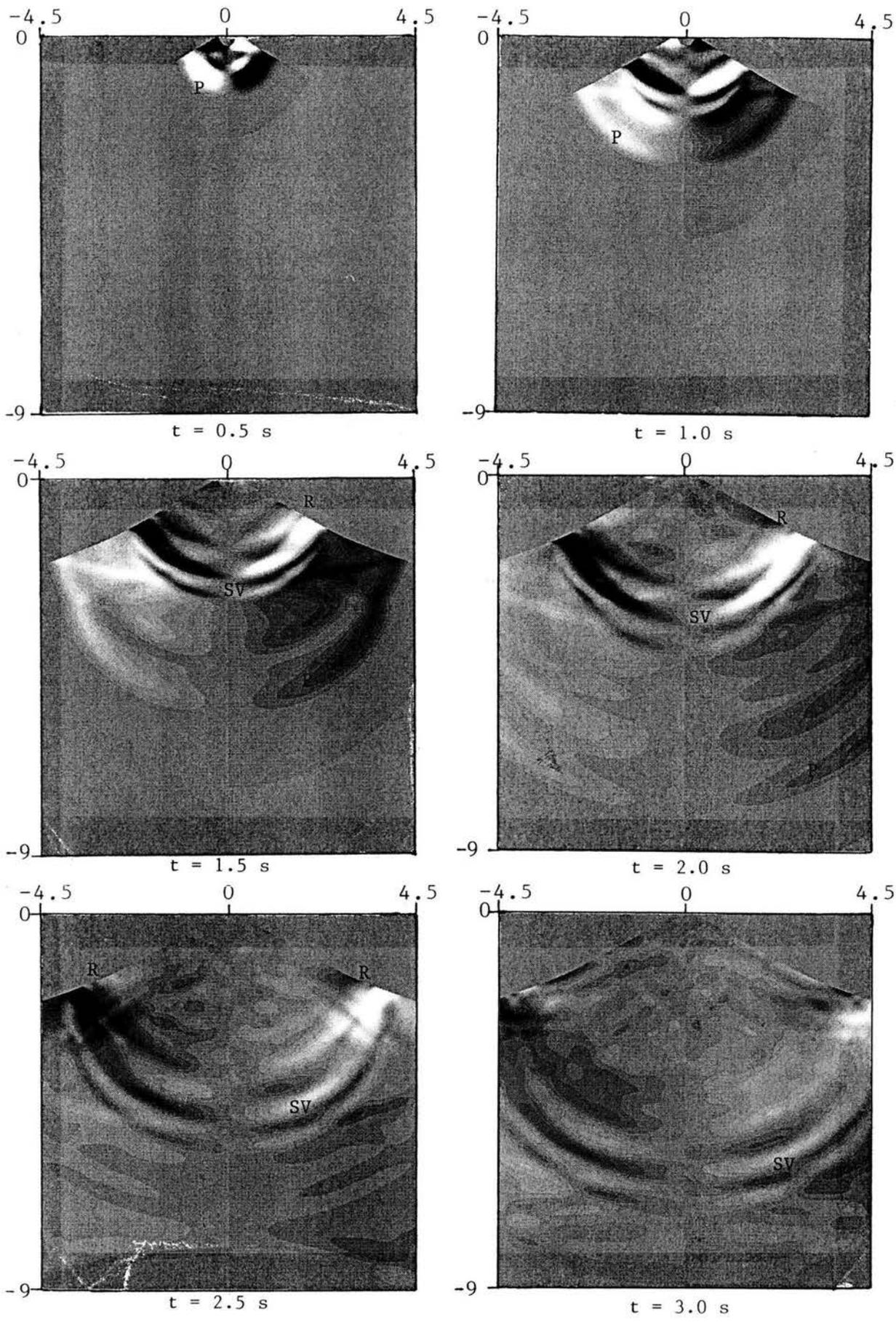


Figura 3.22) Instantáneas del estado de velocidades para el modelo donde se aplica una fuerza vertical sin la presencia de un cuerpo magmático. Componente radial.

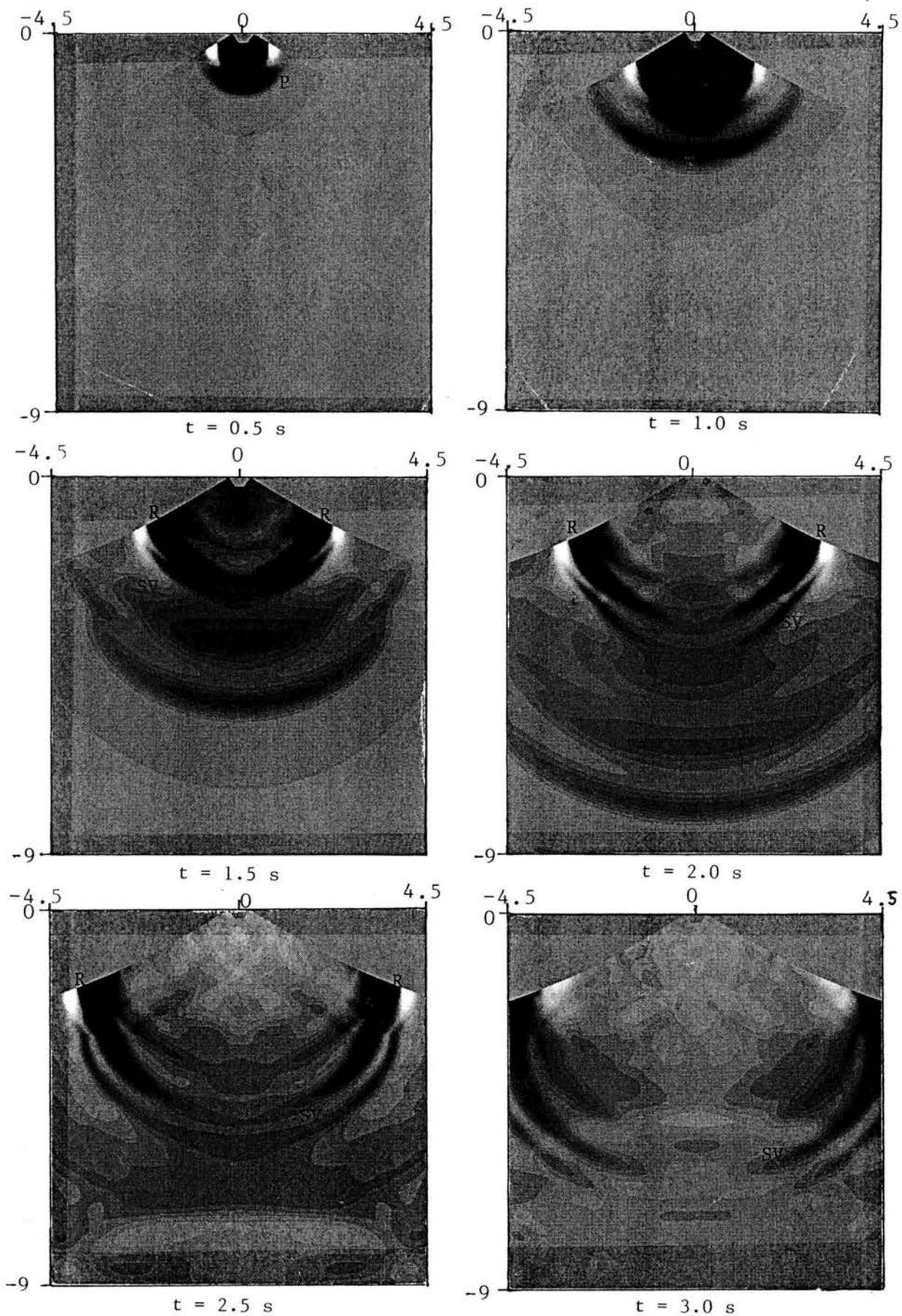


Figura 3.23) Instantáneas del estado de velocidades para el modelo donde se aplica una fuerza vertical sin la presencia de un cuerpo magmático. Componente vertical.

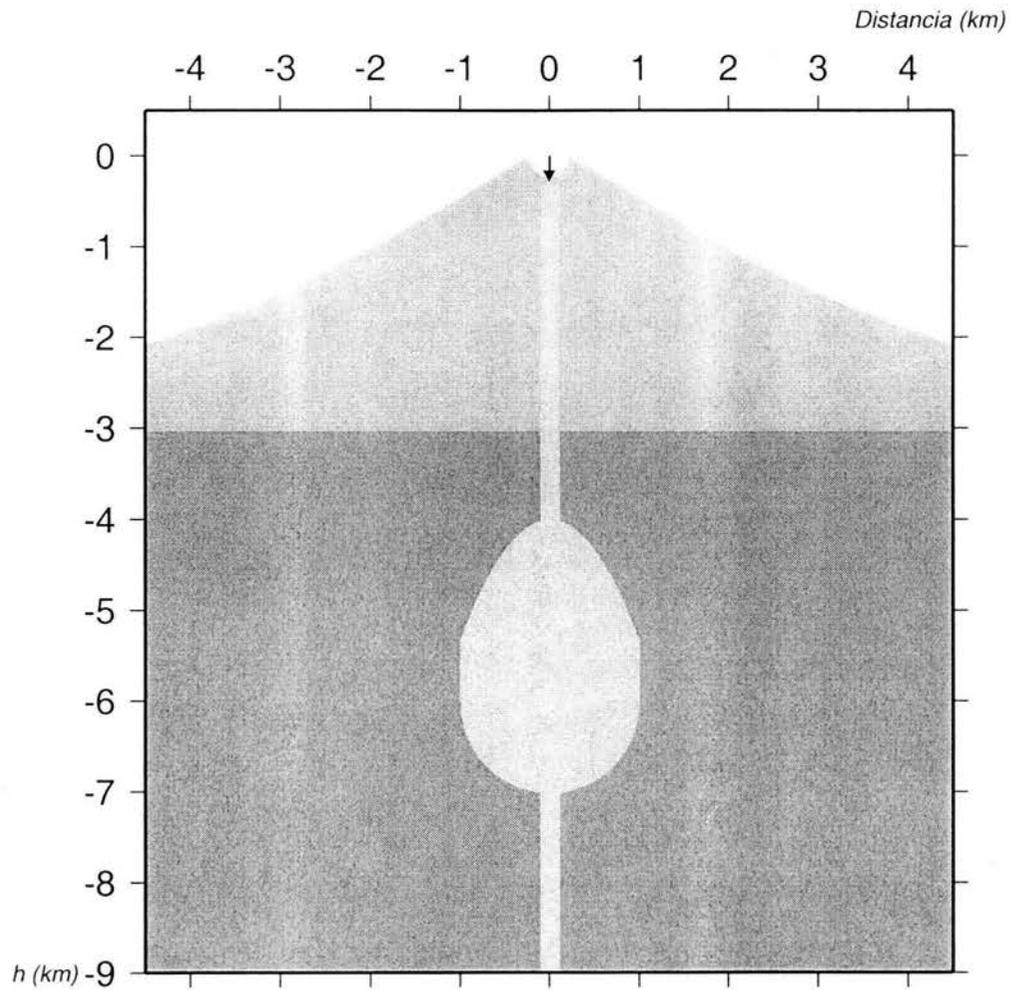


FIGURA 3.24. Modelo para fuerza vertical en el cráter que incluye la presencia del cuerpo magmático. Las propiedades del pulso de gaussiano son las mismas que para el modelo de fuerza vertical en el cráter sin la presencia del cuerpo magmático.

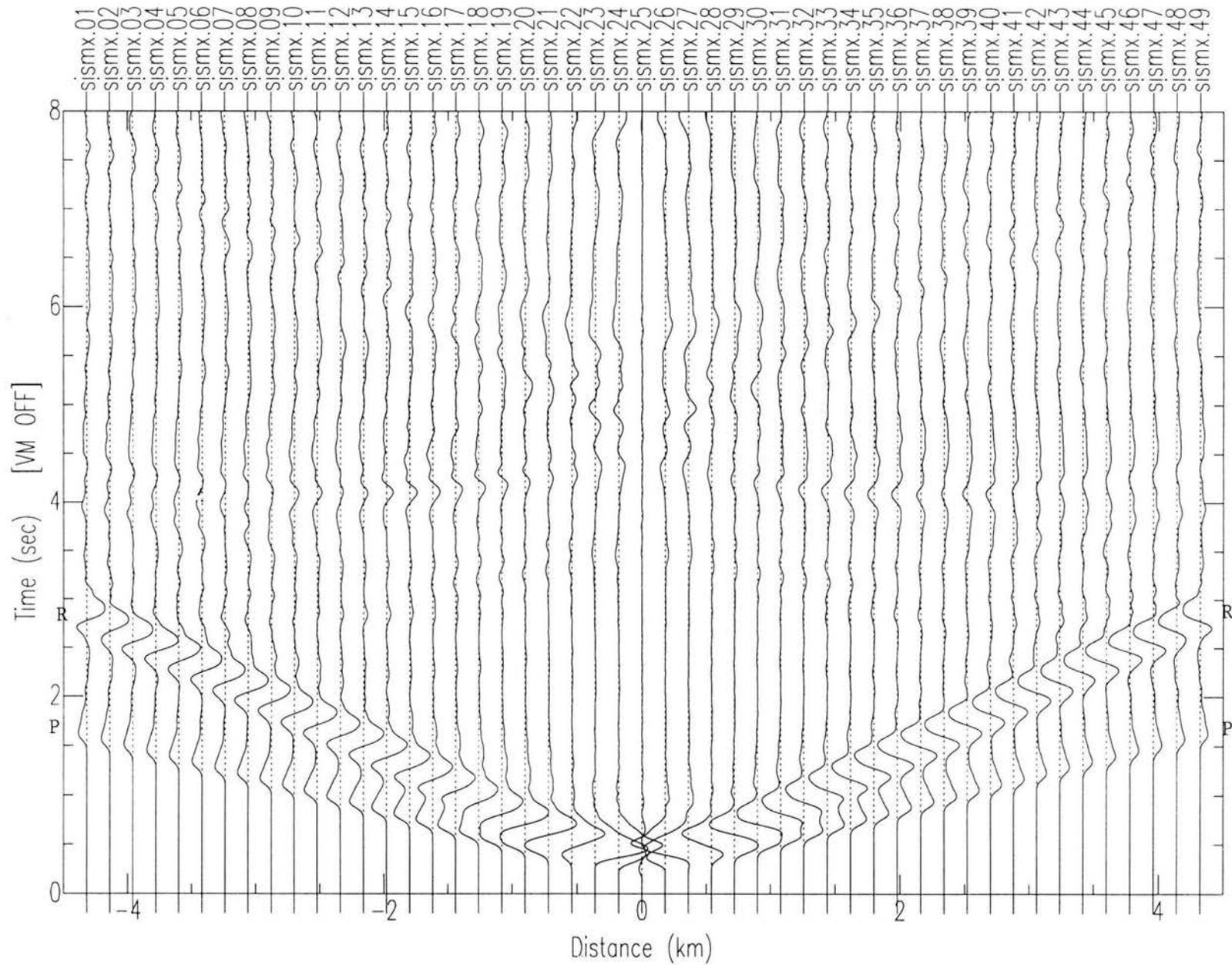


Figura 3.25 a) Sismogramas sintéticos para el modelo donde se aplica una fuerza vertical en el cráter, incluyendo la presencia del cuerpo magmático. Componentes radiales.

