



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Detección de un obstáculo en el
subsuelo mediante ondas Rayleigh
retrodispersadas que emergen en
secciones de fuente virtual generadas
a partir de registros de ruido sísmico**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Daniel Aguilar Ojeda

DIRECTOR(A) DE TESIS

Dr. Martín Cárdenas Soto



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2022

Dedicado a:

La Universidad, Facultad de Ingeniería y profesores:

Por la formación profesional que me han dado y por hacerme sentir perteneciente a un lugar.

Mi familia:

A mi padre Carlos Aguilar, a mi madre Macedonia Ojeda, a mi hermana Janette Aguilar y mi tía Karina Ojeda por su apoyo y cariño incondicional. Gracias a ustedes es posible este sueño.

La familia Vega Ahuacatitla:

Por acogerme como un integrante más de su familia y brindarme su apoyo. Muchas gracias.

Agradecimientos

Agradezco al **Dr. Martín Cárdenaz Soto** por brindarme la oportunidad de trabajar con él, por sus consejos y por dedicar su tiempo en la revisión y desarrollo del presente escrito.

Agradezco a mis sinodales, Dr. Jorgue Aguirre González, M.C. David Escobedo Zenil, Ing. Thalia Alfonsina Reyes Pimentel y M.I. José Antonio Martínez González por sus correcciones, consejos y comentarios.

Agradezco al **Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica** que gracias al proyecto UNAM-DGAPA-PAPIIT IN106222 fue apoyado este trabajo.

Los datos utilizados en este proyecto fueron adquiridos durante el proyecto 266055 convocatoria C0013-2015-03 CONACYT-DST.

Índice general

Dedicatoria	I
Agradecimientos	II
Índice de figuras	V
Índice de tablas	VII
Resumen	VIII
1. Introducción	1
2. Marco teórico	4
2.1. Ondas Superficiales	4
2.2. Ruido Sísmico Ambiental	9
2.3. Interferometría Sísmica	11
2.4. Retrodispersión de Ondas Rayleigh	19
3. Registros Y Procesamiento	23
3.1. Zona de Estudio	23
3.2. Adquisición de Datos	25
3.3. Procesamiento	25
3.3.1. Filtrado	26
3.3.2. Procedimiento para el cálculo de profundidad y velocidad de fase promedio	30
4. Resultados	34
4.1. Observaciones Sobre las Secciones de Fuente Virtual	34
4.2. Resultados de Profundidad y Velocidad de Fase Promedio	38
4.3. Uso de Ondas Superficiales Retrodispersadas como Método de Prospección	49
5. Conclusiones	51
Referencias	54
Anexos	I

A. Aplicación en Matlab	II
A.1. Interfaz Principal	II
A.2. Proyecto	III
A.3. Procesamiento	V
A.3.1. Filtrado	VI
A.3.2. Desplazamiento temporal	VII
A.3.3. Picados	VII
A.3.4. Cálculos	VIII
A.4. Otras Opciones	X
 B. Resultados	 XII
B.1. Grupo 1	XII
B.2. Grupo 3	XXX

Índice de figuras

2.1. Movimiento de las partículas ante una onda Rayleigh	6
2.2. Movimiento de las partículas ante una onda Love	7
2.3. Fenómeno de dispersión y curva de dispersión	7
2.4. Contenido de ondas del ruido sísmico en función de la frecuencia	10
2.5. Generación de fuentes virtuales con Interferometría Sísmica	13
2.6. Ejemplo de Interferometría Sísmica en una dimensión	14
2.7. Ejemplo de Interferometría Sísmica en una dimensión con dos fuentes	15
2.8. Ejemplo de Interferometría Sísmica pasiva con dos fuentes de ruido sísmico	17
2.9. Asimetría en correlaciones cruzadas de registros de ruido sísmico	18
2.10. Geometría de una onda Rayleigh retrodispersada	20
2.11. Ejemplo de retrodispersión de ondas Rayleigh	20
3.1. Ubicación de la zona de estudio y localización de los geófonos	23
3.2. Curva de dispersión obtenida de los estudios en la primera sección del Bosque de Chapultepec	24
3.3. Resultado de una correlación cruzada del receptor 1 con todos los demás	26
3.4. Respuesta en magnitud y fase del filtro pasa bandas Butterworth	28
3.5. Retardo de grupo del filtro mostrado en la Figura 3.4	29
3.6. Resultado de la aplicación de un filtro pasa bandas tipo Butterworth	29
3.7. Clasificación de los distintos tipos de conjuntos de datos en función de la posición de la fuente	32
3.8. Trazas del grupo 1 desplazadas en el tiempo y picadas	33
4.1. Diferencias en los resultados de profundidad al variar el tiempo picado t_x	36
4.2. Aparición común de ondas retrodispersadas	36
4.3. Picados y resultado de los cálculos (recuadro negro) en una sección sin modificar y en una sección apilada	37
4.4. Resultado de ampliar el rango de búsqueda en la zona causal y anticausal	39
4.5. Desplazamiento en tiempo para mover el vértice de las ondas retrodispersadas a la zona causal	40
4.6. Resultados de la profundidad del objeto retrodispersor	41
4.7. Resultados de la velocidad de fase promedio de las ondas retrodispersadas	42
4.8. Posición relativa del vértice	43

4.9. Resultados de profundidad y velocidad de fase por cada traza picada y trayectoria de la onda retrodispersada	44
4.10. Resultados de profundidad y velocidad de fase por cada traza picada y trayectoria de la onda retrodispersada	45
4.11. Resultados de profundidad y velocidad de fase por cada traza picada y trayectoria de la onda retrodispersada	46
4.12. Resultados de profundidad y velocidad de fase por cada traza picada y trayectoria de la onda retrodispersada	47
4.13. Ubicación de la red de agua potable y drenaje respecto a la línea de geófonos	48
A.1. Portada de la aplicación <i>Retrodispersión de Ondas Rayleigh</i>	II
A.2. Interfaz principal de la aplicación <i>ROR</i>	IV
A.3. Archivos de salida	V
A.4. Ventana para realizar el filtrado	VI
A.5. Ventana para realizar el desplazamiento temporal	VIII
A.6. Ventana para realizar picados	IX
A.7. Ventana para obtener la profundidad del objeto retrodispersor	X
A.8. Ventana para visualizar las trazas una por una	XI
A.9. Ventana para cambiar aspectos graficos	XI

Índice de tablas

2.1. Métodos que se basan en el estudio de ondas superficiales	8
2.2. Resumen de las fuentes de ruido sísmico ambiental de acuerdo a su frecuencia	9

Resumen

Los métodos sísmicos en la exploración del subsuelo permiten caracterizar obstáculos relacionados con la presencia de tuberías, cavidades, socavones, fallas u obras civiles que pueden resultar importantes en geotecnia o riesgo geológico. Los métodos buscan perturbaciones del campo de ondas debido a la presencia de un obstáculo mediante el análisis de arribos de ondas primarias o de variaciones de fase en los registros de ondas superficiales. Un fenómeno notable debido a la presencia de oquedades es la retrodispersión de ondas superficiales, la cual se produce debido a un contraste significativo de propiedades entre el medio y el obstáculo, causando que las ondas directas, que interactúan con el obstáculo, regresen a la fuente.

Hasta el momento ese fenómeno ha sido analizado en registros de ondas Rayleigh producidos por fuente activa. En este trabajo muestro que la correlación cruzada de ruido sísmico entre pares de estaciones (técnica también denominada Interferometría Sísmica) también permite obtener ondas superficiales retrodispersadas en la zona anticausal y a lo largo de secciones de fuente virtual. En este trabajo adapto el método de fuente activa en el dominio del tiempo para analizar esas ondas, introduciendo un desplazamiento temporal. Esto permite colocar el vértice del difractor en la zona causal y con ello determinar la velocidad de fase y geométricamente determinar la profundidad y localización lateral de un objeto retrodispersor.

Abstract

Detection and characterization of obstacles related to the presence of pipes, cavities, voids, faults or civil works by subsurface seismic methods are important in geotechnical or geological risk. The methods search for wavefield disturbances due to the presence of an obstacle by analyzing primary wave arrivals or phase variations in surface wave records. A notable phenomenon due to the presence of voids is the backscattering of surface waves, which occurs due to a significant contrast of properties between the medium and the obstacle, causing direct waves, which interact with the obstacle, to return to the source.

Until now, this phenomenon has been analyzed in Rayleigh wave records produced by active sources. In this work I show that cross-correlation of seismic noise between pairs of stations (also called Seismic Interferometry technique) also allows to obtain backscattered surface waves in the anticausal zone and along virtual source sections. In this work I adapt the active source method in the time domain to analyze these waves, introducing a time shift. This allows placing the vertex of the diffractor in the causal zone and thereby determining the phase velocity and geometrically determining the depth and lateral location of a backscatter object.

Introducción

En las últimas décadas se han desarrollado distintas técnicas geofísicas no invasivas para caracterizar anomalías o conocer propiedades del subsuelo cerca de la superficie y que suelen ser prácticas económicamente, logísticamente y computacionalmente hablando. Los métodos de GPR y sismica somera son las técnicas más populares ya que tienen amplias aplicaciones en geofísica, ingeniería, hidrología y estudios ambientales. En el año 2010 se realizó una recopilación de artículos nombrado *Advances in Near-surface Seismology and Ground-Penetrating Radar* (R. D. Miller *et al.*, 2010) donde mostraban avances y casos de estudio de la aplicación y eficacia de estos métodos.

Los métodos sísmicos han sido aplicados para determinar propiedades del subsuelo o determinar la forma y profundidad de anomalías como fallas, tuberías, túneles, socavones o vacíos. Las ondas superficiales son las protagonistas al momento de obtener las propiedades del subsuelo ya que al usar algunas técnicas es posible obtener la velocidad de onda S (MASW) o el factor de amplificación (H/V), por ejemplo. En cuanto a los métodos para la detección de anomalías, estos se han ido desarrollando y mejorando con el tiempo. Las técnicas utilizadas para la detección de anomalías se basan en el estudio de la difracción de ondas de cuerpo (Landa *et al.*, 1987), cambios de velocidad de la onda S (Sloan *et al.*, 2010) y ondas superficiales retrodispersadas (Leparoux *et al.*, 1999; Nasser-Moghaddam *et al.*, 2005; Xia *et al.*, 2006a).

Ondas superficiales retrodispersadas aparecen en los registros sísmicos cuando existe un objeto que contrasta significativamente con el medio. Este fenómeno ha sido ampliamente estudiado por diversos autores para comprender las complejas interacciones de las ondas superficiales directas y retrodispersadas con el medio, ondas transformadas y la profundidad, forma y tamaño del objeto retrodispersador (Hévin *et al.*, 1998; Gelis *et al.*, 2005; Filippi *et al.*, 2019).

Existen métodos en el dominio del tiempo (Leparoux *et al.*, 1999; Xia *et al.*, 2006a) y en el dominio de la frecuencia (Nasser-Moghaddam *et al.*, 2005) que analizan el fenómeno de retrodispersión para obtener los parámetros del objeto retrodispersador como la localización en superficie y en profundidad e incluso la inclinación. El método en el dominio espacio-tiempo presentado por Xia *et al.* (2006a), permite obtener la profundidad y localización lateral de un objeto retrodispersador, así como la velocidad de fase promedio de la onda Rayleigh retrodispersada, al identificar al menos dos tiempos de arribo de dichas ondas y resolver una ecuación de segundo grado.

Un objeto retrodispersador puede estar relacionado con la presencia de tuberías, cava-

des, socavones, fallas, obras civiles enterradas, entre otros. Se tratan de anomalías en el subsuelo cuya localización y caracterización puede resultar importante, por ejemplo, para fines de riesgo geológico o geotécnico. El análisis de ondas superficiales retrodispersadas que emergen de un objeto retrodispersor son derivados de experimentos de fuente activa (por ejemplo, percusión de una placa mediante un marro, algún tipo de explosivo o alguna otra fuente sísmica) dejando de lado las posibles aplicaciones con fuente pasiva.

El objetivo del presente escrito es identificar la presencia de un obstáculo en el subsuelo que produce ondas superficiales retrodispersadas observadas en secciones sísmicas obtenidas de aplicar correlaciones cruzadas en registros de ruido sísmico. El método de correlaciones cruzadas o Interferometría Sísmica (IS) (Curtis *et al.*, 2006; Wapenaar *et al.*, 2010; Larose *et al.*, 2015) ha tenido un amplio desarrollo e impacto en la sismología y geofísica superficial en las últimas dos décadas (Larose *et al.*, 2005; Takagi *et al.*, 2006; Schimmel *et al.*, 2021), debido a que nos permite obtener la función de Green entre dos sensores. El método de IS aplicado a un arreglo lineal de geófonos que registran ruido, nos permite extraer el campo de ondas del subsuelo (predominantemente ondas superficiales) sin necesidad de optar por una fuente sísmica.

Este trabajo presenta por primera vez el análisis de secciones de fuente virtual para la identificación de un obstáculo que genera ondas retrodispersadas sobre correlaciones cruzadas en datos de ruido sísmico recopilados en la Primera Sección del Bosque de Chapultepec. Utilizaré el método de Xia *et al.* (2006a) en el dominio del tiempo, presentaré las consideraciones que se deben tomar en cuenta para usar el método como método de prospección para la investigación de objetos a profundidad y proporcionaré un código diseñado en *Matlab* para implementar y procesar las secciones sísmicas de fuente virtual.

En el primer apartado del escrito se da un repaso teórico sobre algunos conceptos que permiten comprender algunos fenómenos presentes en las secciones de fuente virtual. El concepto de ondas superficiales permite comprender porque su uso es más común en estudios sísmicos someros y algunas de sus características como el fenómeno de retrodispersión y su importancia. El de ruido ambiental permite comprender su origen, clasificación y contenido en frecuencia. El apartado de IS da las bases para comprender conceptos como fuente virtual o función de Green y se mencionan algunas características y efectos sobre las secciones resultantes. Por ultimo, se desarrolla el tema de ondas retrodispersadas, el origen de las ecuaciones que rigen el método propuesto por Xia *et al.* (2006a) y algunas consideraciones para implementarlo eficazmente.

En el segundo apartado se muestra la ubicación de la zona de estudio y la localización de los geófonos, se citan algunos estudios geológicos y geofísicos que permiten limitar las soluciones del método y se describe el procedimiento que se siguió para aplicar el método de Xia *et al.* (2006a). Por último, en el tercer capítulo se muestran los resultados de

1. INTRODUCCIÓN

las observaciones sobre las secciones de fuente virtual que llevaron al desarrollo del pre-procesamiento y del código desarrollado en *Matlab*. También se muestran los resultados de aplicar el método de Xia *et al.* (2006a), es decir, la localización lateral y profundidad del objeto retrodispersor, así como la velocidad de fase promedio de la onda Rayleigh retrodispersada, y por último, algunas consideraciones para aplicar el método de ondas retrodispersadas como método de prospección sísmica.