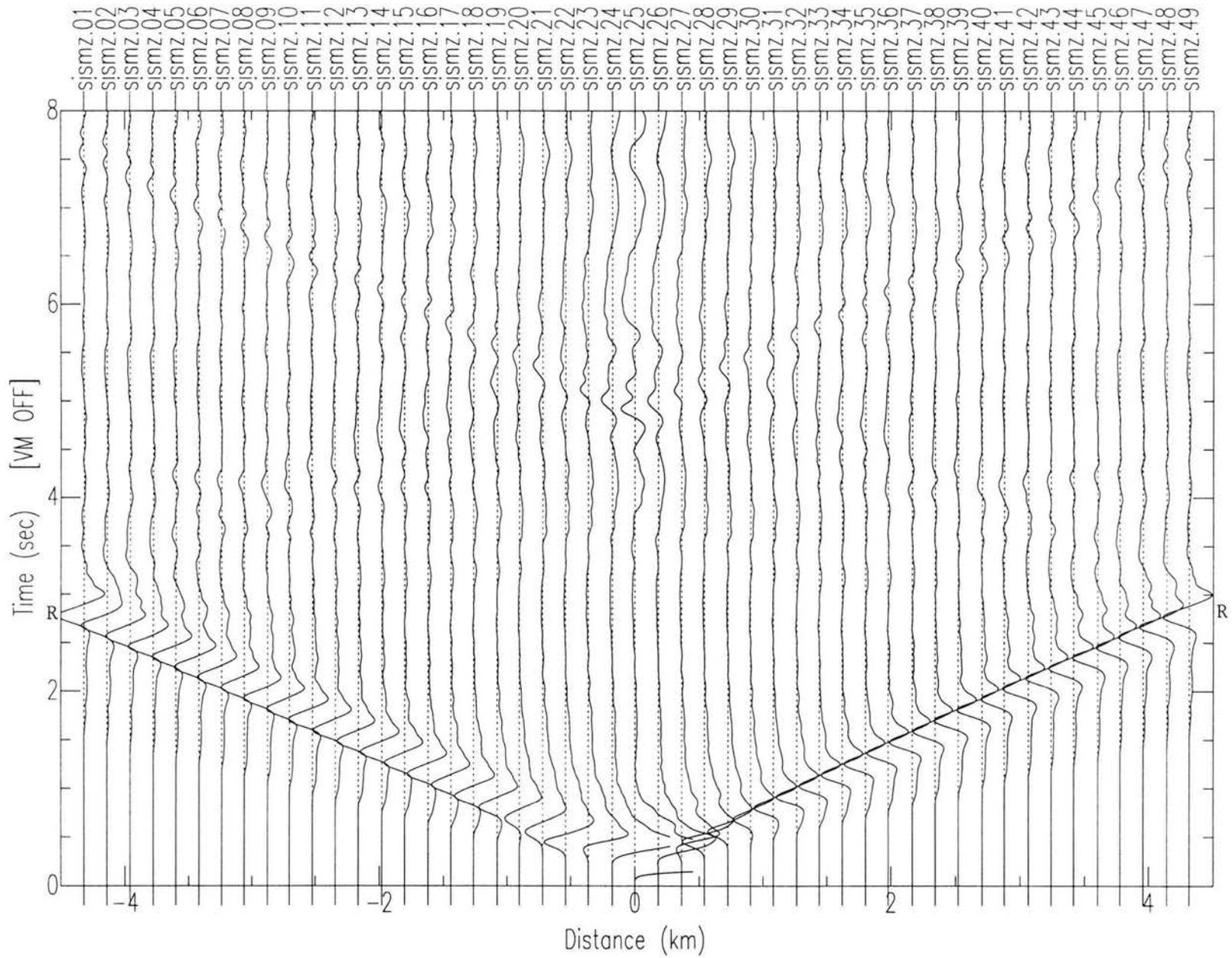


Figura 3.25 b) Sismogramas sintéticos para el modelo donde se aplica una fuerza vertical en el cráter, incluyendo la presencia del cuerpo magmático. Componentes verticales.

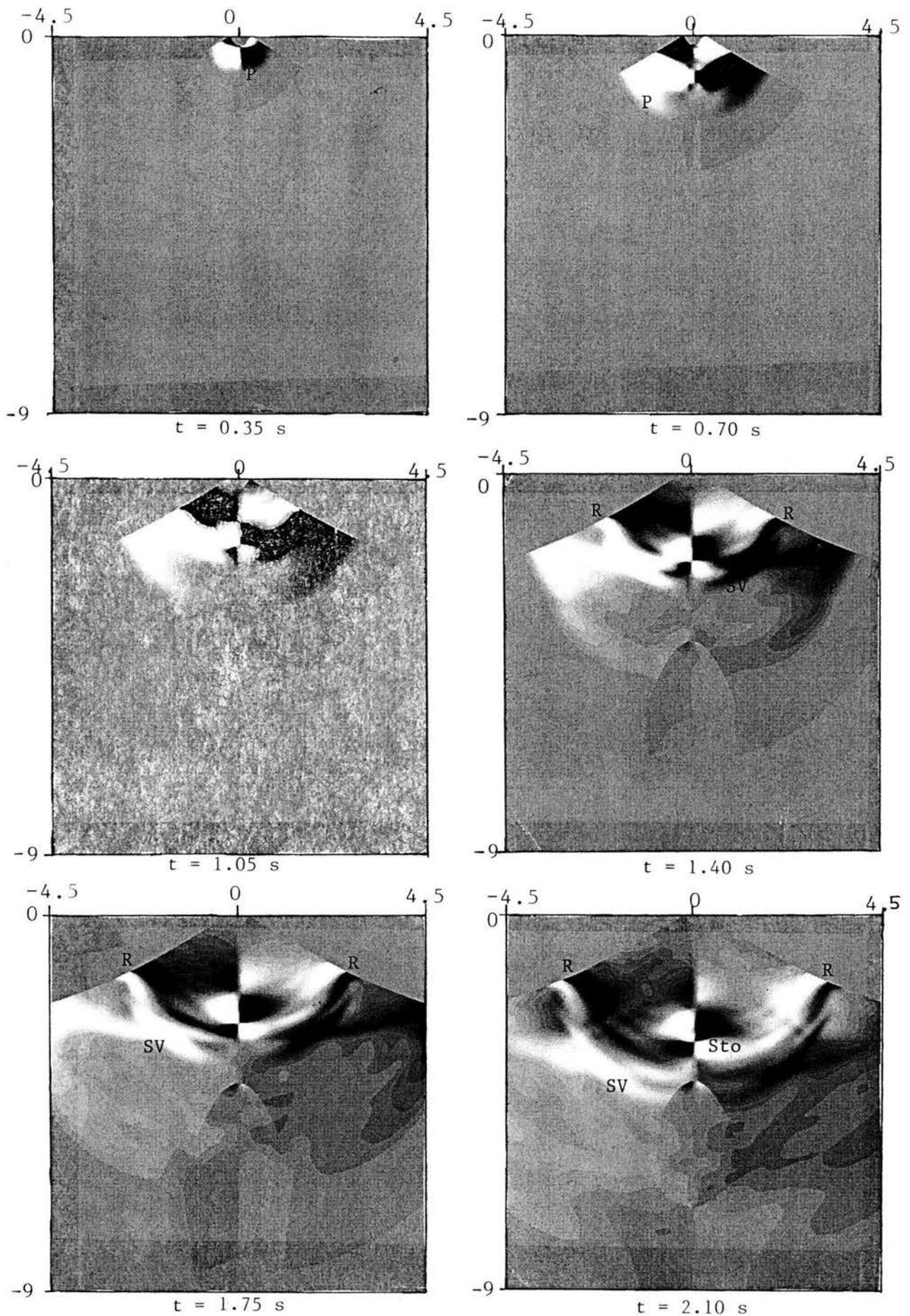


Figura 3.26) Instantáneas del estado de velocidades para el modelo donde se aplica una fuerza vertical con la presencia de un cuerpo magmático. Componente radial.

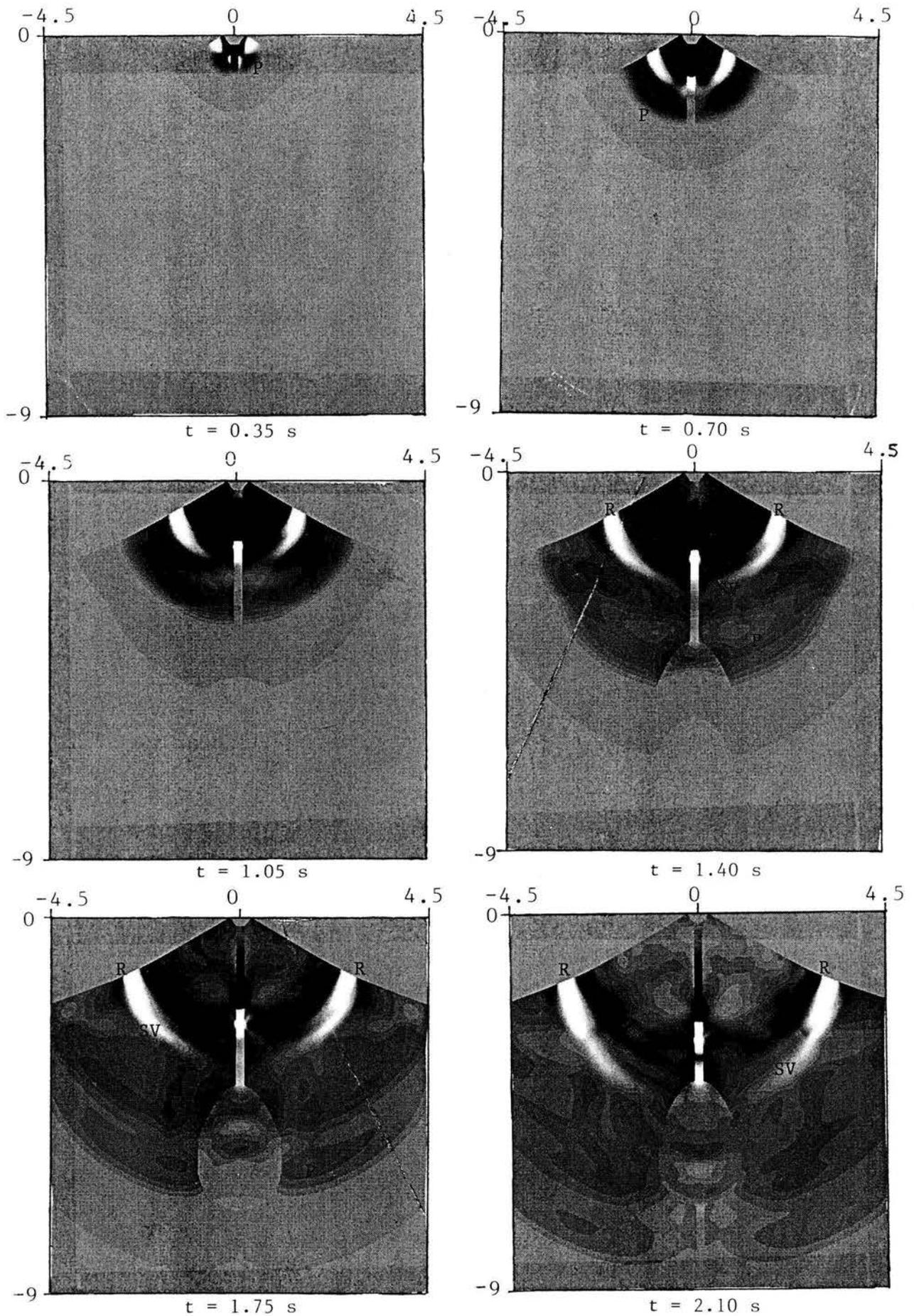


Figura 3.27) Instantáneas del estado de velocidades para el modelo donde se aplica una fuerza vertical con la presencia de un cuerpo magmático. Componente vertical.

3.6 Comentarios finales.-

De acuerdo con los resultados presentados en este capítulo, se pueden hacer algunos comentarios acerca de las posibles fases observables en registros volcánicos. Aunque se ha utilizado una fuente sencilla, se ha demostrado que la onda inicial sufre fuertes modificaciones tanto por la topografía volcánica como por la presencia del cuerpo magmático. Como bien se sabe, las señales contenidas en eventos volcánicos son interpretadas como una combinación de fuente y trayecto. Las simulaciones presentadas indican que los eventos volcánicos contienen una parte importante de señales que se deben al trayecto, y su complejidad refleja la complejidad de la estructura interior. Las señales incluyen fases más sencillas y algunas más difíciles de identificar. En el aspecto de la fuente es poco lo que se puede rescatar, pero fue notorio que el rango de frecuencias en las amplitudes del pulso inicial se mantiene. Existe una repartición de energía en bajas como altas frecuencias con la presencia del cuerpo magmático, lo que provoca en el espectro una separación de picos de amplitud. Lo anterior sugiere que los distintos picos observados en los espectros de eventos volcánicos tienen la posibilidad de generarse por repartición de la energía a distintas frecuencias.

A pesar de utilizar una estructura sencilla, las simulaciones presentadas contribuyen a la interpretación o identificación de las principales fases que se pudieran observar en los registros volcánicos. Como se ha visto, algunas de estas fases son independientes de la ausencia o presencia del cuerpo magmático. Las interpretaciones como lo indican las simulaciones pueden recaer en primera instancia en aquellas fases más visibles y sencillas. En este contexto, el caso de una explosión en superficie o fuerza vertical, representa el caso más sencillo en la generación y modificación de fases sísmicas en la estructura volcánica.

El método de diferencias finitas ha mostrado gran flexibilidad para modificar tanto la disposición de la fuente como el diseño de la estructura. Esto permitió utilizarlo para explorar las distintas contribuciones a los sismogramas sintéticos, contribuciones que deben estar presentes también en los registros de eventos reales. Aunque esta flexibilidad se utilizó para simular la fuente más superficial y de menor contenido de frecuencia, esto no fue suficiente para generar un evento similar a los denominados de baja frecuencia. Esto sugiere que los eventos de baja frecuencia son generados por una fuente más compleja. El tomar la hipótesis sobre la existencia de varias explosiones sucesivas (McNutt, 1986) acomoda en gran manera al método presentado en este trabajo; esto es, se puede pensar en introducir dos explosiones sucesivas con diferente frecuencia y con ello explicar la forma bimodal del espectro de frecuencias que presentan algunos eventos volcánicos.

Naturalmente el número de casos que sería posible simular al modificar las características de la estructura (geometría y propiedades mecánicas) o bien las características de la fuente (contenido frecuencial, localización) es muy grande. Sin embargo, las simulaciones presentadas indican rotundamente que el método de diferencias finitas puede ser muy útil para avanzar en la comprensión tanto de las fuentes volcánicas como de la estructura interior de un volcán.

IV SIMULACIÓN NUMÉRICA DE PROPAGACIÓN DE ONDAS SÍSMICAS EN MEDIOS LATERALMENTE HETEROGENEOS: APLICACIÓN A EFECTOS DE SITIO EN EL VALLE DE MEXICO

4.1 Introducción.-

En este capítulo se aborda el fenómeno del movimiento sísmico que se presenta en zonas urbanas que se asientan en estructuras de sedimentos sin consolidar. Estas estructuras geológicas se denominan también valles aluviales dentro de los estudios sismológicos y representan las zonas de mayor riesgo ante un evento sísmico. El fenómeno asociado, se manifiesta con una inusual amplificación y duración del movimiento del suelo durante el paso de las ondas sísmicas. Esencialmente el fenómeno de amplificación se debe al hecho del drástico contraste de rigidez entre la capa (o capas superficiales) y las capas subyacentes que conforman la estructura. Sumando a lo anterior, las irregularidades del subsuelo y las delimitaciones de la estructura provocan una difusión y entrapamiento de las ondas sísmicas, dando como resultado una larga duración del movimiento. Debido a la complejidad que puede representar el estudio de este fenómeno, ha sido conveniente emplear métodos numéricos con el fin de reproducir los efectos medidos en superficie. Aunque el problema abordado sería catalogado como peligro sísmico, éste provee datos que ponen en evidencia ciertas propiedades mecánicas y estructurales de los medios de propagación.

Según la experiencia de diversos desastres asociados con terremotos, se ha podido observar que las ciudades afectadas en ocasiones se encuentran cercanas a la zona epicentral y en otras se encuentran alejadas de ella. En cualquiera de los dos casos se ha experimentado el inusual movimiento sísmico. Ejemplos de zonas cercanas al epicentro que han experimentado este fenómeno son las ciudades de Kobe, Japón, y San Francisco, E. U. Para zonas urbanas en las lejanías del epicentro están el Valle de Parkway, Nueva Zelanda y nuestra Ciudad de México. Los estudios aplicados para la comprensión del movimiento del suelo son válidos para las dos zonas. Entre estas aplicaciones están los estudios de propagación de ondas sísmicas, que en su mayoría, contemplan la incidencia de ondas de cuerpo. Según estos análisis, las ondas de cuerpo (especialmente ondas S) pueden incidir en el valle o cuenca y generar el fenómeno de amplificación antes mencionado. Sumado a esto y debido a que la estructura que recibe a las ondas es finita, se tiene entonces un entrapamiento de energía dentro de ella, tal como sucedería en una tina con agua que recibe la caída de un objeto. Esta explicación ha sido válida para zonas epicentrales a partir de la observación de los registros y de los testimonios de habitantes de tales zonas (los testimonios en este caso también toman importancia debido a que el movimiento sísmico es muy palpable por el hombre). Por ejemplo, para algunos terremotos ocurridos en Japón, se ha testiguado un movimiento vertical inicial, al que le siguen los fuertes movimientos horizontales. Los científicos japoneses han interpretado este movimiento como una llegada normal y sucesiva de las ondas de cuerpo P y S, al que le sigue una duración de movimiento causado por el entrapamiento antes mencionado.