Marco teórico

2.1. Ondas Superficiales

A diferencia de las ondas de cuerpo, las ondas superficiales son aquellas que viajan sobre la superficie libre, se llaman así porque su amplitud se atenúa exponencialmente con la profundidad por lo que su efecto en el medio está limitado a porciones de suelo someras (Moro, 2015). Algunas características que las distinguen son las siguientes:

- Están compuestas por diferentes frecuencias, normalmente bajas frecuencias, lo que da como resultado que se propaguen distintas longitudes de onda a distinta velocidad (velocidad de fase) fenómeno conocido como dispersión (Park *et al.*, 1999; Yilmaz, 2015).
- Al estar confinadas en las capas más someras, su energía decrece más lento que la energía de las ondas de cuerpo en la dirección de propagación. Para las ondas superficiales la energía decrece en función de la raíz cuadrada de la distancia, mientras que para las ondas de cuerpo decrece en función de la distancia (Moro, 2015; Yilmaz, 2015).
- Al prevalecer la energía a mayor distancia de la fuente y al ser de bajas frecuencias, predominan en los sismogramas, y a menudo son referidas como *Ground Roll*, además de que son la causa de los daños y destrucciones al ocurrir un sismo (Moro, 2015).
- G. Miller y Pursey (1955) calcularon el porcentaje de energía para cada tipo de onda que es irradiada por una fuente, concluyeron que el 7 % pertenecía a ondas compresionales, el 26 % a ondas de corte y el 68 % a ondas superficiales.

Existen diferentes tipos de ondas superficiales: Rayleigh (Rayleigh, 1885), Love (Love, 1911), Stoneley (Stoneley, 1924) y Scholte (Scholte, 1947). Las ondas Stoneley, son ondas que se crean a lo largo de una interfaz sólida, tienen aplicación en sismica de pozos ya que permiten inferir la velocidad de onda S. Las ondas Scholte son ondas parecidas a las Rayleigh, pero se presentan en el océano (Moro, 2015). Las ondas Rayleigh y las ondas Love son las de mayor interés, ya que tienen un amplio número de aplicaciones en estudios no invasivos, en estudios geotécnicos en sismología y estudios de riesgo sísmico.

La generación de ondas Rayleigh se puede explicar a partir de la incidencia de una onda P sobre una interfaz de alta impedancia y con un ángulo mayor al crítico. Cuando una

2. MARCO TEÓRICO

onda P incide de manera anormal sobre una interfaz, se crean cuatro componentes: onda P reflejada, onda de Corte reflejada de tipo SV, onda P transmitida y onda SV transmitida, cuando hay alta impedancia y el ángulo de incidencia es mayor al crítico, entonces la onda P reflejada y la onda SV reflejada quedan atrapadas en uno de los medios y viajan a lo largo de la superficie en forma de ondas Rayleigh con un movimiento acoplado de la onda P y de la onda SV (Yilmaz, 2015).

En la generación de ondas Love influye la incidencia de ondas SH. Cuando una onda SH incide en un medio, su energía se divide en una onda SH reflejada y una Onda SH transmitida, a diferencia de la Onda P no existe conversión de la onda SH, sin embargo, si puede ocurrir en presencia de capas inclinadas (Xia *et al.*, 2002). Si esta onda incide en un medio de alta impedancia y en un ángulo mayor al crítico, entonces la onda SH es capturada en el medio y viaja en forma de onda Love con un movimiento de tipo SH (Yilmaz, 2015).

Las ondas Rayleigh viajan con un movimiento de tipo P-SV acoplado, es decir, se mueven sobre un plano horizontal (o radial) y un plano vertical, lo que genera un movimiento de partícula elíptico y retrogrado con respecto a la dirección de propagación como se muestra en la Figura 2.1 (Yilmaz, 2015; Moro, 2015). Las ondas Rayleigh predominan en el tren de ondas en los sismogramas, por lo que la mayoría de la energía en el Ground Roll pertenece a las ondas Rayleigh.

La profundidad que alcanzan las ondas superficiales, y por lo tanto la información que nos proporcionan de esa profundidad, depende de la longitud de la onda λ de cada componente, de su velocidad y su amplitud. Esta profundidad normalmente es de $\lambda/3$ (Moro, 2015). Las componentes de baja frecuencia (o longitudes de onda larga) tienen el efecto de la mayoría de las capas de un medio estratificado, mientras que para las componentes de altas frecuencias (o longitudes de onda corta) solo están influenciadas por las capas más someras como se muestra en la Figura 2.3a (Foti *et al.*, 2011; Moro, 2015).

Las ondas Love, generadas por la interacción de ondas SH, viajan a lo largo de la superficie con un movimiento de partícula perpendicular a la dirección de propagación, como se muestra en la Figura 2.2. Las ondas Love aparecen cuando hay una capa de baja velocidad sobre un medio de velocidad más alta. Por su movimiento, no aparecen en sismogramas obtenidos con sensores verticales (Yilmaz, 2015; Moro, 2015).

Las aplicaciones surgen del análisis de las ondas superficiales las cuales tuvieron un auge a partir de la década de 1950 gracias a nuevos métodos numéricos y el desarrollo de instrumentos apropiados para medir señales sísmicas de amplio rango de frecuencias. Las aplicaciones comenzaron para la caracterización de basamentos geológicos usando señales sísmicas provenientes de explosiones y microtemores (Foti *et al.*, 2011). En la Tabla 2.1 se muestra un resumen de algunos métodos basados en el uso de ondas superficiales.

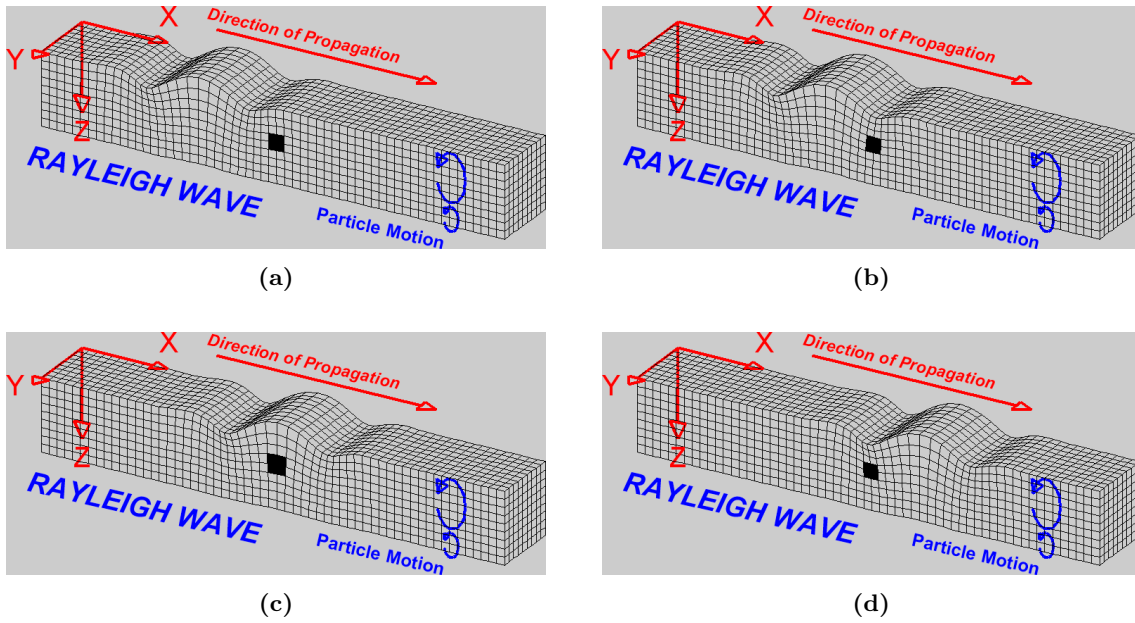


Figura 2.1: Movimiento de las partículas ante una onda Rayleigh

Nota. Se observa un modelo de suelo cuyas partículas están representadas por una malla de cubos en 3D. El modelo está respondiendo al movimiento acoplado de las ondas P-SV en forma de ondas Rayleigh. Las partículas se mueven paralelamente y perpendicularmente a la dirección de propagación de la onda, esto da resultado al movimiento elíptico retrogrado, cambiando la forma y tamaño de las partículas. Figura extraída de L. Braile, (<http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html>).

2. MARCO TEÓRICO

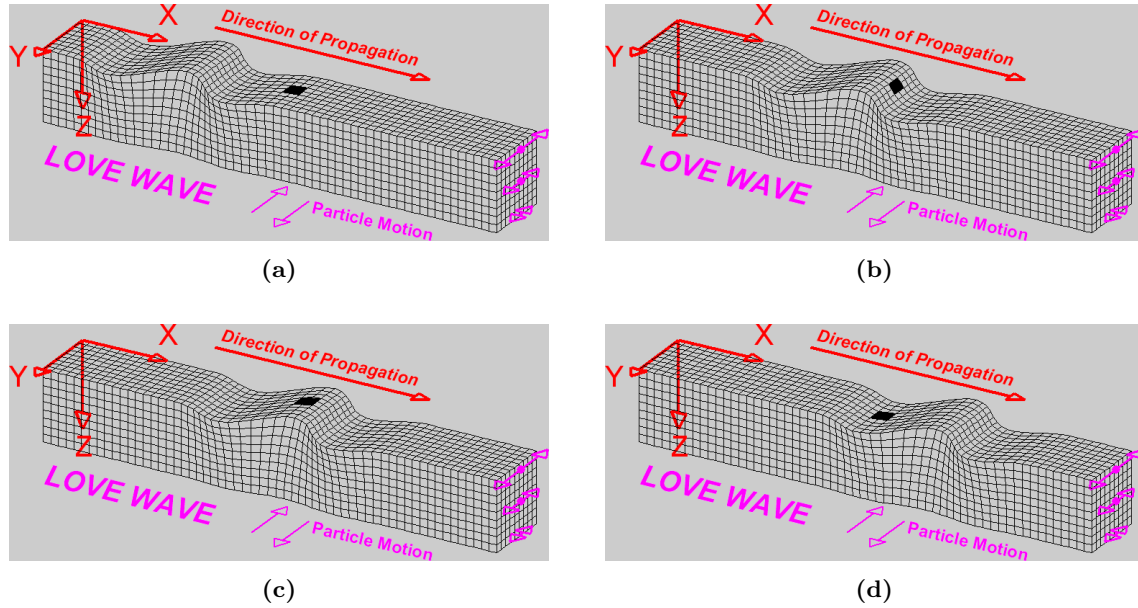


Figura 2.2: Movimiento de las partículas ante una onda Love

Nota. Se observa un modelo de suelo cuyas partículas están representadas por una malla de cubos en 3D. El modelo está respondiendo al movimiento de la onda SH reflejada con ángulo crítico en forma de ondas Love. Las partículas se mueven horizontal y transversalmente a la dirección de propagación de la onda, cambiando la forma de las partículas. Figura extraída de L. Braile, (<http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html>).

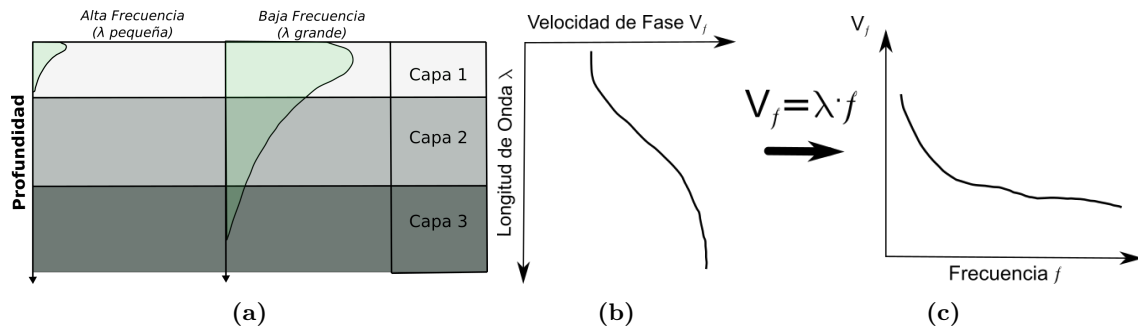


Figura 2.3: Fenómeno de dispersión y curva de dispersión

Nota. En la figura *a* se muestra la relación entre la longitud de onda de dos componentes de ondas superficiales, a mayor frecuencia menor profundidad y viceversa. En la figura *b* se muestra la relación entre velocidad de fase y longitud de onda y usando la relación $v_f = \lambda \cdot f$ se obtiene la figura *c* que se conoce como curva de dispersión. Figura extraída de Foti *et al.* (2011).

Cada longitud de onda viaja a distinta velocidad. Estas diferencias se pueden representar en una gráfica de velocidad de fase v_f contra longitud de onda, Figura 2.3b, o velocidad de fase contra frecuencia, gracias a la relación $v_f = \lambda \cdot f$, Figura 2.3c. A esta última gráfica se le conoce como curva de dispersión y está relacionada con las variaciones en las propiedades del medio con la profundidad (Foti *et al.*, 2011). Si se conoce la curva de dispersión, es posible resolver el problema inverso e identificar los parámetros de un modelo de capas. Esto es en esencia, la base de los métodos que utilizan ondas superficiales para resolver problemas de ingeniería (Foti *et al.*, 2011).

Para generar ondas superficiales es necesario utilizar alguna fuente que suministre suficiente energía en el medio y generar el rango de frecuencias que sean de interés. Estas fuentes pueden ser activas o pasivas. Las fuentes activas, como fuentes de impacto, suelen generar un rango de frecuencias de entre 10 a 200 Hz para pequeños martillos, y de 2 a 40 Hz para caída de pesos más grandes (Foti *et al.*, 2011). Existe la posibilidad de usar fuentes controladas para generar ondas armónicas y mejorar la calidad de los datos.

Un tipo de fuente cada vez más común es el ruido sísmico, compuesto principalmente de ondas superficiales de baja frecuencia (Aki, 1957; Nogoshi e Igarashi, 1972) por lo que permiten caracterizar una mayor profundidad. En el siguiente apartado se discutirá más a fondo el tema de ruido sísmico ambiental.

Método		Autor
Métodos de Fuente Activa		
SSRM	Steady-State Rayleigh Method	Jones, 1958
SASW	Análisis Espectral de Ondas Superficiales (Spectral Analysis of Surface Waves)	Nazarian y Stoke, 1984
MASW	Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (Multichannel Analysis of Surface Waves)	Park, 1999
Métodos de Fuente Pasiva		
HV	Cocientes Espectrales	Nogoshi e Igarashi Nakamura, 1989
SPAC y ESAC	Autocorrelación Espacial (SPatial Auto-Correlation)	Aki, 1957 y 1965
Arreglos Bidimensionales		Frosh y Green, 1996
ReMi	Refracción de Microtremores (Refractor Microtremor)	Louie, 2001

Tabla 2.1: Métodos que se basan en el estudio de ondas superficiales

Nota. Métodos desarrollados a partir del estudio y análisis de las ondas superficiales. Los métodos de fuente activa utilizan explosiones o martillos para excitar el medio. Los métodos de fuente pasiva usan el análisis de ruido sísmico. Tabla generada de Foti *et al.* (2011).