Para el caso de zonas más alejadas, es de esperarse la llegada de las mismas ondas de cuerpo, pero en este caso la incidencia de tales ondas es muy diferente y además de esto, aparecen las ondas superficiales que superan en amplitud y duración a las dos primeras. En efecto, según las observaciones, el registro característico del movimiento del suelo está dominado por ondas superficiales, especialmente, como se mencionó en la introducción general, de ondas de Rayleigh. El dominio en el registro de las ondas superficiales se debe al hecho de la enorme relación entre la distancia epicentral y la profundidad focal (ya que como se sabe, una pequeña relación de estas dos cantidades se refleja en una ausencia de ondas superficiales). Con esto, los estudios sismológicos acerca del movimiento sísmico y sus derivadas interpretaciones, deben de tomar en cuenta la propagación de estas ondas superficiales, que en principio, poseen un sustento teórico más complicado comparado con las ondas de cuerpo. A partir de lo anterior, es de esperarse que para zonas alejadas a la zona epicentral, el alcanzar una interpretación clara como en el caso de zonas cercanas al epicentro, requiere de hipótesis adicionales que se sustenten en el tema de propagación de ondas superficiales.

Las hipótesis para explicar el inusual movimiento en zonas urbanas a partir de ondas de cuerpo, suponen que la incidencia de una onda sísmica, en especial onda S, que contenga una frecuencia similar a la frecuencia natural de la capa superior del valle, producirá una eficiente amplificación debido a la concordancia de frecuencias. Esto es lo que en la disciplina del estudio del movimiento sísmico se conoce como resonancia unidimensional o amplificación 1D. Esta hipótesis, en parte trata de explicar los movimientos del suelo para aquellas zonas alejadas del epicentro como lo es la Ciudad de México, que como se entiende por ahora, es más adecuado abordar el fenómeno con ondas superficiales. Los resultados de diversos estudios mostraron en efecto, la importancia que tiene esta amplificación 1D debida a la capa superior del Valle (ver por ejemplo Seed, *et al.*, 1988). Pero como era de esperarse, las observaciones resultaron incompletas como para explicar en su totalidad el movimiento sísmico (ver por ejemplo Kawase y Aki, 1989; Chávez-García y Bard, 1994). Por tal razón se han propuesto otras hipótesis para explicar las características del movimiento registrado en valles aluviales. Una hipótesis se describe a continuación para el Valle de México y recae finalmente en el estudio de ondas superficiales.

4.1.2 El movimiento sísmico en el Valle de México y formulación.-

La Ciudad de México es una gran zona poblada asentada sobre sedimentos sin consolidar. Esta zona también conocida como Valle de México ha sufrido de grandes eventos sísmicos. Los dos eventos que mejor se recuerdan fueron aquellos ocurridos en 1957 y recientemente en 1985. La importancia de estos dos terremotos a diferencia de otros sismos históricos, recae en el hecho de la incidencia de las ondas sísmicas a una ciudad conformada de modernas construcciones y de gran población. Como producto del impacto del sismo de 1957, se fueron creando nuevas normas de construcción que han sido revisadas y mejoradas en cada versión. La definitiva concientización sobre los estudios del movimiento sísmico se dió como producto del desastre causado por el sismo del 19 de septiembre de 1985 ($M_s = 8.1$) y su réplica al día siguiente ($M_s = 7.8$) (Singh *et al.*, 1988). A partir de entonces se han formulado una serie de explicaciones e hipótesis para descifrar el fenómeno de amplificación y duración en el suelo de la Ciudad de México.

Ordaz y Singh (1992) presentaron evidencias del fenómeno conocido como amplificación regional, es decir, el movimiento sísmico en la región epicentral presenta ya una amplificación. Lo anterior fue reportado mediante la obtención de curvas de atenuación comparadas con curvas promedio para el país. Posteriormente, Singh *et al.*, (1995), Cárdenas (1996) y Cárdenas *et al.*, (1997), buscaron delimitar espacialmente la zona de amplificación regional. Por otro lado después de la ocurrencia de los sismos de 1985, Chávez-García *et al.* (1995), reanalizaron los registros de la red acelerográfica del Valle de México, encontrando que la energía de baja frecuencia del sismo de Michoacán, se había propagado en el modo fundamental de ondas de Rayleigh. A altas frecuencias, Chávez-García *et al.* (1995) mostraron que el movimiento incluía ondas superficiales que se generaban entre la zona epicentral y el Valle de México. Estas observaciones fueron fortalecidas con el análisis de registros del sismo del 25 de abril de 1989 (Chávez-García y Roméro-Jiménez, 1996, 1998). En este estudio, se encontraron algunas fases que se generaron en una supuesta heterogeneidad lateral a 80 km al Sur de la Ciudad de México y se atribuyó, que tal heterogeneidad es la que define la frontera del Eje Volcánico en el Sur del Valle de México.

A partir de lo anterior se puede formular otra hipótesis (Chávez-García *et al.*, 1995), que sugiere que las ondas superficiales que viajan en mayor profundidad, interactúan con la resonancia de las capas más superficiales. Sísmicamente, lo anterior significaría a tener una similitud en las frecuencias de aquellas ondas que viajan en capas de mayor espesor y las frecuencias de aquellas ondas que viajan en capas de menor espesor. Lo anterior sería posible combinando un periodo corto para una velocidad alta en la capa de mayor espesor y un periodo relativamente largo para una baja velocidad en la capa superior de menor espesor. Esto sería posible debido al rango de frecuencias y velocidades de propagación que presentan las ondas superficiales.

A partir de la hipótesis anterior, queda entonces el problema de proponer un modelo numérico que satisfaga la similitud de frecuencias de propagación de las ondas de Rayleigh. Se puede pensar en el modelo más sencillo de una capa sobre un semiespacio, en el cual, se modifique la propagación debido a la presencia de una segunda capa superior irregular. Lo anterior se sustenta en la existencia de un límite de la estructura del valle, que quedaría representado por una heterogeneidad lateral que, al mismo tiempo, hace las veces de modificador del campo de ondas incidente. Por otro lado debido a que requerimos propagar ondas de Rayleigh, ha resultado conveniente reemplazar a la fuente explosiva utilizada en el capítulo anterior, por una excitación dada por ondas de Rayleigh. Esto a la vez permitirá la incidencia-propagación de modos aislados. Con esto se buscará explicar los fenómenos de amplificación y duración del movimiento sísmico en el Valle de México mediante la propagación de ondas de Rayleigh ante heterogeneidades laterales de velocidad.

4.2 Método de excitación.-

Las ondas superficiales se generan como producto de la interacción de ondas de cuerpo con la superficie terrestre y otras discontinuidades existentes en la corteza. Las ondas Love comprenden sólo la interacción de la onda SH y requiere al menos una discontinuidad interior. Las ondas de Rayleigh comprenden la interacción de las ondas P y SV, y su propagación se puede dar en los casos de la ausencia de discontinuidades interiores (semiespacio) y en la presencia de una o más discontinuidades. Las ondas superficiales se forman de interferencias constructivas de las ondas de cuerpo. Los detalles para el análisis teórico de las ondas superficiales puede consultarse en Jardezky y Press (1957); Aki y Richards (1980); Lay y Wallace (1997) y Shearer (1999) entre otros.

La aplicación del método numérico requiere en primer lugar de la excitación y su posterior propagación como se ha mostrado en los capítulos anteriores. En este caso se requiere propagar ondas de Rayleigh en modos aislados para estudiar sus cambios ante heterogeneidades laterales. Este requisito va más allá de los métodos numéricos tradicionales en diferencias finitas para la iniciación del movimiento. La excitación requerida puede lograrse introduciendo la solución de los desplazamientos de onda Rayleigh en la malla de diferencias finitas. Para obtener estas soluciones, se puede utilizar un método de cálculo tradicional y eficiente como son los programas de Herrmann (1987) que tienen amplio uso en la actualidad.

Para introducir la excitación se modificó el programa de diferencias finitas, sustituyendo la fuente puntual explosiva por dos columnas de excitación contiguas en la malla. La utilización de dos columnas contiguas, está determinado por la posición alternada de las velocidades V_x y V_z de la Figura 2.1 y por el cálculo de tipo explícito del esquema numérico. Así, la “alimentación” en el tiempo de las velocidades-columna $[(V_{ij}, V_{i+1,j}), \text{ para toda } j]$, permite calcular explícitamente los esfuerzos mediante las ecuaciones (2.2c-e) y complementar el esquema con el cálculo de velocidades mediante las ecuaciones (2.2a,b). Con esto se logra sustituir en el esquema numérico el cálculo explícito a partir de esfuerzos normales puntuales, por un cálculo explícito a partir de velocidades-columna. Cabe mencionar que en la introducción de excitación por desplazamientos de onda Rayleigh y su consecuente propagación, se utilizó una superficie libre plana definida por antisimetría de esfuerzos (descrita en el Capítulo 2).

La hipótesis que se desea explorar en este trabajo requiere evaluar los efectos de la heterogeneidad local en la estratificación del valle para modos aislados de ondas Rayleigh incidentes. Por ello, se elaboró un procedimiento para simular la propagación en el Valle de México que contó con los siguientes pasos. Todos los modelos estudiados presentan variaciones laterales en los espesores de las capas sedimentarias a partir de un perfil vertical fijo en el lado izquierdo del modelo. Para ese perfil, se usa programas de modelado de ondas superficiales (Herrmann, 1987) para generar sismogramas sintéticos en todos los nodos de la malla a lo largo de las dos columnas contiguas. Los sismogramas sintéticos fueron generados especificando un único modo de ondas Rayleigh. Finalmente, se propaga con diferencias finitas ese modo único de ondas Rayleigh en la malla que incluye las heterogeneidades laterales.

4.3 Simulación en un modelo lateralmente homogéneo: Verificación del esquema híbrido.-

El modelo propuesto tiene una capa de 2 km de espesor, con velocidades de onda P de 3.0 km/s, de onda S de 1.7 km/s y una densidad de 2.0 g/cm³. Puesto que resulta conveniente partir de un modelo sencillo para el análisis de propagación de ondas de Rayleigh, a la capa anterior se adiciona un semiespacio con valores de velocidad de onda P de 5.0 km/s, onda S de 2.9 km/s y densidad de 2.4 g/cm³. Esta estructura es un modelo razonable para el centro del país.

Antes de proceder a presentar los resultados obtenidos, se presenta una de las pruebas realizadas al procedimiento de simulación. La Figura 4.1 muestra un modelo de dos capas planas, lateralmente homogéneo. El modelo contiene la capa superficial de 2 km y una capa de 18 km simulando al semiespacio. La excitación considerada fue una fuente explosiva situada a 2.5 km de profundidad, con una variación temporal en forma de pulso parabólico centrado en 3.5 s de periodo. Con esta fuente, se calcularon los sismogramas que se observarían a 20 km de la fuente, a lo largo de las dos columnas contiguas, separadas por un Δx y considerando únicamente el modo fundamental de ondas Rayleigh. Los sismogramas sintéticos en la superficie se muestran en la Figura 4.2, para los dos componentes de movimiento y sus correspondientes espectros de amplitud. A continuación, se usan las dos columnas de sismogramas sintéticos como excitación al programa de diferencias finitas 2D. La sección sísmica generada se muestra en la Figura 4.3 para ambos componentes.

Para verificar que el cálculo de la propagación con diferencias finitas fuera correcto, las Figuras 4.4 y 4.5 muestran comparaciones de los sismogramas sintéticos generados con diferencias finitas a partir de la excitación dada a los 20 km, con los sismogramas sintéticos generados con los programas de Herrmann (1987) directamente a 31 y 42 km de distancia de la fuente. Las pequeñas diferencias que se observan en las amplitudes de las señales se deben a que los desplazamientos del modo fundamental no son cero (aunque son valores muy pequeños) en la frontera inferior del modelo.

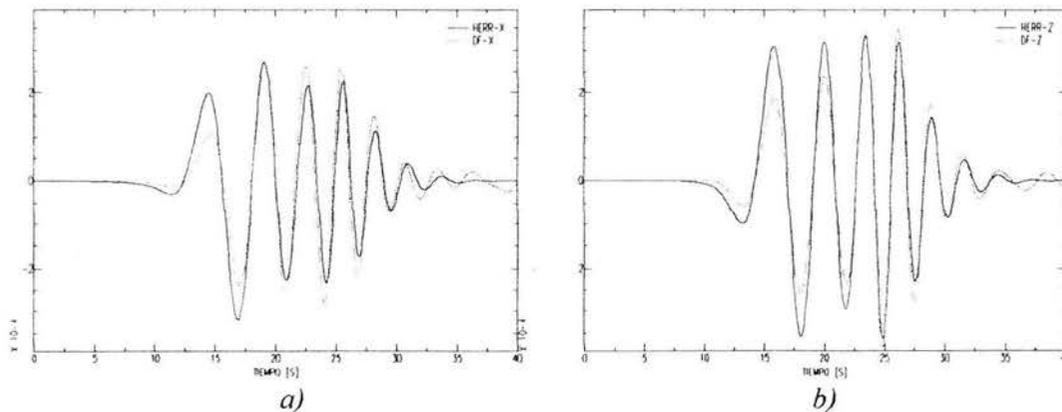


Figura 4.4 Comparación de los sismogramas sintéticos obtenidos con propagación en diferencias finitas y los calculados con los programas de Herrmann para una distancia de 31 km. a) Componente horizontal. b) Componente vertical.

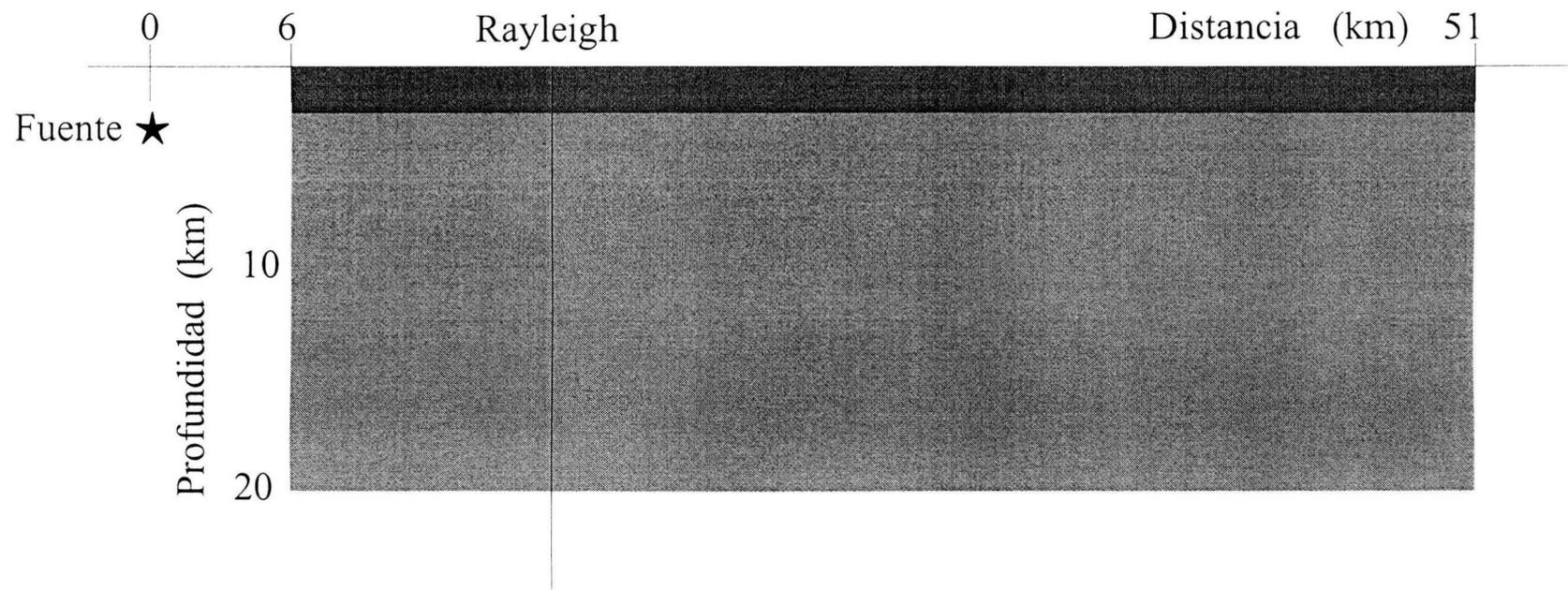


Figura 4.1 Modelo lateralmente homogéneo para comprobar el procedimiento de excitación. La capa tiene un espesor de 2 km. Los sismogramas sintéticos se calculan a una distancia de 20 km, a partir de la cual se propaga con diferencias finitas.

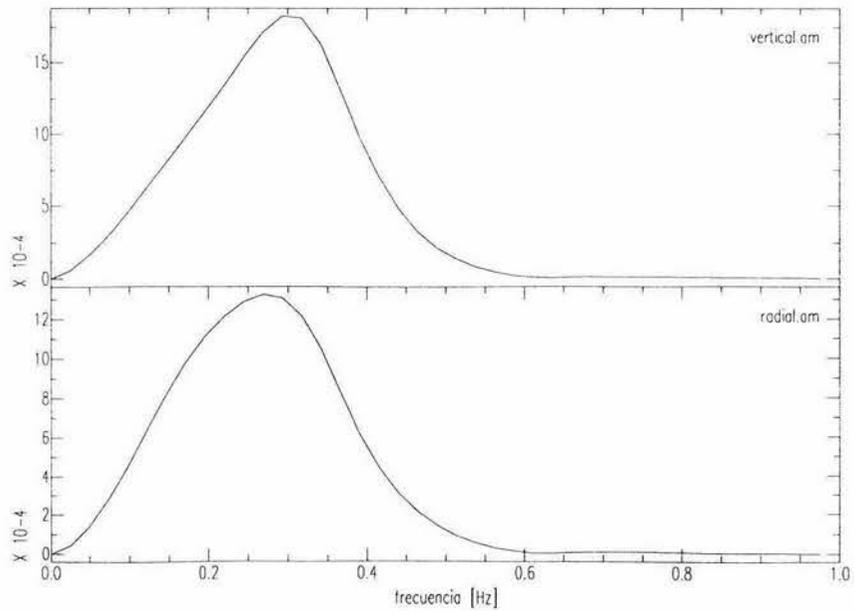
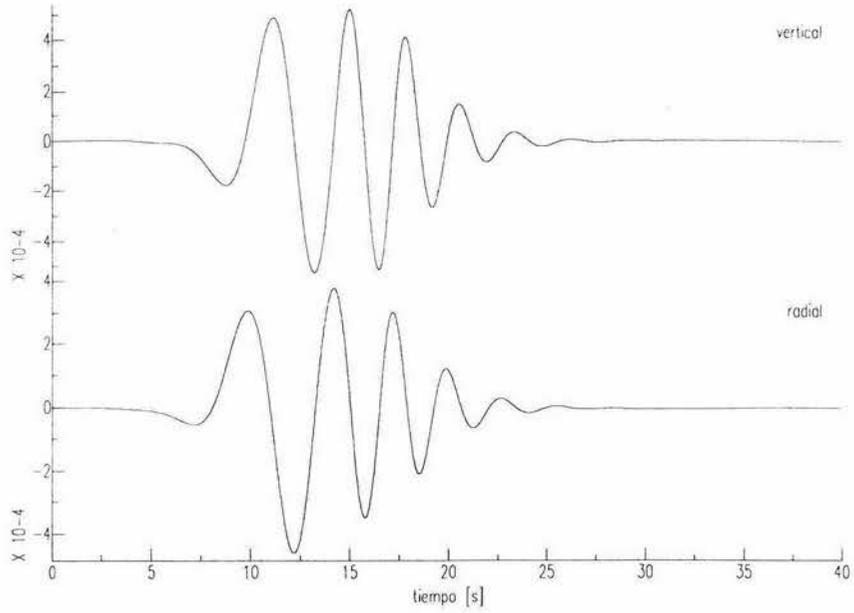
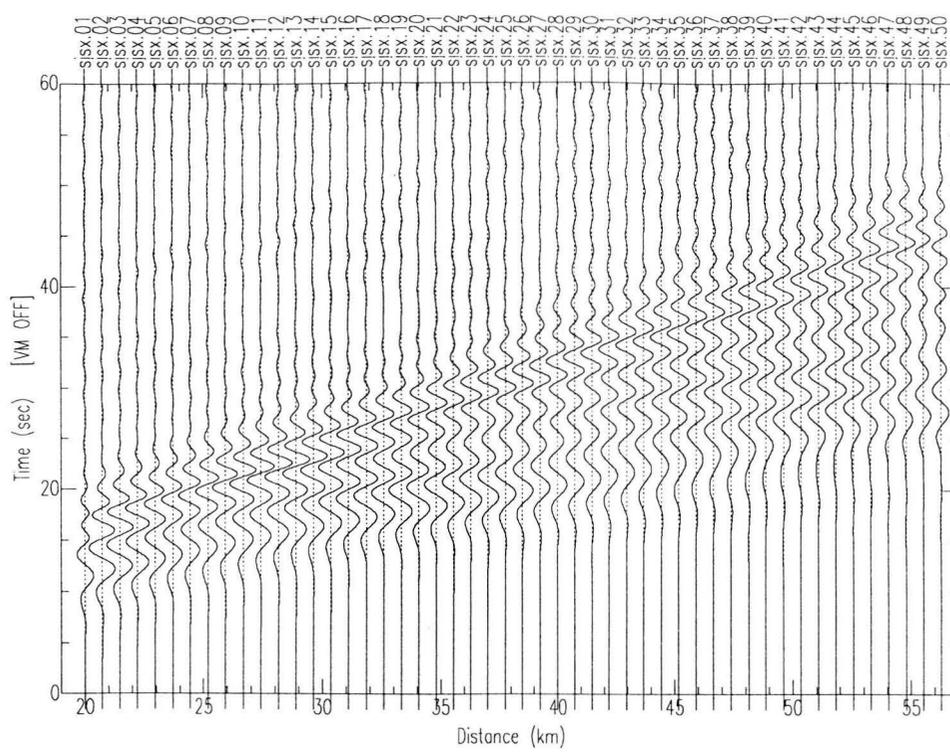
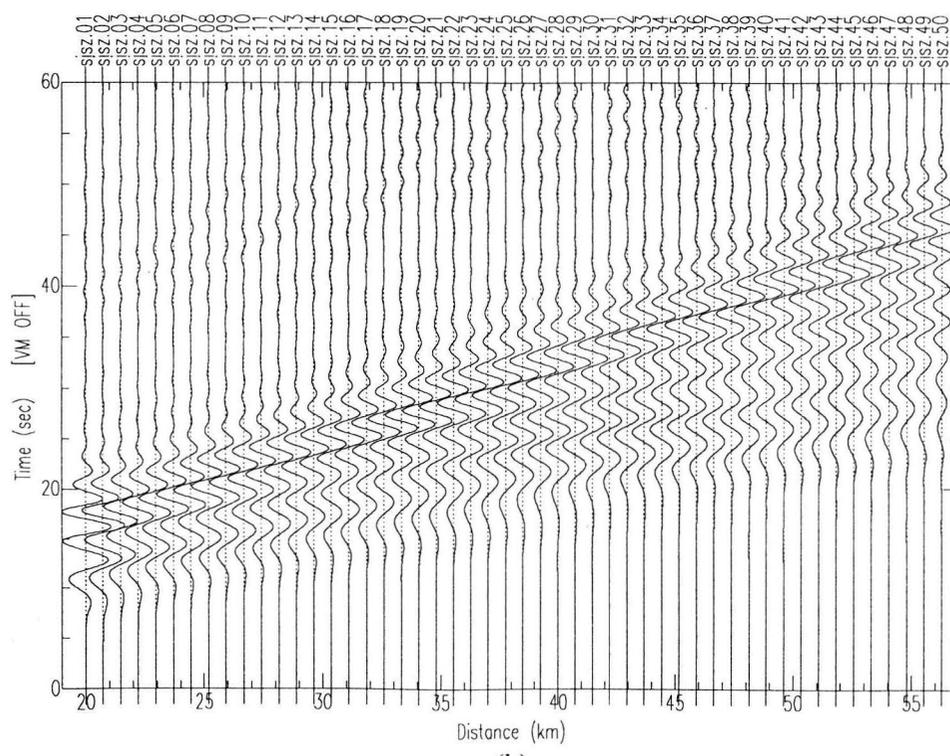


Figura 4.2 Sismogramas sintéticos calculados en la superficie libre a una distancia de 20 km para el modelo de la Figura 4.1, y sus correspondientes espectros de amplitud. La fuente utilizada para el cálculo de Herrman (1987) fue una fuente explosiva con forma de pulso parabólico.



(a)



(b)

Figura 4.3 sismogramas sintéticos obtenidos de la propagación con diferencias finitas para el modelo de la Figura 4.1. a) Componente radial. b) Componente vertical

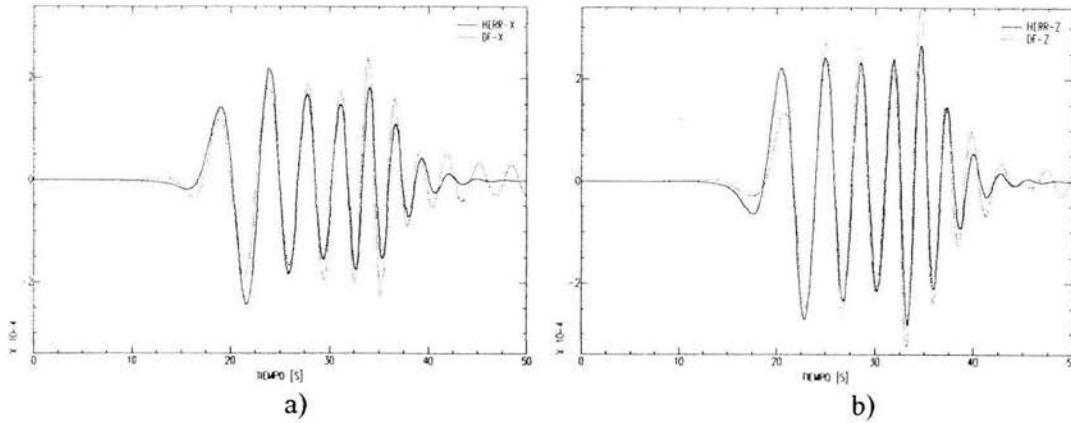


Figura 4.5 Comparación de los sismogramas sintéticos obtenidos con propagación en diferencias finitas y los calculados con los programas de Herrmann para una distancia de 42 km. a) Componente horizontal. b) Componente vertical.

Los resultados anteriores muestran que el procedimiento para excitar la malla de diferencias finitas usando sintéticos generados para un modo aislado funciona adecuadamente. En los siguientes párrafos se presentan los resultados para los modelos lateralmente heterogéneos para los cuales ya no es posible generar resultados con los programas de Herrmann (1987).

4.4 Simulación ante heterogeneidad lateral: Modo fundamental y primer modo superior.-

Los modelos utilizados se construyeron tomando en cuenta la información disponible sobre la estructura geológica y las propiedades del subsuelo del Valle de México. El modelo básico fue el mostrado en la Figura 4.1, consiste de una capa de sedimentos sobre un semiespacio. Sobre este modelo, se agrega una tercera capa sedimentaria superficial que presenta variaciones laterales de espesor a lo largo del modelo. Esas variaciones son muy lentas, sin discontinuidades abruptas, tal como se considera sucede en la realidad. Uno de los parámetros importantes al construir el modelo fue el valor de periodo dominante en cada punto de la superficie, dada la estratificación bajo ese punto. En efecto, ya se ha mencionado que una de las condiciones requeridas para la interacción entre las ondas Rayleigh y la resonancia 1D parece ser la coincidencia entre el periodo dominante de la señal incidente y el periodo dominante de la estratigrafía 1D bajo la zona de lago.

El primer modelo utilizado se muestra en la Figura 4.6. Se trata de un modelo muy similar al modelo de prueba mostrado en la Figura 4.1, pero ahora incluye una capa superficial irregular. La malla mide 58.5 km en la dirección horizontal y 20 km en la dirección vertical. La capa irregular en el modelo aumenta progresivamente de espesor a partir de un espesor nulo en el punto $x = 30$ km, hasta el punto $x = 32$ km, para después continuar hasta la frontera derecha del modelo con espesor de 0.445 km. Sus propiedades son: $\alpha = 2.5$ km/s, $\beta = 0.5$ km/s y $\rho = 1.6$ g/cm³. De esta forma, esta capa presenta resonancia a la frecuencia de 0.28 Hz ($=\beta/4H$), que coincide con la frecuencia dominante del pulso incidente. La excitación corresponde a sismogramas sintéticos generados para el modo fundamental de ondas Rayleigh a una distancia de 20 km de una fuente explosiva.

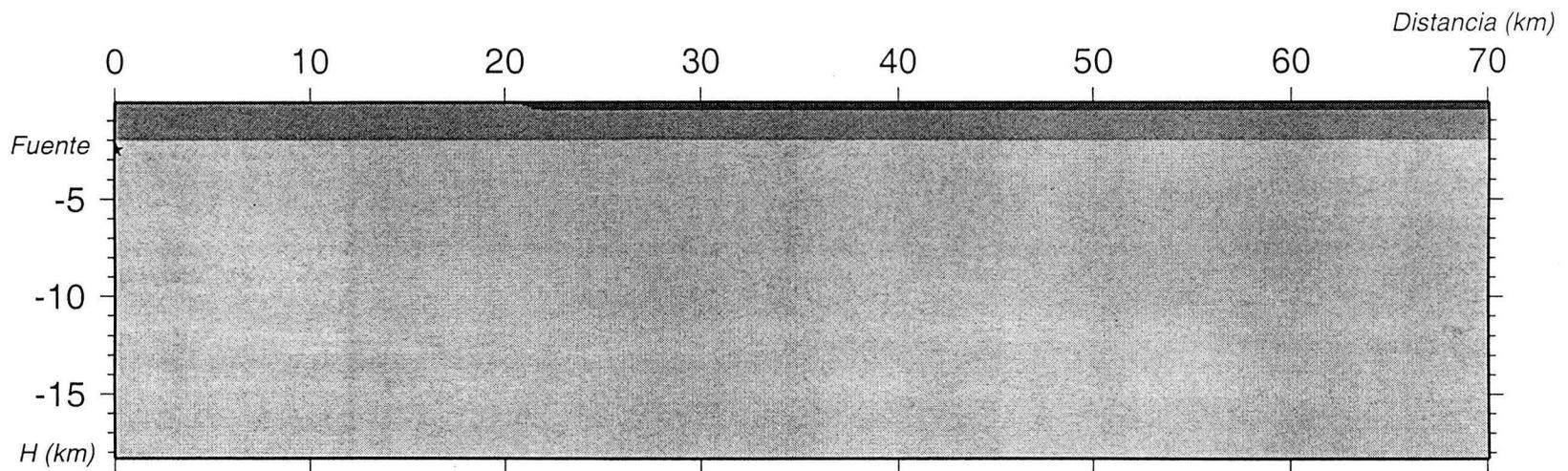


Figura 4.6 Modelo con heterogeneidad lateral utilizado para propagar modos aislados. La excitación se encuentra nuevamente a 20 km de una fuente puntual parabólica. La capa superior aumenta su espesor de 0 a 445 m en un rango de 2 km.

Los resultados se muestran en la Figura 4.7. Es notable el efecto de la delgada capa blanda superficial en el modo fundamental de ondas Rayleigh. El componente horizontal incrementa considerablemente su amplitud y duración. Estos cambios son mucho menos notables en el componente vertical. A distancias entre 60 y 70 km de la fuente, el componente horizontal sugiere la presencia de dos trenes de ondas superficiales con distintas velocidades. La medición sobre la sección sísmica de las velocidades de fase arroja los valores de 2.01 y 1.53 km/s para estos dos grupos de onda. La Figura 4.8 muestra las curvas de dispersión de velocidades de fase y grupo que se pueden calcular para un modelo estratificado correspondiente a la parte derecha del modelo de la Figura 4.6, esto es, incluyendo la capa blanda superficial. Podemos observar que las velocidades de fase medidas en la sección sísmica corresponden a las velocidades teóricas para el modo fundamental y el primer modo superior de ondas Rayleigh. Nuestro cálculo indica entonces, que el modo fundamental de ondas Rayleigh, al interactuar con la heterogeneidad lateral trasladó parte de su energía al primer modo superior de la estructura derecha del modelo. El importante incremento en la duración de la señal resulta de la superposición de dos trenes de onda propagándose con distintas velocidades.