2.2. Ruido Sísmico Ambiental

El estudio del ruido sísmico y su origen se han estudiado desde hace casi un siglo. Gutenberg en 1958 recopiló más de 600 artículos de todo el mundo relacionados con ruido sísmico (Bonney-Claudet *et al.*, 2006) escribiendo su artículo *Microseisms* en donde define ruido sísmico como: “...movimientos más o menos regulares del suelo que no son producidos por terremotos o explosiones, que tienen un periodo o pseudo-periodo que no excede algunos minutos y continua por muchos periodos.” (Gutenberg, 1958, pág. 54) y cuyo origen depende de sus diferentes periodos o frecuencias (Tabla 2.2).

Actualmente la definición no ha cambiado mucho, varios autores mencionan que el ruido sísmico es el término utilizado para denotar las vibraciones del suelo cuya fuente u origen es el oleaje que golpea las costas, el efecto del viento sobre las raíces de los árboles o edificios, tormentas, vulcanismo, flujo de ríos, sismos lejanos, actividades humanas como la industria maquinaria, la extracción de recursos, y desplazamientos en autos, trenes, suburbanos, caminatas, entre otros y por lo tanto su origen podría ser clasificado como: natural o cultural y cuya diferencia es el contenido en frecuencia (Bonney-Claudet *et al.*, 2006; Larose *et al.*, 2015; Sánchez-Sesma *et al.*, 2020). En la Tabla 2.2 se muestra un resumen de las fuentes de ruido sísmico ambiental de acuerdo a su frecuencia hecha por Bonney-Claudet *et al.* (2006) de estudios de Gutenberg (1958) y Asten (1978 y 1984).

Existe una distinción entre el ruido sísmico de periodo largo ($T > 1s$) y el de periodo corto ($T < 1s$) denominándolos microsismos y microtremores respectivamente, siendo la principal fuente de los microsismos las fuentes naturales (principalmente oleaje) y el de los microtremores las actividades humanas (Bard, 1998; Bonney-Claudet *et al.*, 2006)).

De los estudios que realizaron Bard (1998) y Bonney-Claudet *et al.* (2006) sobre los escritos e investigaciones realizados sobre ruido sísmico, se puede hacer un resumen de la

	Gutenberg (1958)	Asten (1978, 1984)
Oleaje que golpea las costas	0.05-0.1 HZ	0.5-1.2 Hz
Tormentas/Perturbaciones meteorológicas de gran escala	0.1-0.25 Hz	0.16-0.5 Hz
Ciclones sobre los océanos	0.3-1 Hz	0.5-3 Hz
Condiciones meteorológicas locales	1.4-5 Hz	
Tremores volcánicos	2-10 Hz	
Urbanismo	1-100 Hz	1.4-30 Hz

Tabla 2.2: Resumen de las fuentes de ruido sísmico ambiental de acuerdo a su frecuencia

Nota. Origen de las fuentes de ruido. Resumen de los estudios por Gutenberg (1958), Asten (1978) y Asten & Henstridge (1984). Tabla extraída de Bonney-Claudet *et al.* (2006).

clasificación de su origen en tres principales categorías: 1) ruido sísmico por debajo de 0.5 Hz cuya fuente es el oleaje correlacionado con condiciones meteorológicas de gran escala, 2) ruido sísmico en frecuencias alrededor de 1 Hz debido a efectos del viento y condiciones meteorológicas locales y 3) ruido sísmico por encima de 1 Hz debido a actividades humanas.

La proporción de ondas de cuerpo y ondas superficiales contenidas en el ruido sísmico ha sido discutida por diferentes autores, la importancia de la discusión está en que la cantidad del tipo de onda determina la interpretación de algunos métodos (Bonney-Claudet *et al.*, 2006). Autores como Aki (1957) y Nogoshi e Igarashi (1972) destacaron que el ruido sísmico consistía principalmente de ondas superficiales, más tarde otros autores como Kanai (1983) y Nakamura (1989) asumieron que el ruido sísmico consistía principalmente de la onda vertical S, cambiando la interpretación de los picos observados en la curva del método HVSR, siendo, resonancia de ondas de cuerpo o modos fundamentales de ondas Rayleigh (Bonney-Claudet *et al.*, 2006).

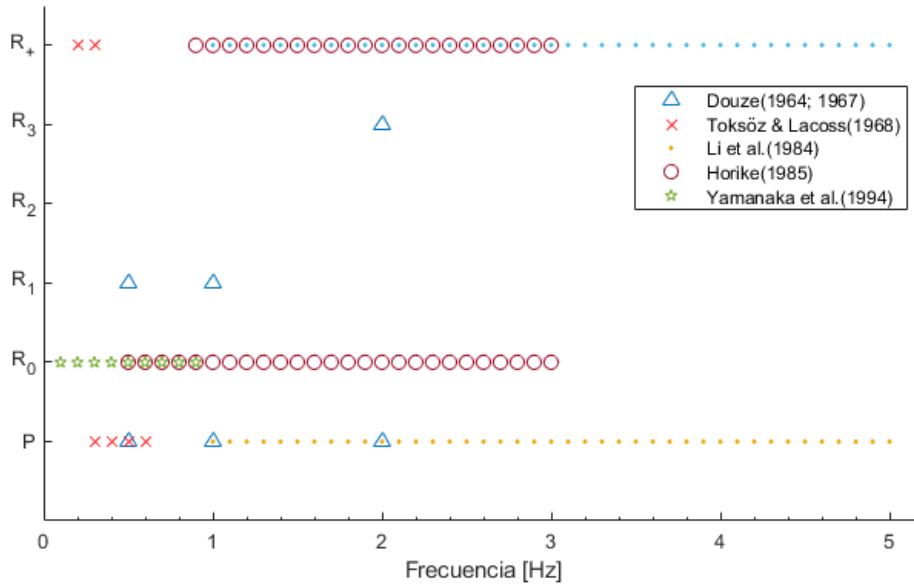


Figura 2.4: Contenido de ondas del ruido sísmico en función de la frecuencia

Nota. La letra P se refiere a las ondas de cuerpo y la letra R a las ondas Rayleigh (El subíndice indica los modos de la onda Rayleigh: 0 para el modo fundamental, 1 para el primer modo, 2 para el segundo modo, 3 para el tercer modo y + cuando no hay precisión del orden). Figura extraída de Bonney-Claudet *et al.* (2006).

2. MARCO TEÓRICO

Más estudios sobre el tema resaltan que el contenido del ruido sísmico está determinado por la frecuencia, un resumen de estos estudios se muestra en la Figura 2.4. Se ha observado que en bajas frecuencias (< 1 Hz) el contenido consiste principalmente en modos fundamentales de las ondas Rayleigh cerca de la superficie, sin embargo, para frecuencias más altas, los autores no identifican con precisión su naturaleza, concluyendo que el campo de ondas del ruido sísmico consiste en una mezcla de tanto ondas de cuerpo como ondas Rayleigh (Bonney-Claudet *et al.*, 2006).

Existen diversas aplicaciones que resultan de la medición del ruido sísmico, de las que destacan el método de Nakamura (Nakamura, 1989) o método de cocientes espectrales H/V. El método nos permite realizar estudios de microzonificación y obtener la respuesta de sitio local que nos sirven para evaluar la respuesta de sitio y riesgos sísmicos. Otra aplicación es el uso de arreglos, lo que nos permite obtener la curva de dispersión de las ondas Rayleigh a partir de las mediciones y, al ser procesado, se puede obtener un perfil de velocidades de la onda S, la cual tiene aplicaciones en estudios de riesgo e ingeniería geotécnica (Bonney-Claudet *et al.*, 2006).