Otra forma de evidenciar y evaluar el impacto de la presencia de la capa superficial irregular en el modelo es comparar los sismogramas obtenidos del cálculo de diferencias finitas con los esperados en ausencia de esa capa. Las Figuras 4.9 y 4.10 muestran los dos componentes de los sismogramas sintéticos calculados para esas dos condiciones. Como ya se mencionó, el componente vertical es poco afectado por la capa irregular. A 40 km de la fuente los sismogramas son similares en términos de amplitud máxima y duración. A una distancia de 50 km de la fuente, las diferencias son más claras. La distribución de la energía en el tiempo ha cambiado y el máximo de la traza se ha desplazado a tiempos mayores. Sin embargo, las amplitudes se mantienen similares en ambos cálculos. Los componentes horizontales, en cambio, presentan diferencias muy importantes entre sí. A 40 km de la fuente la duración de los pulsos principales difiere poco entre ambos cálculos, pero la amplitud registra una diferencia de un factor de 4. A la distancia de 50 km, las amplitudes máximas del cálculo que incluye la capa irregular han disminuido. Esto se debe a que la energía comienza a distribuirse en un intervalo de tiempo mayor, aumentando considerablemente la duración de la señal, al separarse dos pulsos independientes de ondas Rayleigh, el correspondiente al modo fundamental y el correspondiente al primer modo superior.

Veamos ahora los resultados que se obtienen para el modelo de la Figura 4.6, usando como excitación sismogramas generados únicamente con el primer modo superior. Las secciones sísmicas resultantes para los dos componentes del movimiento se muestran en la Figura 4.11. El incremento en la duración del movimiento sísmico que se observa en la capa blanda irregular es mucho mayor que el que se observó para el modo fundamental. (Figura 4.7). En el componente radial se observa un primer tren de ondas que llega al extremo derecho del modelo entre los 30 y 40 s de tiempo, y un segundo tren, con una gran duración, entre los 60 y 100 s. Sin embargo, al comparar esas trazas con las calculadas para el componente vertical, se concluye que en componente radial están confundidos varios trenes de onda con velocidades distintas. En el componente vertical se identifican cuatro trenes de onda independientes, numerados del 1 al 4. El tren de onda número 1 tiene una velocidad de grupo de 391 m/s (medida sobre la sección). Los trenes de onda 2, 3 y 4 tiene velocidades de fase de 1097 m/s, 1694 m/s y 2785 m/s respectivamente. Los pulsos 2 y 3 son más dispersivos que el pulso 4, como se observa de las diferencias de la figura entre las velocidades de fase y de grupo. En el componente radial, el pulso 4 no se observa. Los pulsos 2 y 3 aparecen confundidos en un solo tren de ondas, bien diferenciado del tren de ondas número 4. De esta forma, la gran duración del movimiento en la zona de lago se debe, en estos resultados, al traslape de dos trenes de ondas superficiales propagándose con distintas velocidades. Todas las velocidades medidas pueden identificarse en las curvas de dispersión mostradas en la Figura 4.8. Las diferentes velocidades de los pulsos descritos obedece no solamente a que se trata de distintos modos de ondas Rayleigh, sin embargo. En la Figura 4.12 se muestra el espectrograma del registro sintético, componente vertical, generado a 46 km de la fuente. Aparece claramente en esta figura que el pulso 1 (que en la traza mostrada se presenta entre 60 y 65 s) tiene un contenido de frecuencias que va de 0.4 a 1.1 Hz. Ello explica la baja velocidad del grupo que presenta ese pulso.

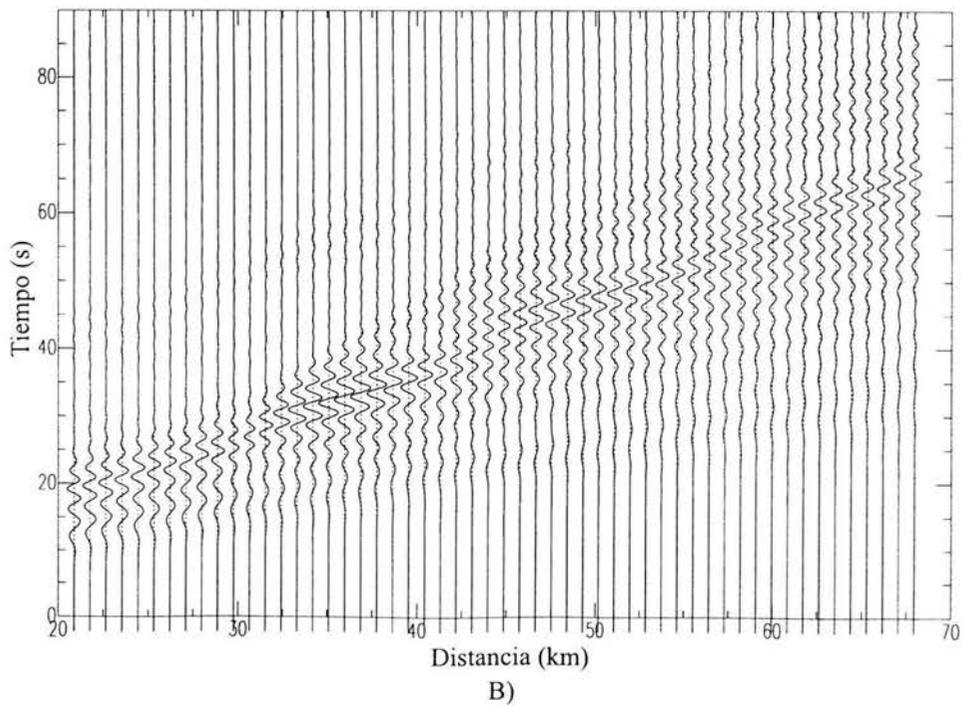
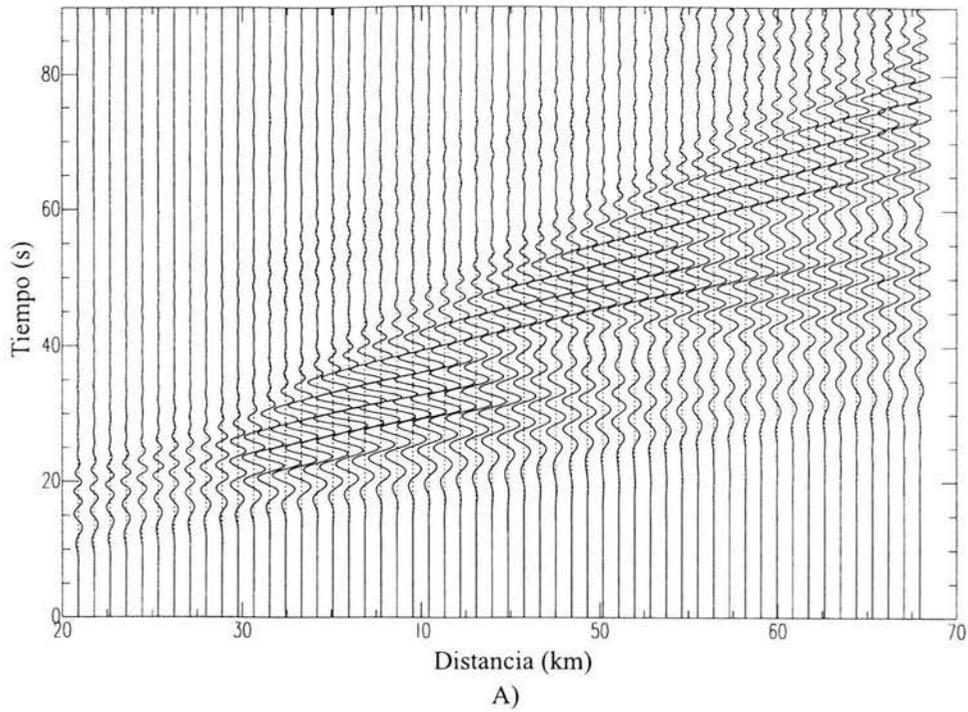


Figura 4.7 Sismogramas sintéticos para la propagación del modo fundamental de ondas de Rayleigh en el modelo con heterogeneidad lateral mostrado en la Figura 4.8. A) Componente radial. B) Componente vertical.

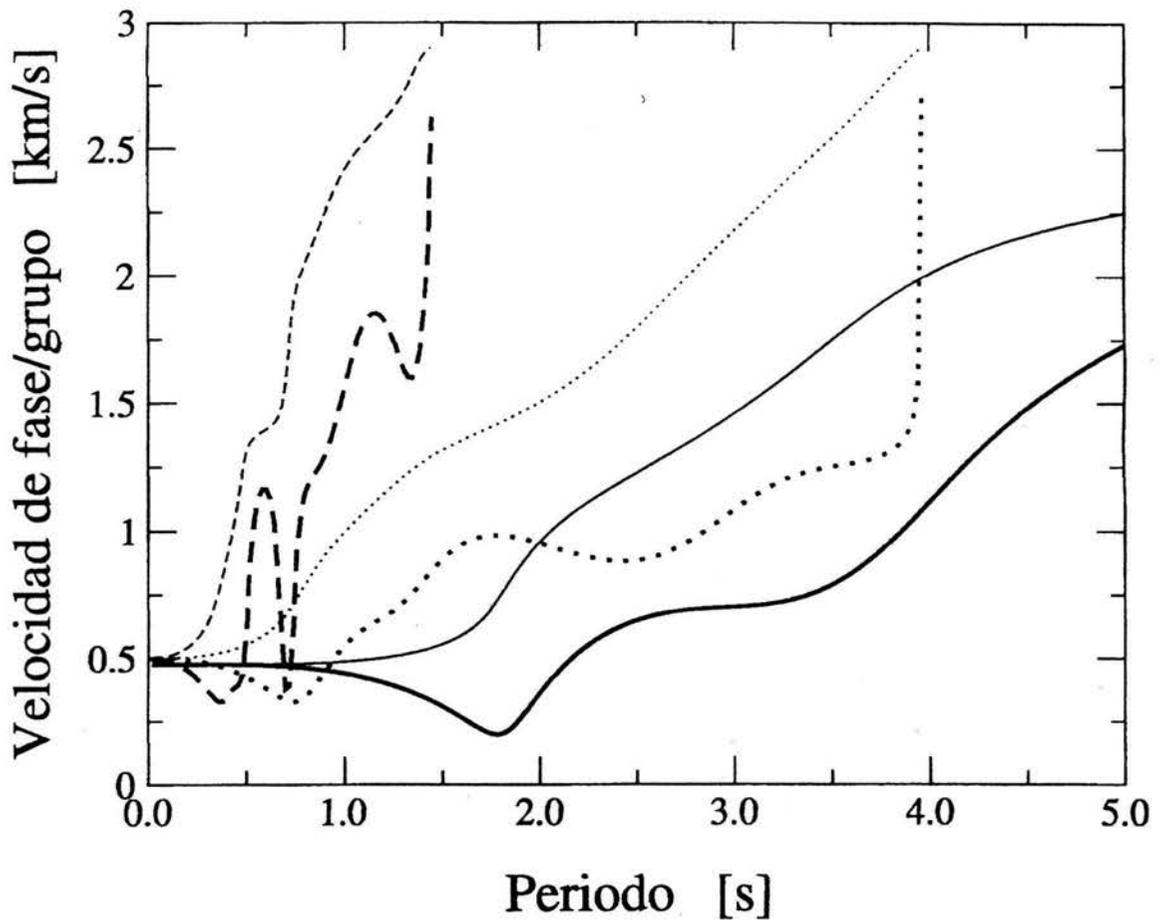


Figura 4.8 Curvas de dispersión de velocidad de fase y de grupo para ondas de Rayleigh. La secuencia de capas en el modelo utilizado para el cálculo, corresponde al borde derecho del modelo con heterogeneidad lateral mostrado en la figura 4.6. Se muestran curvas para el modo fundamental (línea continua) y los dos primeros modos superiores (líneas punteadas y discontinuas).

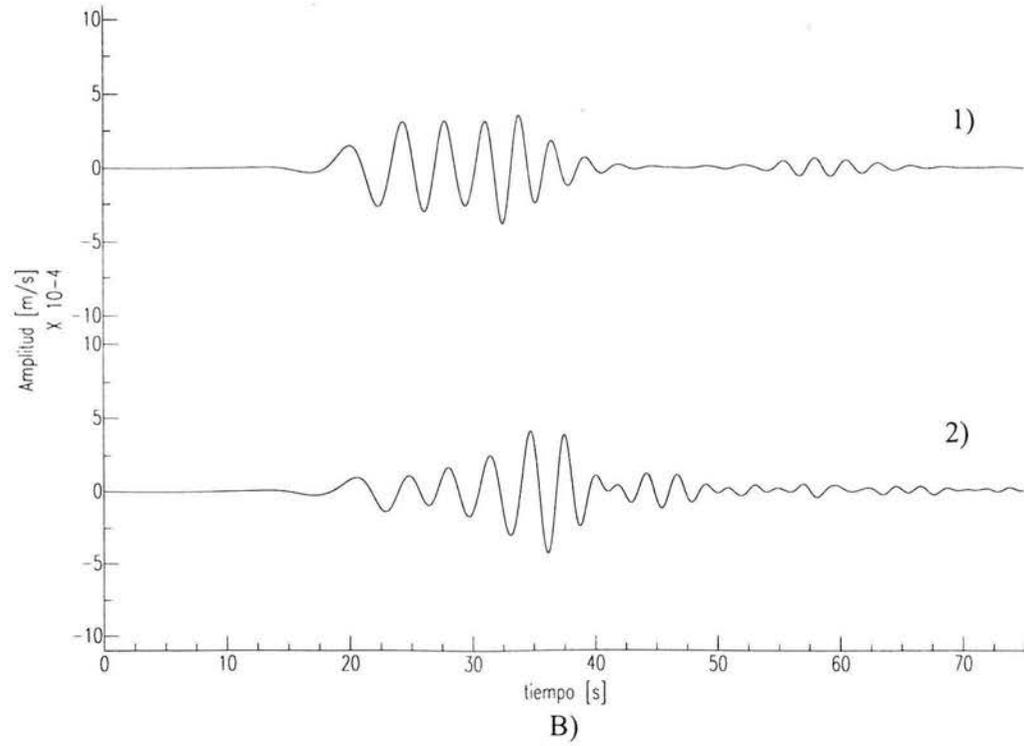
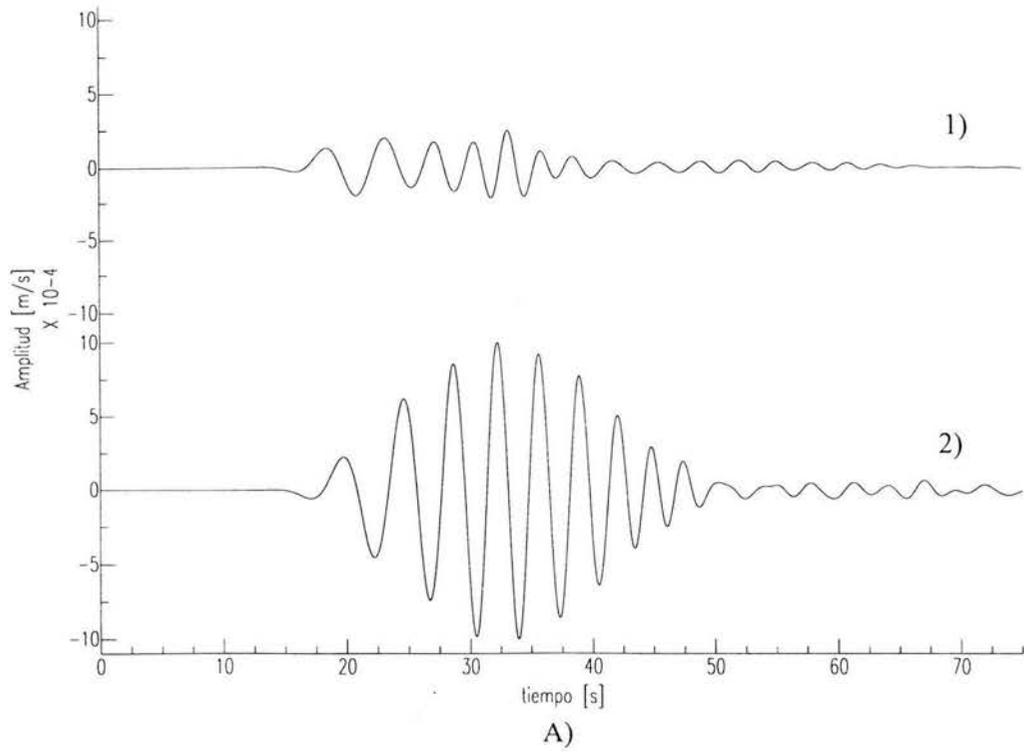


Figura 4.9 Comparación entre los sismogramas obtenidos a una distancia de 40 km de la fuente, para el modelo sin capa irregular (1), y aquellos obtenidos con la presencia de la capa irregular (2). a) Componente radial. b) Componente vertical.

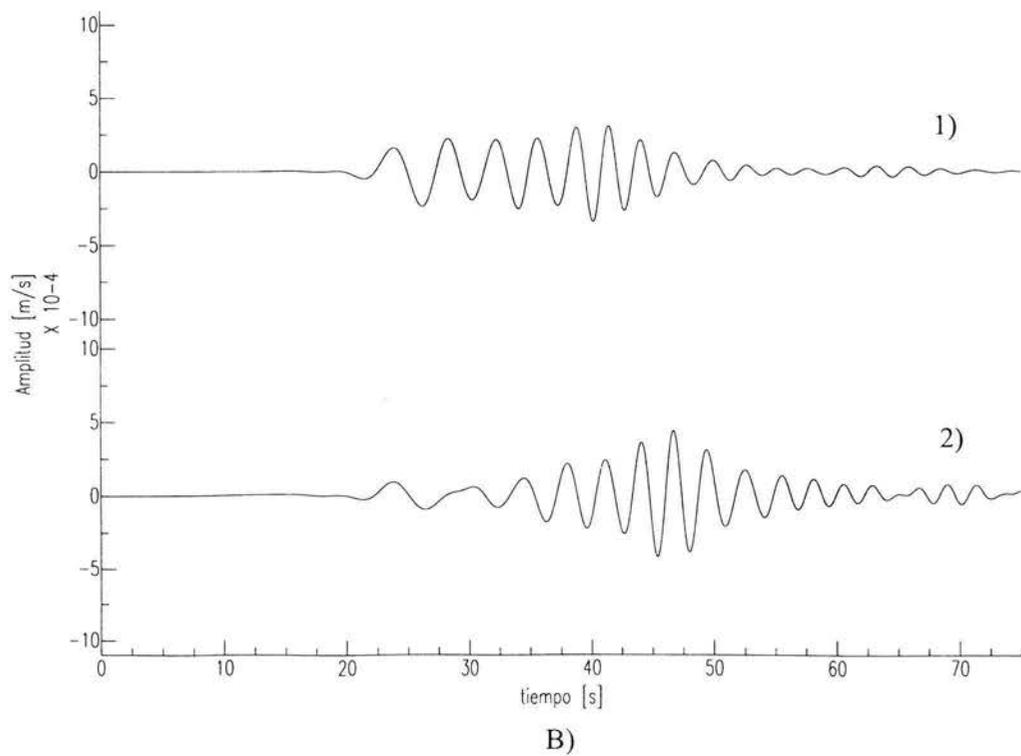
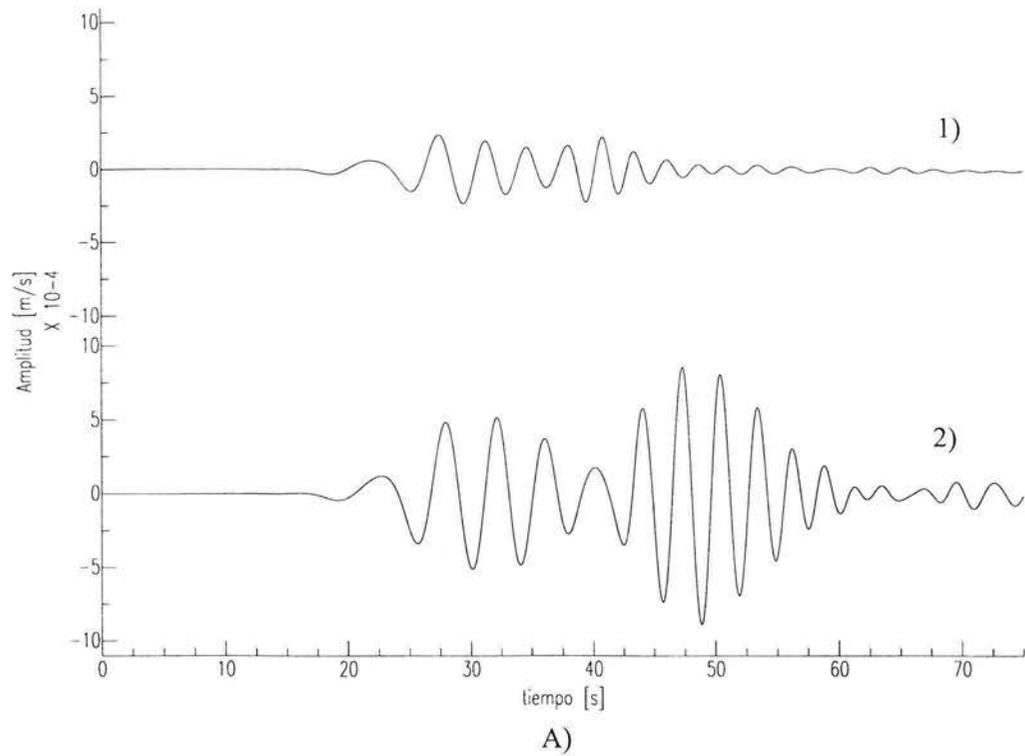


Figura 4.10 Comparación entre los sismogramas obtenidos a una distancia de 50 km de la fuente, para el modelo sin capa irregular (1), con aquellos obtenidos con la presencia de la capa irregular (2). a) Componente radial. b) Componente vertical.

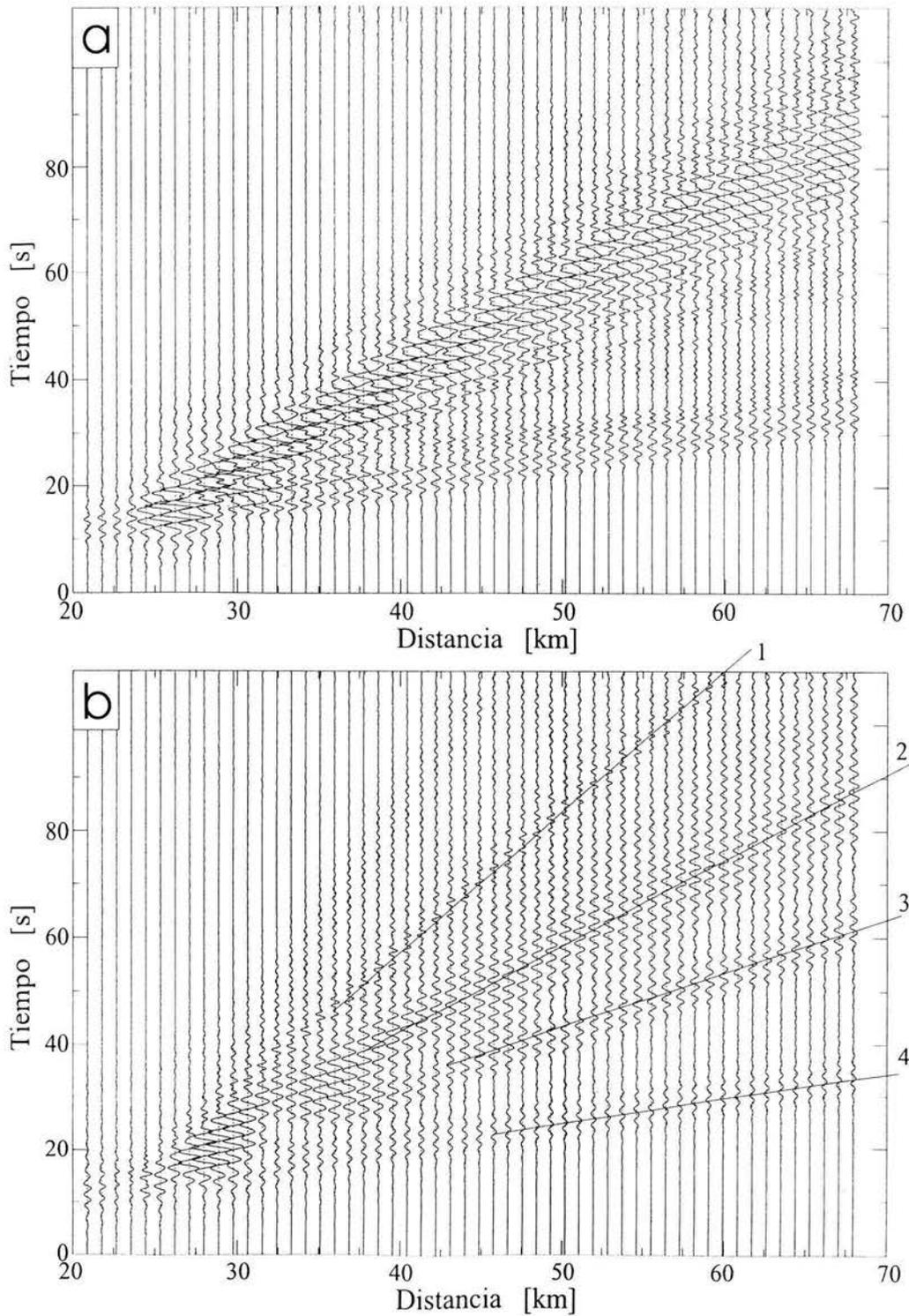


Figura 4.11 Sismogramas sintéticos obtenidos a partir de la propagación del primer modo superior de ondas de Rayleigh en el modelo con heterogeneidad lateral mostrado en la Figura 4.8. a) Componente radial. b) Componente vertical. Se identifican cuatro trenes de onda.

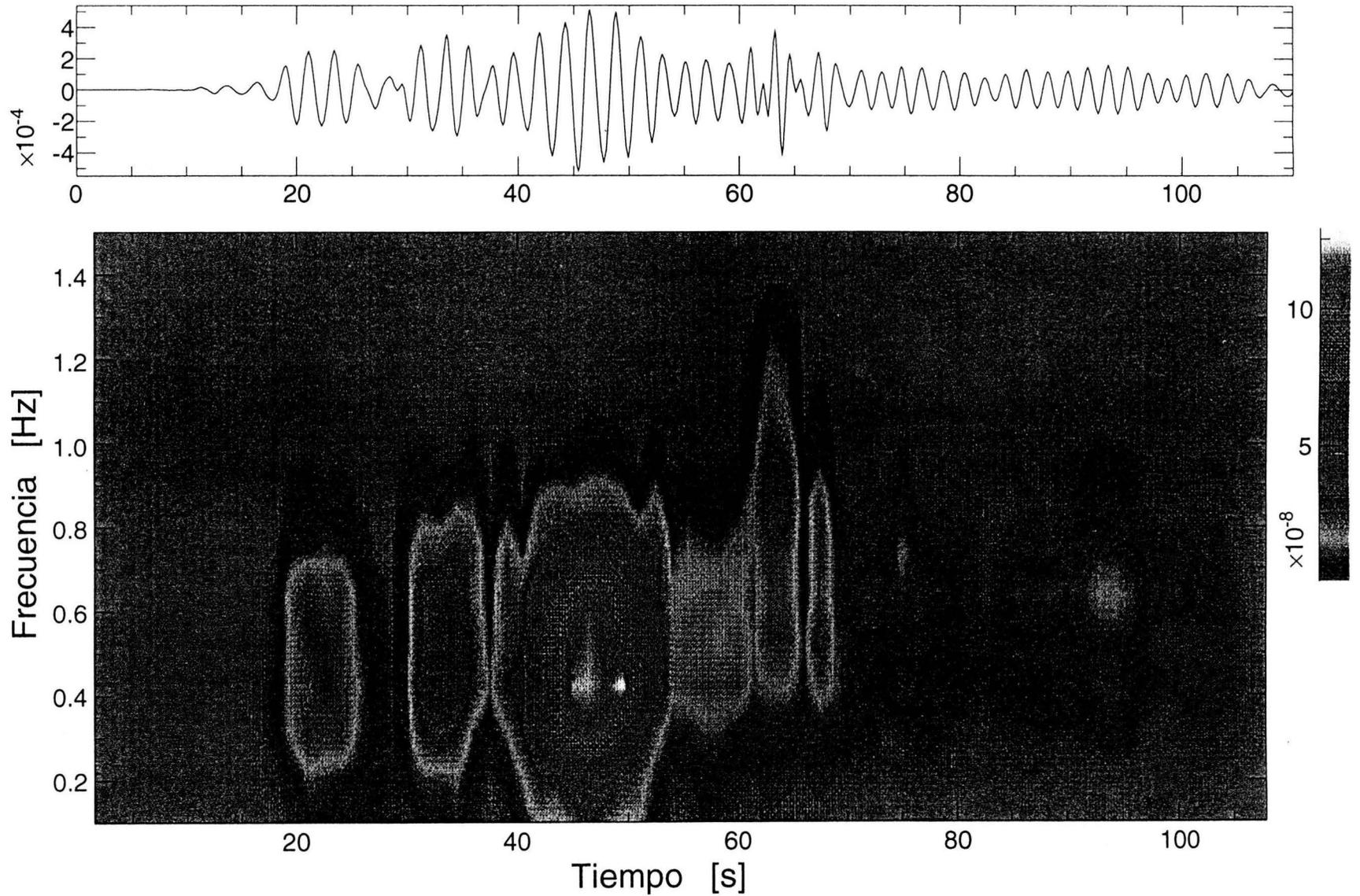


Figura 4.12 Espectrograma del sismograma sintético, componente vertical, generado a 46 km de la fuente, e incluido en la sección sísmica mostrada en la figura anterior. Corresponde al modelo de la Figura 4.6 para incidencia del primer modo superior de ondas Rayleigh.

4.5 Simulación ante segunda heterogeneidad lateral: Modo fundamental y primer modo superior.-

El último modelo estudiado se presenta en la Figura 4.13. Este modelo se asemeja al de la Figura 4.6, pero ahora la capa delgada irregular presenta dos variaciones de espesor. En primer lugar su espesor varía de 0 a 0.445 km. Mantiene este espesor durante 20 km para posteriormente aumentarlo, nuevamente con una variación suave, hasta alcanzar 0.518 km. De esta manera, el periodo dominante es de 3.5 s en la primera parte de la capa, y posteriormente aumenta, al aumentar el espesor, hasta 6 s. Las propiedades mecánicas del modelo se mantienen constantes. De esta forma, en el modelo de la Figura 4.13, la delgada capa irregular presenta un primer segmento de 20 km, en el cual su periodo de resonancia está contenido en la banda más energética del pulso incidente. Posteriormente, al aumentar su espesor, su periodo de resonancia se sale de la banda más energética del pulso incidente.

La Figura 4.14 presenta los sismogramas sintéticos obtenidos para el modelo de la Figura 4.13 ante incidencia del modo fundamental. El comportamiento de las trazas hasta la distancia de 50 km es igual a la observada en el modelo anterior. El cambio aparece a los 50 km de distancia, cuando el espesor de la capa irregular aumenta por segunda vez. Se observa la transferencia de la energía al modo correspondiente para la estratigrafía modificada, con un pulso que viaja a velocidades mucho menores y con una mayor dispersión, como es de esperar. Las amplitudes en el componente horizontal permanecen similares, aunque en el componente vertical aumentan ligeramente, debido a los valores de polarización para el modo fundamental que impone el modelo modificado. La Figura 4.15 presenta los resultados cuando los sismogramas generados para excitar la malla de diferencias finitas consisten únicamente del primer modo superior. Nuevamente, el comportamiento de la sección para distancias menores a 50 km es igual al mostrado en la Figura 4.11. Para distancias mayores, dado que el primer modo está guiado por la estructura más superficial del modelo, la señal en el componente horizontal se destruye dividiéndose en una multitud de pulsos desorganizados. Al estar concentrada la energía en la capa delgada superficial, al cambiar el espesor de la capa, ésta ya no puede guiar el primer modo superior de ondas Rayleigh. En el componente vertical se observa un modo coherente, que en el componente horizontal tiene muy poca amplitud. Estos resultados apoyan la hipótesis de trabajo, pues cuando la frecuencia de resonancia de la capa de arcilla superficial ya no coincide con la frecuencia contenida en la excitación, ya no se observa la gran duración con amplitudes importantes en el movimiento sísmico.

4.6 Confrontación con resultados de observaciones.-

Los resultados presentados en este capítulo respaldan la hipótesis que se planteó en un principio y contribuyen a precisarla. En efecto, se ha mostrado que la propagación de modos aislados de ondas de Rayleigh puede interactuar con capas lateralmente irregulares cuando la banda de frecuencias en la cual la excitación contiene energía incluye la frecuencia de resonancia de esas capas. Cuando eso ocurre, se presenta la transferencia de energía entre diferentes modos, la amplitud de las señales aumenta, y la duración del movimiento intenso se ve fuertemente afectada debido a la llegada sucesiva de distintos trenes de onda propagándose con distinta velocidad. Esta observación fue posible en los resultados numéricos. En el caso de datos reales observamos únicamente el resultado (grandes amplitudes y gran duración) pues la señal de excitación real es mucho más compleja que el pulso sencillo de corta duración que hemos utilizado en esta simulación.