Una aplicación diferente al tema de riesgo sísmico, es la correlación cruzada del ruido sísmico en el que se obtiene la función de Green entre dos receptores, conocido como Interferometría Sísmica, y se estiman las componentes de las ondas superficiales (ondas Rayleigh) las cuales permiten construir modelos geofísicos, mejorar los modelos de tomografías sísmicas y caracterizar la estructura de la tierra (Shapiro y Campillo, 2004; Sabra *et al.*, 2005a; Shapiro, 2005). Este tema se desarrollará en la siguiente sección.

2.3. Interferometría Sísmica

El método de Interferometría Sísmica (IS), también conocida como recuperación de la función de Green, consiste en crear nuevas respuestas sísmicas a partir de dos señales registradas al mismo tiempo por dos o más receptores colocados en diferentes posiciones. Se puede resumir en dos procedimientos fundamentales: la correlación cruzada, que detecta las diferencias de los tiempos de viaje de las ondas registradas y el apilamiento o suma de los resultados de la correlación cruzada de las diferentes fuentes, que es como una integración sobre todas las fuentes (Curtis *et al.*, 2006; Wapenaar *et al.*, 2010; Larose *et al.*, 2015).

El concepto general de interferometría hace referencia al estudio de la interferencia entre pares de señales para obtener información de las diferencias entre ellas, por lo tanto, la IS se refiere al estudio de la interferencia entre las señales sísmicas. Las señales pueden ser registros de sismos, registros de fuentes activas, registro de señales creadas en laboratorio o modelos de onda generadas por computadora (Curtis *et al.*, 2006).

La creación de fuentes virtuales es la clave de la IS. La idea principal de la generación de fuentes virtuales está en grabar trazas sísmicas en dos receptores, **A** y **B**, con posiciones diferentes. Al aplicar el método, podemos crear, a partir de los datos ya medidos, una nueva traza en uno de los receptores, por ejemplo en el receptor **A**, como si en el otro receptor, el receptor **B**, hubiéramos colocado una fuente (Figura 2.5). Es como si moviéramos la fuente a la posición de alguno de los receptores, simulando una nueva fuente, llamada fuente virtual (Hill, 2006).

La nueva respuesta en el receptor **A** también se le conoce como respuesta al impulso o función de Green. La importancia de la función de Green en sismica de exploración, es que nos permite reconstruir el campo de ondas que se propagan en un medio al conocer algunas propiedades del medio o la fuente. En particular para IS, permite derivar sus ecuaciones y generar los métodos de fuente virtual (Ramírez y Weglein, 2009).

Para comprender mejor por qué al método también se le conoce como recuperación de la función de Green veamos un ejemplo simple en una dimensión, representado en la Figura 2.6. Imaginemos dos receptores, A y B, localizados en diferentes posiciones, x_A y x_B respectivamente, y que midieron la respuesta a un impulso cuya fuente se localiza en x_s (Figura 2.6a). La respuesta en cada receptor, φ_A y φ_B , se puede representar por su respectiva función de Green, esto es:

$$\varphi_A = G(x_A, x_s, t) \quad (2.1)$$

$$\varphi_B = G(x_B, x_s, t) \quad (2.2)$$

Donde el primer argumento de la función de Green es la posición del receptor, el segundo argumento es la posición de la fuente y el tercer argumento es el tiempo (t). Si aplicamos una correlación cruzada entre las respuestas de cada receptor obtendremos la función de Green que tendría el receptor B si el receptor A se comportará como una fuente (Wapenaar *et al.*, 2010), es decir:

$$C_{AB}(t) = G(x_B, x_A, t) \quad (2.3)$$

Para comprender mejor la afirmación, definiremos la función de Green de cada receptor como la respuesta a un impulso:

$$G(x_A, x_s, t) = \delta(t - t_A); \quad t_A = \frac{x_A - x_s}{c} \quad (2.4)$$

2. MARCO TEÓRICO

$$G(x_B, x_s, t) = \delta(t - t_B); \quad t_B = \frac{x_B - x_s}{c} \quad (2.5)$$

Donde c es la velocidad a la que se propagan las ondas. Al aplicar la operación de correlación cruzada obtenemos:

$$G(x_B, x_s, t) * G(x_A, x_s, t) = \int G(x_B, x_s, t + t') G(x_A, x_s, t') dt' \quad (2.6)$$

Al substituir las ecuaciones 2.4 y 2.5 en la ecuación 2.6 obtenemos:

$$\int \delta(t + t' - t_B) \delta(t' - t_A) dt' = \delta(t - (t_B - t_A)) = \delta\left(t - \frac{x_B - x_A}{c}\right) \quad (2.7)$$

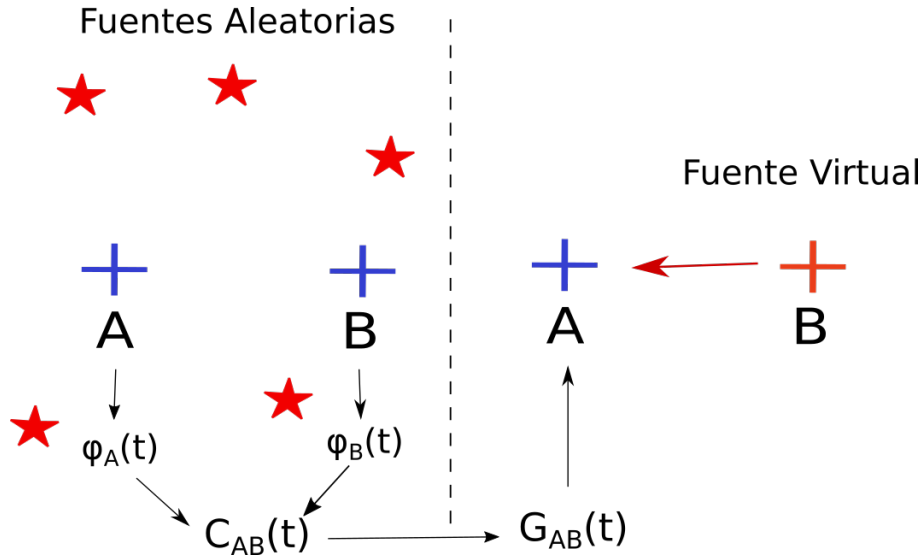


Figura 2.5: Generación de fuentes virtuales con Interferometría Sísmica

Nota. Del lado izquierdo se muestran distintas fuentes y dos receptores registrando las respuestas sísmicas, φ_A y φ_B . Al aplicar el método de IS ($C_{AB}(t)$) obtenemos el resultado mostrado en la parte derecha, una respuesta en el receptor A ($G_{AB}(t)$) debido a que B actúa como una fuente virtual. Figura extraída de Larose *et al.* (2015).