Como resultado de las simulaciones numéricas realizadas en este trabajo es posible entender mejor el mecanismo físico que gobierna la interacción de ondas superficiales y la capa blanda superficial. En efecto, contrariamente a nuestro planteamiento inicial, no se observa con mucha claridad la excitación de la resonancia 1D debido a la incidencia de ondas superficiales. La respuesta de la capa blanda irregular a la excitación consiste en amplificar el movimiento horizontal contenido en la excitación y en generar trenes de onda adicionales. La respuesta de la capa a la excitación no cambia su naturaleza, pero sí presenta las características que se han señalado en su respuesta sísmica (Chávez-García y Romero-Jiménez, 1998). Los resultados obtenidos permiten precisar la hipótesis inicial y permiten explicar los mecanismos físicos que la gobiernan. El reto ahora será buscar la forma de traducir estos resultados en términos del procedimiento aceptado actualmente para predecir el movimiento sísmico del Valle de México.

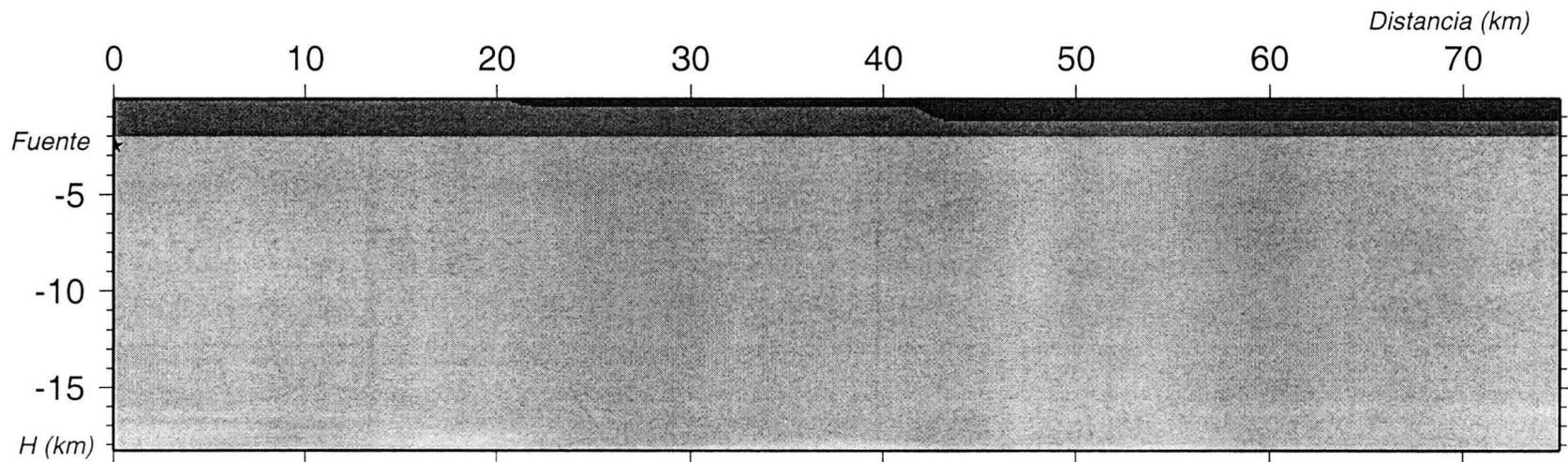


Figura 4.13 Modelo con una segunda heterogeneidad lateral utilizado para propagar modos aislados. La excitacion se encuentra otra vez a 20 km de una fuente puntual parabolica. La capa superior aumenta su espesor de 0 a 445 m en un rango de 2 km y mantiene este espesor a lo largo de 20 km. Posteriormente esta misma capa aumenta a 518 de espesor nuevamente en un rango de 2 km.

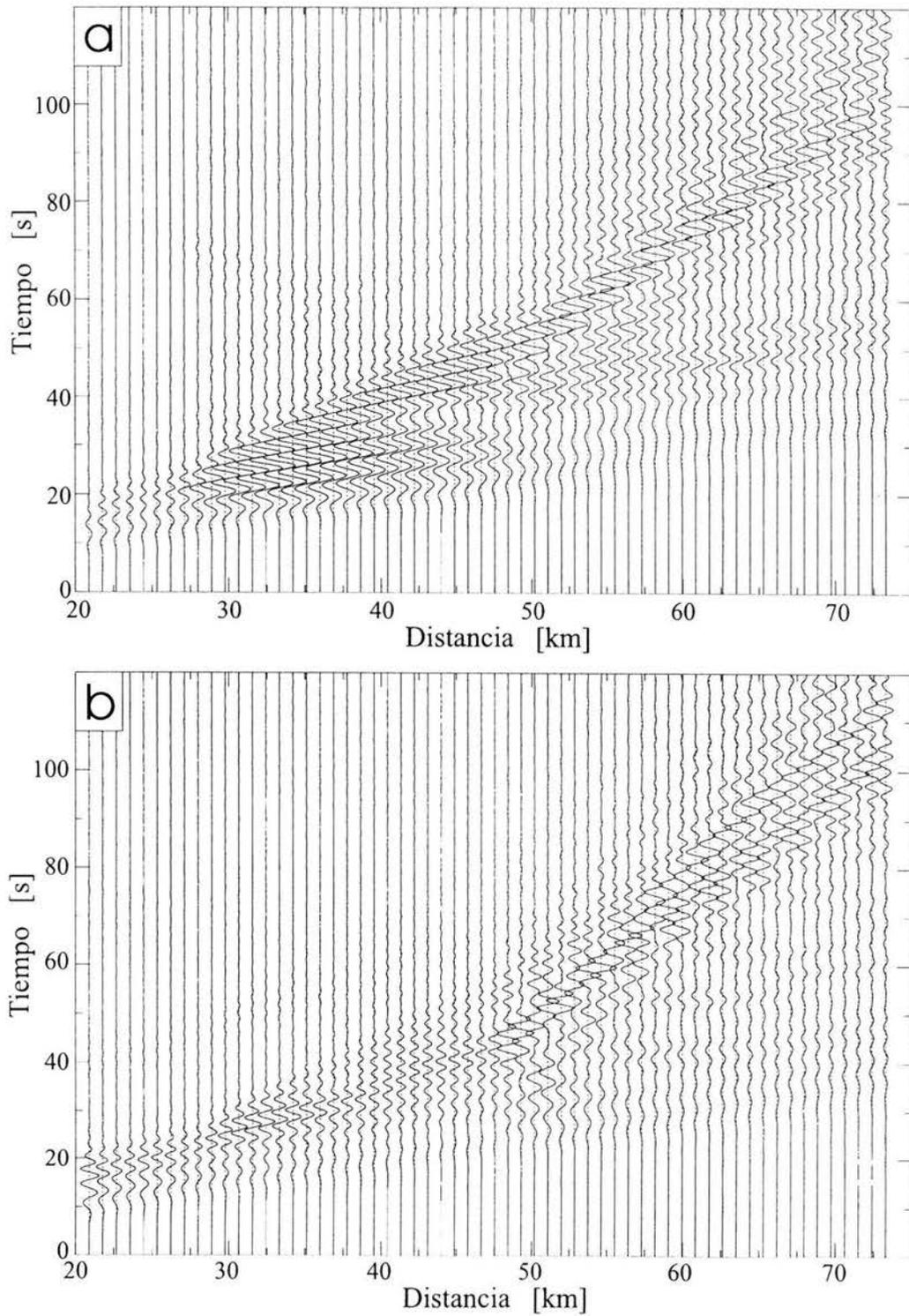


Figura 4.14 Secciones sísmicas obtenidas a partir de la propagación del modo fundamental de ondas de Rayleigh en el modelo con una segunda heterogeneidad lateral, mostrado en la Figura 4.13. a) Componente radial. b) Componente vertical.

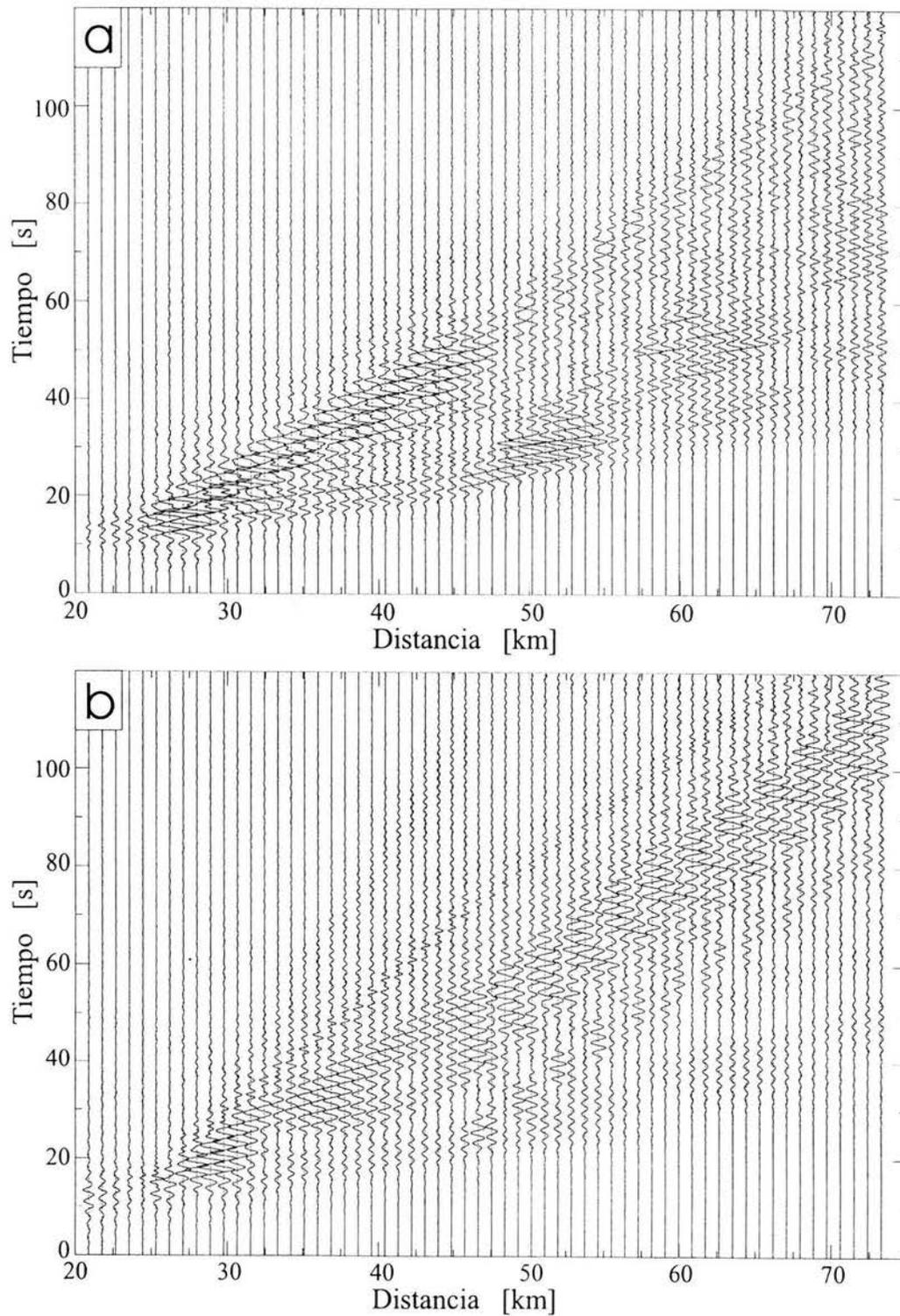


Figura 4.15 Secciones sísmicas obtenidas a partir de la propagación del primer modo superior de ondas de Rayleigh en el modelo con una segunda heterogeneidad lateral, mostrado en la Figura 4.13. a) Componente radial. b) Componente vertical.

V CONCLUSIONES

Los resultados presentados en este trabajo permiten establecer algunas conclusiones con respecto a los diferentes problemas tratados. En los siguientes párrafos presentamos esas conclusiones, junto con algunas perspectivas.

Consideramos que las aplicaciones presentadas en este trabajo han permitido demostrar, una vez más, que la técnica de diferencias finitas para la generación de sismogramas sintéticos es uno de los métodos más fáciles y flexibles de implantar. Una vez elaborado el esquema numérico en diferencias finitas de las ecuaciones diferenciales que rigen el problema, no presenta muchas dificultades el traducirlo en términos de un código de programación. La forma de las ecuaciones permite también implementar fácil y rápidamente una fuente de excitación a la malla, sea ésta una fuente explosiva como la usada en el Capítulo 3, o bien una onda superficial plana como la usada en el Capítulo 4. El método de diferencias finitas permite implementar con relativa facilidad la condición de frontera para una superficie libre. Cuando esta superficie es plana, la solución que se obtiene es exacta. Cuando la superficie libre no es plana, se requieren algunas aproximaciones que, sin embargo, son fáciles de implementar y permiten obtener resultados con la precisión deseada.

Aunado a la flexibilidad para introducir la excitación de ondas sísmicas y modelar la superficie libre, el método de diferencias finitas permite resolver el problema de propagación de ondas en medios sumamente heterogéneos (como se mostró en este trabajo). Esto no es posible con la mayoría de otros métodos de propagación de ondas, por ejemplo los métodos de frontera. El método de diferencias finitas podría ser más utilizado en nuestro país en problemas de sismología. Esta herramienta puede ser una herramienta muy poderosa cuando la estructura pueda ser inferida a partir de otros datos geológicos o geofísicos. Sumado a lo anterior, la inclusión de la superficie libre irregular puede ayudar en gran manera a obtener una simulación de propagación de ondas realista. Considero que es un recurso que puede ser importante en estudios de sismología volcánica para enfrentar el problema de descifrar las diversas señales sísmicas en la actividad volcánica.

Las desventajas del método son principalmente las reflexiones indeseadas en los bordes de la malla que representa el medio. Pero a pesar de la existencia de dichas reflexiones, éstas no enmascararon significativamente las diversas señales reportadas para el caso de propagación en estructura volcánica. En el caso de propagación de ondas superficiales, este problema fue imperceptible en aquellas partes del medio donde existían las heterogeneidades laterales, debido a la gran extensión del medio de propagación. La eliminación total de estas reflexiones queda aun como una tarea numérica a resolver. Esta dificultad puede reducirse gracias al mejoramiento de los artificios numéricos existentes para eliminar tales reflexiones. Otra dificultad para utilizar este método es la necesidad de contar de un equipo de cómputo de gran rapidez de cálculo, capacidad de memoria y capacidad de almacenamiento. En este estudio se utilizó una versión del lenguaje FORTRAN para estaciones de trabajo, las cuales como bien se sabe, se sustentan en el sistema UNIX. Pero este requisito, puede ahora desecharse debido al gran avance con el que cuentan en la actualidad las computadoras personales y por la aparición de versiones más adaptables y sofisticadas del lenguaje FORTRAN para este tipo de computadoras. El FORTRAN incluido en el sistema LINUX conjuntado con la sorprendente velocidad y memoria de las computadoras personales permite hoy en día contar con computadoras de alta capacidad a un costo muy reducido. Ello contribuirá a extender el rango de aplicación del método de diferencias finitas.

Revisemos ahora las conclusiones obtenidas para cada uno de los problemas abordados en esta tesis. En el capítulo 3 abordamos la propagación de ondas en estructura volcánica. Mostramos que esta propagación es fuertemente afectada por la topografía del edificio volcánico y por la presencia de un cuerpo magmático. Como resultado de lo anterior, se obtuvieron sismogramas sintéticos que representan señales muy complejas en el tiempo. En primera instancia tales señales podrían ser catalogadas como señales aleatorias en el tiempo, pero

debido a la flexibilidad del método numérico para la obtención de las secciones sísmicas y las instantáneas, se pudo distinguir el arribo de las principales fases sísmicas. Esta identificación de arribos en el tiempo permitió conocer y distinguir aquellos efectos de propagación debidos a la estructura interior y aquellos debidos al edificio volcánico, según los modelos presentados en este trabajo. La distinción entre efectos producidos por la estructura interior y por el edificio volcánico fué posible mediante la comparación de simulaciones en la estructura con la presencia del cuerpo magmático y sin la presencia de dicho cuerpo. Según estas comparaciones, se dedujo que existen fases consistentes que son independientes de la presencia del cuerpo magmático. Tal es el caso de aquellas fases producidas por la onda P que son resultado de su interacción con las capas interiores y con la superficie libre. Entre estas fases se pueden mencionar la onda P directa, la onda P reflejada en los flancos del volcán (PP) que llega procedente del flanco contrario, la reflexión en discontinuidad interior de la fase anterior PP (identificada en este trabajo como PP_r) y una onda superficial de Rayleigh como resultado de la interacción P-SV en la superficie libre.