Donde $\delta\left(t - \frac{x_B - x_A}{c}\right)$ es la función de Green en el receptor B si el receptor A se comportará como una fuente, en otras palabras, al aplicar la correlación cruzada obtenemos la función de Green entre los receptores (ecuación 2.8), es por ello que al método también se le conoce como recuperación de la función de Green (Wapenaar *et al.*, 2010).

$$G(x_B, x_s, t) * G(x_A, x_s, t) = G(x_B, x_A, t) \quad (2.8)$$

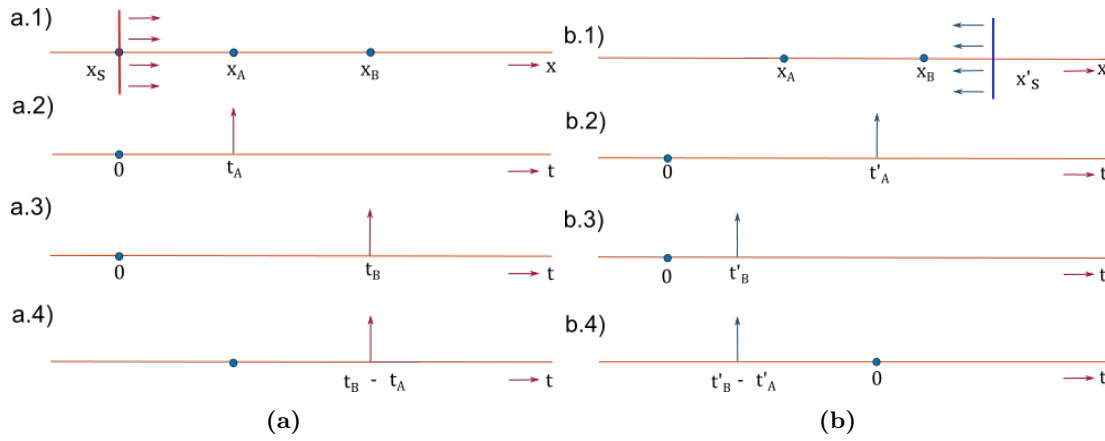


Figura 2.6: Ejemplo de Interferometría Sísmica en una dimensión

Nota. En la imagen *a* muestra una onda plana y causal. En la imagen *b* muestra una onda plana y anticausal. Para los puntos 2 y 3 de cada imagen se muestra la llegada de la onda a los receptores como una respuesta a un impulso. En el punto 4 se muestra el concepto de fuente virtual, uno de los receptores actúa como una fuente. Figura extraída de Wapenaar *et al.* (2010).

Ahora imaginemos que existe otra fuente en una posición opuesta a la primera, como se muestra en la Figura 2.6b, las ecuaciones 2.4 y 2.5 cambiarían para estar en función de la nueva fuente:

$$G(x_A, x'_s, t) = \delta(t - t'_A); \quad t'_A = \frac{x'_s - x_A}{c} \quad (2.9)$$

$$G(x_B, x'_s, t) = \delta(t - t'_B); \quad t'_B = \frac{x'_s - x_B}{c} \quad (2.10)$$

Al aplicar la correlación cruzada como en las ecuaciones 2.6 y 2.7 se obtiene la función de Green inversa, esto es:

$$G(x_B, x'_s, t) * G(x_A, x'_s, t) = G(x_B, x_A, -t) \quad (2.11)$$

2. MARCO TEÓRICO

Si las fuentes actúan al mismo tiempo, como se muestra en la Figura 2.7, entonces tendríamos que apilar o sumar las respuestas:

$$G(x_B, x_A, t) + G(x_B, x_A, -t) = \sum_{i=1}^2 G(x_B, x_s^i, t) * G(x_A, x_s^i, -t) \quad (2.12)$$

Es así como se obtiene una respuesta causal de la función de Green debido a la fuente que existe para $t > 0$ y una respuesta anticausal de la función de Green para la fuente que existe para $t < 0$. Los términos $t'_B - t_A$ y $t_B - t'_A$ que aparecen en la Figura 2.7d, son el resultado de la correlación cruzada y no tienen un significado físico. Este ejemplo nos indica que para este tipo de fuentes (fuentes activas o impulsivas) es necesario el apilamiento o suma, sin embargo, cuando utilizamos como señales registros de ruido sísmico esto cambia.

Se le conoce como Interferometría de ruido ambiental al método que utiliza como señales registros de sísmica pasiva (ruido sísmico). En este método la suma o apilamiento sobre las diferentes fuentes no es necesaria, ya que en las respuestas de correlación existe una superposición de fuentes no correlacionadas y que actúan simultáneamente (Wapenaar *et al.*, 2010).

Siguiendo con el ejemplo, podemos utilizar una señal de ruido sísmico descrito por la función $n(t)$ y con el mismo arreglo del ejemplo de la Figura 2.6a, las funciones de Green en cada receptor estarían relacionadas al ruido, como se muestra a continuación.

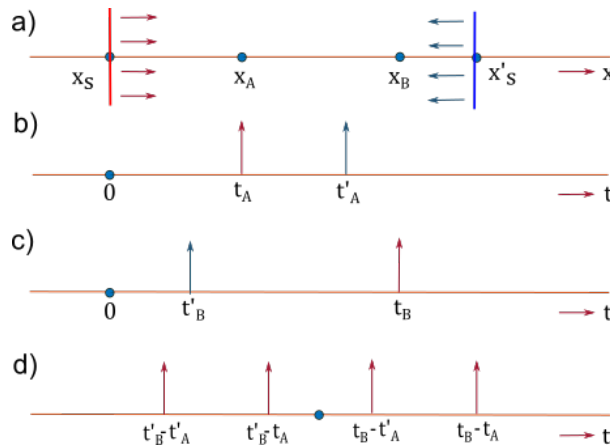


Figura 2.7: Ejemplo de Interferometría Sísmica en una dimensión con dos fuentes

Nota. En este ejemplo existen dos fuentes a los lados del arreglo que actúan simultáneamente. El resultado de aplicar el método se muestra en la imagen d, la cual contiene elementos resultantes de la correlación cruzada que no tienen un significado físico. Figura extraída de Wapenaar *et al.* (2010).

$$u(x_A, x_s, t) = G(x_A, x_s, t) * n(t) \quad (2.13)$$

$$u(x_B, x_s, t) = G(x_B, x_s, t) * n(t) \quad (2.14)$$

Al aplicar la correlación cruzada obtenemos:

$$G(x_B, x_A, t) * N(t) = u(x_B, x_s, t) * u(x_A, x_s, -t) \quad (2.15)$$

Donde $N(t)$ es la autocorrelación del ruido, $N(t) = n(t) * n(-t)$. En otras palabras, si la fuente fuera ruido sísmico, la correlación cruzada de los registros de dos receptores, da como resultado la función de Green entre los receptores en convolución con la autocorrelación del ruido (Wapenaar *et al.*, 2010).

De igual manera, podríamos agregar una nueva fuente de ruido que actúa simultáneamente con la anterior, como en el ejemplo de la Figura 2.7, descritas por $n_1(t)$ y $n_2(t)$ localizadas en x_s y x'_s respectivamente. Habría dos respuestas en cada receptor, como se muestra en la Figura 2.7b y c, descritas por:

$$u(x_A, t) = \sum_{i=1}^2 G(x_A, x_s^i, t) * n_i(t) \quad (2.16)$$

$$u(x_B, t) = \sum_{j=1}^2 G(x_B, x_s^j, t) * n_j(t) \quad (2.17)$$

Al aplicar la correlación cruzada obtenemos:

$$u(x_B, t) * u(x_A, -t) = \sum_{i=1}^2 G(x_B, x_s^i, t) * G(x_A, x_s^i, -t) * N(t) \quad (2.18)$$

Donde $N(t)$ es la autocorrelación del ruido. Como en el ejemplo anterior, obtendremos dos funciones de Green en el mismo receptor, una respuesta causal y una respuesta anticausal, lo que da como resultado la siguiente expresión:

$$u(x_B, t) * u(x_A, -t) = (G(x_B, x_A, t) + G(x_B, x_A, -t)) * N(t) \quad (2.19)$$

En otras palabras, la correlación cruzada de dos registros con distintas fuentes de ruido sísmico nos devuelve la función de Green entre los receptores más su función inversa en convolución con la autocorrelación del ruido. A diferencia de las fuentes activas y debido

2. MARCO TEÓRICO

a que las fuentes de ruido sísmico no están correlacionadas, no aparecen los términos parecidos a $t'_B - t_A$ y $t_B - t'_A$ del ejemplo anterior, y por la misma razón el término $N(t)$ no contribuye, por lo que obtendríamos solamente la función de Green y su inversa, siempre y cuando el tiempo de registro sea el suficiente para mantener un campo isotrópico (Wapenaar *et al.*, 2010).