En lo que respecta a la aplicación el método al problema del Valle de México podemos apuntar lo siguiente. En este caso, nuestro objetivo era analizar si una hipótesis propuesta anteriormente, basada en análisis de datos, podía fundamentarse mediante la simulación numérica. Esa hipótesis plantea que la explicación de la peculiar respuesta sísmica del Valle de México resulta de la interacción entre ondas superficiales largas, guiadas por capas profundas de la corteza y la resonancia de las capas de suelo muy blando que cubren la zona de lago. Presentamos resultados para varios modelos, explorando diferentes configuraciones y excitando la malla con distintos modos de ondas superficiales, gracias a la flexibilidad de método usado. De este modo, estudiamos los resultados de la interacción de modos aislados de ondas Rayleigh, propagándose por una estructura cortical con una delgada capa de suelo de espesor irregular, muy blanda, y cuyo espesor era mucho menor a la longitud de la onda incidente. Los resultados obtenidos permitieron mostrar que esa delgada capa blanda puede afectar de forma muy importante una onda de Rayleigh con longitud mucho mayor al espesor de la capa. La energía de la onda incidente puede ser transferida hacia distintos modos de propagación, cuya distinta velocidad de fase resulta en la excitación repetida de la resonancia de la delgada capa blanda. Las simulaciones muestran claramente que el movimiento resultante en la superficie es la vibración de gran amplitud del terreno, pues la amplificación generada por la capa blanda lleva a fundir juntos los distintos pulsos que excitan su movimiento. El resultado final es gran amplitud del movimiento del terreno que no presenta una correlación espacial significativa. Esta es una observación repetida para el movimiento observado en el valle. Nuestros modelos muestran también que el componente vertical es poco afectado, nuevamente una observación hecha repetidamente a partir del análisis de los registros. Por supuesto, es poco probable que el movimiento incidente al Valle de México consista de un único modo de ondas superficiales. Es más probable que contenga una mezcla de modos con quizás uno o dos modos predominantes en el rango de frecuencias de interés (la resonancia de la capa de arcilla se presenta entre 2 y 5 s de periodo). Sin embargo, si se trata de fenómenos lineales, debería ser posible reproducir las observaciones a partir de la superposición de nuestros resultados. (El análisis de los registros sísmicos ha sugerido repetidamente que la respuesta del valle es lineal.) Esa es una línea que abordaremos en el futuro.

Finalmente, podemos mencionar que a pesar de sus limitaciones (modelos muy sencillos, el considerar los medios de propagación perfectamente elásticos) los modelos analizados en este trabajo presentan un modelo posible para entender los efectos de sitio en el Valle de México y refuerzan las hipótesis planteadas a partir del análisis de las observaciones. Este modelo permitirá guiar la interpretación de nuevos juegos de datos y mejorar los esquemas de predicción del movimiento para temblores futuros, mediante la inclusión de consideraciones físicas, lo que permitirá reducir nuestra dependencia actual de modelos puramente estadísticos.

REFERENCIAS

- Aki, K. y Richards, P. G. (1980). *Quantitative Seismology*.
- Alterman, Z. S. y Lowental, D. (1970). Seismic waves in a quarter and three quarter plane. *Geophys. J.* **20**, 101-126.
- Arciniega, A. (1997). Análisis e interpretación del tremor generado por el volcán Popocatepetl a partir de la crisis de diciembre de 1994. Tesis para obtener el grado de Maestría en Ciencias de la Tierra, Posgrado Instituto de Geofísica, UACPyP del CCH, UNAM.
- Best, M. G. (1982). *Igneous and metamorphic petrology*. Freeman, 630. pp.
- Bielak, J., Xu, J., and Gattas, O., (1999). Earthquake ground motion and structural response in alluvial valleys. *J. Geotech. Engrg. ASCE* **125**, 413-423.
- Boore, D. M. (1972). Finite difference methods for seismic wave propagation in heterogeneous materials. En: *Methods in Computational Physics*. B. A. Bolt (Ed.), Vol. **11**, Academic Press, New York, 1-37.
- Boore, D. M., Harmsen, S. C., y Harding S. T. (1981). Wave scattering from a step change in surface topography. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 117-125.
- Bouchon, M., Schultz, C. A. y Toksöz (1996). Effect of 3D topography on seismic motion. *J. Geophys. Res.* **101**, 5835-5846.
- Branch, C. D. (1976). Development of porphyry copper and stratiform volcanogenic ore bodies during the life cycle of andesites stratovolcanoes. En: Johnson, R. W. (Ed.) *Volcanism in Australasia*. Elsevier Science Publications, Amsterdam, 337-342.
- Cárdenas, M., Chávez-García, F. J. y Gusev A. (1997). Regional amplification of ground motion in central México. Results from coda magnitude data and preliminary model modelling. *J. of Seismology* **1**, 341-355.
- Chávez-García, F. J. y Bard, P. Y. (1994). Site effects in México City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes. *Soil Dyn. And Earthq. Engrg.* **13**, 229-247.
- Chávez-García, F. J., Ramos Martínez, J. y Romero-Jiménez E. (1995). Surface wave dispersion analysis in México City. *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1116-1126.
- Chávez-García, F. J. y Romero-Jiménez, E. (1998). Ground motion in México City: contributions of large-scale geologic structure. En: Irihura K., Kudo, K., Okada H. y Sasatani (Eds.). *The effects of Surface Geology on Seismic Motion. Recent Progress and New Horizons en ESG Study*. A A. Balkema **2**, 413-420.
- Chávez-García, F. J. y Salazar, L. (2002). A model to explain site response at México City. Enviado a *Bull. Seism. Soc. Am.*
- Chouet, B. (1985). Excitation of a buried magmatic pipe: a seismic source model for volcanic tremor. *J. Geophys. Res.* **90**, 1881-18.

- Chouet, B. (1988). Resonance of a fluid-driven crack: radiation properties and implications for the source of long period events and harmonic tremor. *J. Geophys. Res.* **93**, 4375-4400.
- Chouet, B. (1992). A seismic model for the source of long-period events and harmonic tremor. En: Gasparini P., Scarpa R., Aki, K. (Eds.) *Volcanic Seismology. IAVCEI Proc. In Volcanology 3.* Springer, Berlin Heidelberg New York, 133-156.
- Chouet, B. (1996). Seismological Volcano Monitoring. En: Scarpa, R. y Tilling, R. I. (Eds.) (1996). *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards.* Springer, 841 pp.
- Cerjan, C., Kosloff, D., Kosloff, R., y Reshef, M. (1985). A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations, *Geophysics* **50**, 705-708.
- Clayton, R. W. y Enquist, B. (1977). Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations. *Bull. Seism. Soc. Am.* **67**, 1529-1540.
- Crowe, B. y Nolf, B. (1977). Composite cone growth modeled after Broken Top, a dissected High Cascade volcano. *Geol. Soc. Am. Abs. Prog.* **8**, 833.
- Ewing, W. M., Jardetzky, W. S. y Press, F. (1957). *Elastic waves in layered media.* McGraw-Hill. Book Company, Inc. 254 pp.
- Fuyuki, M. y Matsumoto, Y. (1980). Finite-difference analysis of Rayleigh wave scattering at a trench. *Bull. Seism. Soc. Am.* **70**, 2051-2069.
- Giggenbach, W. F. (1989). The El Ruiz magmatic-hydrothermal systems (Abs.). *New Mexico Bur. Mines Min. Resour. Bull.*, **131**, 106.
- Gill, J. (1981). *Orogenic andesites and plate tectonics.* Springer-Verlag, New York, 390 pp.
- Hackett, W. R. y Houghton, B. F. (1989). A facies model for a Quaternary andesitic composite volcano: Ruapehu, New Zealand. *Bull. Volcanol.* **51**, 51-68.
- Havskov, J., De la Cruz, S., Singh, S. K., Medina, F., y Gutiérrez C. (1983). Seismic activity related to the March-April, 1982 eruption of El Chichón volcano, Chiapas, México. *Geophys. Res. Lett.* **10**, 293-296.
- Herrmann, R. B. (1987). *Computer programs in Seismology.* Saint Louis University.
- Iriyima, J. and y Oki, Y. (1978). Thermal structure and energy of the Hakone volcano, Japan *Pageoph* **117**, 331-337.
- Iyer, H. M. (1992). Seismological detection and delineation of magma chambers: present status with emphasis on the western USA. En: Gasparini, P., Scarpa, R., and Aki, K. (Eds.) *Volcanic Seismology. IAVCEI Proc. In Volcanology 3.* Springer, 299-338.
- Kanamori, H. y Given, J. W. (1983). Lamb pulse observed in nature. *Geophys. Res. Lett.* **10**, 373-376.
- Kawase, H. (1988). Time-domain response of a semi-circular canyon for incident SV, P and Rayleigh waves calculated by the discrete wave-number boundary element method, *Bull. Seism. Soc. Am.* **78**, 1415-1437.

- Kawase, H. (1996). The cause of the damage belt in Kobe: "The basin-edge effect", constructive interference of the direct S-wave with the basin-induced diffracted Rayleigh waves. *Seism. Res. Let.* **67**, 25-34.
- Kelly, K. R., Ward, R. W., Treitel, S., y Alford, R. M. (1976). Synthetic seismograms: A finite-difference approach, *Geophysics* **41**, 2-27.
- Lamb, H. (1904). On the propagation of tremors over the surface of an elastic solid. *Phil. Trans. Roy. Soc. London* **A203**, 1-42.
- Lermo, J., Cuenca, J., Chávez-García, F. J., Huidobro, A., Bermúdez, M. L., Rodríguez, M., Quaas, R., Sánchez-Sesma, F. J., Nava, E., Mijares, H. y Briones, H. (1995). Características espectrales de temblores tipo-A, tipo-B y tremores asociados a la erupción del volcán Popocatepetl, México, en diciembre de 1994. En: *El Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*, editado por la Secretaría de Gobernación y la UNAM, 139-166.
- Levander, A. (1988). Fourth-order finite-difference P-SV seismograms, *Geophysics* **53**, 1425-1436.
- Luhr, J. F. y Simkin, T. (Eds.) (1993). *Paricutin. The Volcano Born in a Mexican Cornfield*. Geoscience Press, Inc. 427 pp.
- Madariaga, R. (1976). Dynamics of an expanding circular fault, *Bull. Seism. Soc. Am.* **66**, 163-182.
- Malone, S. D. (1983). Volcanic earthquakes: examples from Mount St. Helens. En *Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation*, LXXXV, *Corso, Soc. Italiana di Fisica, Bologna, Italy*, p. 436-455.
- Mavko, G. M. (1980). Velocity and attenuation in partially molten rocks. *J. Geophysics Res.*, **85**, 5173-5189.
- McNutt, B. S. (1986). Observations and analysis of B-type earthquakes, explosions, and volcanic tremor at Pavlof volcano, Alaska. *Bull. Soc. Seism. Am.* **76**, 153-175.
- McNutt, B. S. (1996). Seismic Monitoring and Eruption Forecasting of volcanoes: A review of the State-of-Art and Case Histories. En: Scarpa, R. y Tilling, R. I. (Eds.). *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Springer, 841 pp.
- Medina, F., González, L., Gutiérrez, G., Aguilera, R., y Espindola, J. M. (1992). Analysis of the seismic activity related to the 1982 Eruption of the El Chichón Volcano, México. En: Gaspari, P., Scarpa, R., and Aki, K. (Eds.) *Volcanic Seismology. IAVCEI Proc. in Volcanology 3*. Springer,
- Minakami, T. (1960). Fundamental research for predicting volcanic eruptions. Parte I. Earthquakes and crustal deformations originating from volcanic activities. *Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.* **38**, 497-544.
- Minakami, T. (1974). Seismology of volcanoes in Japan. En: Civetta, et al., (Eds.) *Physical Volcanology. Developments in Solid Earth Geophysics*, Elsevier Amsterdam, **6**, 1-27.
- Moczo, P., Bystrický, E., Kristek, J., Carcione, J. M., y Bouchon, M. (1997). Hybrid modeling of P-SV seismic motion at inhomogeneous viscoelastic topographic structures. *Bull. Seism. Soc. Am.* **87**, 1305-1323.
- Moczo, P. (1998). Introduction to modeling seismic wave propagation by finite-difference method. *Notas del curso presentado en el Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*. 102 p.

- Montalto, A. (1994). Seismic signals in geothermal areas of active volcanism: a case study from "La fosa", Vulcano (Italy). *Bull. Volcanol.* **56**, 220-227.
- Murase, T. y McBirney A. R. (1973). Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures, *Geol. Soc. Am. Bull.* **84**, 3563-3592.
- Nakamura K. (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-principle and proposal, *J. Volc. Geoth. Res.* **2**, 1-16.
- Núñez-Cornú, F., Nava F. A., De la Cruz, S., Jiménez, Z., Valencia C., y García-Arthur (1994). Seismic activity related to the 1991 eruption of Colima volcano, México. *Bull. Volcanol.* **56**, 228-237.
- Ohminato, T. y Chouet, B. (1997). A free-surface boundary condition for including 3D topography in the finite-difference method, *Bull. Seism. Soc. Am.* **87**, 494-515.
- Okada, H. M., Watanabe, H., Yamashita, H. y Yokoyama, I. (1981). Seismological significance of the 1977-1978 eruptions and the magma intrusion process of Usu volcano, Hokkaido. *J. Volcanol. Geotherm Res.*, **9**, 311-334.
- Ordaz, M. y Singh, S. K. (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification the hill zone of Mexico City. *Bull. Seism. Soc. Am.* **82**, 24-43.
- Pacheco, J. F., Valdés-González, C. Delgado, H., Singh, S. K., Zuñiga, F. R., Monterra-Gutiérrez C. A., Santoyo, M. A., Domínguez, J., y Barrón, R. (1999). Tectonic implications of the earthquake swarm of 1997 in the Michoacan Triangle, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, **12**, 567-577.
- Reynolds, A. C. (1978). Boundary conditions for the numerical solution of wave propagation problems. *Geophysics* **43**, 1099-1110.
- Ryan, M. P., Koyanagi, R. Y., y Fiske, R. S. (1981). Modeling the Three-Dimensional Structure of Macroscopic Magma Transport Systems: Application to Kilauea Volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 7111-7129.
- Scarpa, R. y Tilling, R. I. (Eds.) (1996). *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*. Springer, 841 pp.
- Seed, H. B., Romo, M. P., Sun, J. I., Jaime, A., y Lysmer, J. (1988). Relationships between soil conditions and earthquake ground motions. *Earthquake Spectra* **4**, 687-729.
- Sibbett, B. S., (1988). Size, depth, and related structures of intrusions under stratovolcanoes and associated geothermal systems. *Earth Sci. Reviews* **25**, 291-309.
- Sillitoe, R. (1973). The tops and bottoms of porphyry copper deposits, *Econ. Geol.* **68**, 799-815.
- Singh, S. K., Quaas, R., Ordaz M., Mooser F., Almora D., Torres, M. y Vázquez, R. (1995). Is there truly a 'hard' rock site in the Valley of México? *Geophys. Res. Lett.* **22**, 481-484.
- Smith, R. L. (1979). Ash-flow magmatism. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **180**, 5-27.
- Tessmer, E., Kosloff, D., y Behle, A. (1992). Elastic wave propagation simulation in the presence of surface topography, *Geophys. J. Int.* **108**, 621-632.

- Tilling, R. I. (1982). *Volcanoes*. Popular Publications of the U. S. Geological Survey.
- Trifunac, M. D. (1971). Surface motion of a semi-cylindrical alluvial valley for incident plane SH waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 1755-1770.
- Valdés, C., González, G., Arciniega, A., Guzmán, M., Nava, E., Gutiérrez, C., y Santoyo, M. A. (1995). Sismicidad del volcán Popocatepetl a partir del 21 de diciembre de 1994 al 30 de marzo de 1995. En: *El Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*. Editado por la Secretaría de Gobernación y la UNAM, 129-138.
- Virieux, J. (1984). SH-wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics* **49**, 1933-1957.
- Virieux, J. (1986). P-SV wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite-difference method, *Geophysics* **51**, 889-901.
- Wohletz, K. y Heiken G. (1992). *Volcanology and geothermal energy*. University of California Press, 432 pp.