Un ejemplo de IS aplicada a registros de ruido sísmico lo podemos encontrar en Wapenaar *et al.* (2010) y que se muestra en la Figura 2.8. Se han registrado datos de ruido sísmico en dos receptores, Figura 2.8a y b, respectivamente. Las fuentes no están correlacionadas, por lo que los registros no son parecidos o están desfasados como en los ejemplos de la Figura 2.6. Al aplicar el método, obtenemos la función de Green entre los receptores más su función inversa y no aparecen términos adicionales como en la Figura 2.7 ya que las fuentes están distribuidas de forma isotrópica en el espacio.

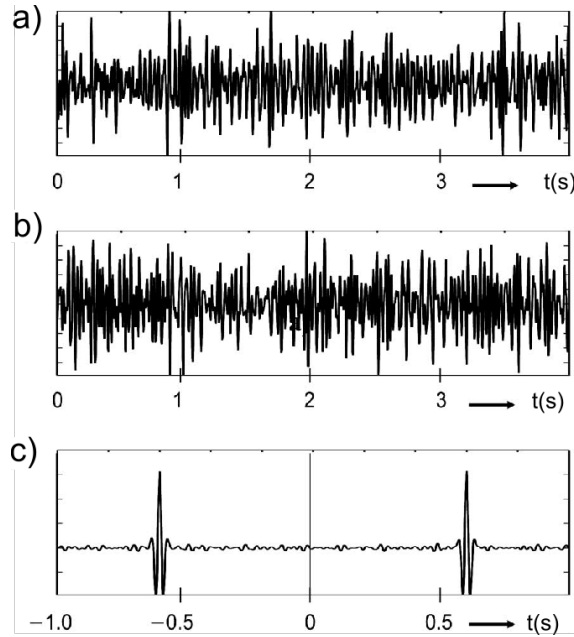


Figura 2.8: Ejemplo de Interferometría Sísmica pasiva con dos fuentes de ruido sísmico

Nota. En este ejemplo están actuando simultáneamente dos fuentes de ruido sísmico no correlacionados y se han registrado en dos receptores *a* y *b*. La correlación cruzada en la figura *c* muestra la inexistencia de otros términos a diferencia de la Figura 2.7. Figura extraída de Wapenaar *et al.* (2010).

En algunos estudios de campo se ha observado la falta de simetría entre la zona anticausal y la zona causal de las correlaciones cruzadas de registros de ruido sísmico (Sabra *et al.*, 2005b; Takagi *et al.*, 2006; Czarny *et al.*, 2018). En estos estudios se observan mayores amplitudes en la zona anticausal o en la zona causal como se observa en la Figura 2.9.

Sabra *et al.* (2005b) reportaron que la correlación cruzada entre dos estaciones que son paralelas a una línea de costa es simétrica, mientras que la correlación cruzada entre estaciones que son perpendiculares a la línea de costa es asimétrica. Esto demuestra que la asimetría de las correlaciones cruzadas se debe a una escasa distribución de las fuentes. En la zona que presenta mayores amplitudes se debe a una dirección preferencial de las ondas sísmicas, es decir, falta de isotropía, debido a la concentración de las fuentes que generan ruido en un área limitada (Sabra *et al.*, 2005b; Takagi *et al.*, 2006). Mayores amplitudes en la zona anticausal son causadas por la dirección preferencial del ruido desde la fuente virtual al receptor y viceversa (Takagi *et al.*, 2006).

El método de IS nos permite crear fuentes en cualquier lugar donde se pueda colocar un sensor y de esta forma poder convertir el ruido en una señal aplicable en sísmica de exploración. Su aplicación se ha extendido para estudios de la estructura geológica en otros cuerpos del sistema solar como la Luna (Larose *et al.*, 2005) y Marte (Schimmel *et al.*, 2021).

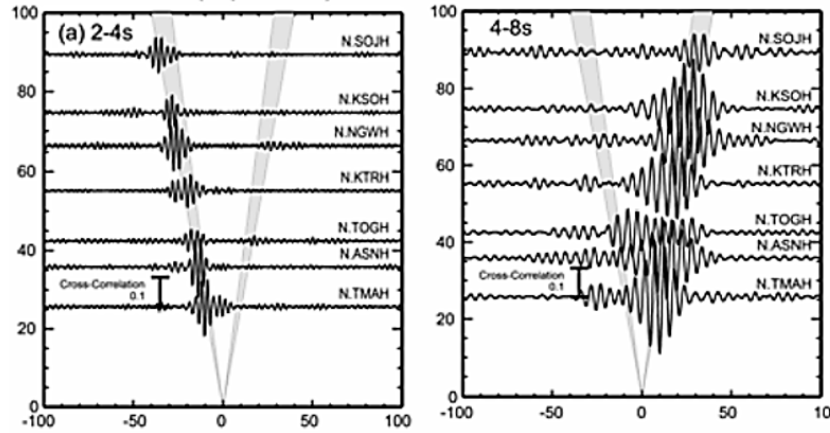


Figura 2.9: Asimetría en correlaciones cruzadas de registros de ruido sísmico

Nota. La asimetría en las correlaciones cruzadas se presenta por la falta de isotropía de las fuentes de ruido. Las mayores amplitudes observadas en alguna de las dos zonas se deben por la concentración de las fuentes que generan ruido en una dirección preferencial. Figura extraída de Takagi *et al.* (2006).

2.4. Retrodispersión de Ondas Rayleigh

El uso de las ondas superficiales para caracterizar el medio en el que se propagan se ha enfocado en obtener la curva de dispersión y por medio de métodos de inversión obtener perfiles de velocidades de la onda S, y de esta manera obtener propiedades elásticas del medio (Yilmaz, 2015; Xia *et al.*, 2006a). Algunas técnicas, como el método MASW, han sido utilizadas para detectar irregularidades o anomalías cerca de la superficie, pero debido a la complejidad del medio y la resolución de los métodos geofísicos es difícil obtener buenos resultados. Algunos otros métodos se han desarrollado para detectar anomalías cerca de la superficie con ondas superficiales, pero suelen ser complejas (Xia *et al.*, 2006a).

Se ha encontrado que la retrodispersión de ondas superficiales puede dar resultados favorables para la detección de anomalías en el subsuelo cerca de la superficie (Xia *et al.*, 2006a, 2006b; Zeng *et al.*, 2009; Sloan *et al.*, 2010, 2015). La retrodispersión de ondas superficiales ocurre cuando ondas superficiales se propagan por un medio y encuentran un límite (o una anomalía) con distinta velocidad o densidad, por lo que parte de la energía que se dispersa regresa a la fuente (Sloan *et al.*, 2015).

Xia *et al.* (2006a) presentaron un método sencillo que utiliza el fenómeno de retrodispersión de ondas superficiales para detectar anomalías o cavidades cerca de la superficie en el dominio espacio-tiempo, parten de una ecuación de tiempo de viaje de ondas Rayleigh retrodispersadas y la resuelven para obtener la profundidad de una anomalía y un promedio de la velocidad de fase de ondas Rayleigh.

El modelo geométrico en el que se basan se muestra en la Figura 2.10, se hace la suposición de que las ondas Rayleigh viajan a lo largo del medio con una velocidad de fase v_f promedio (onda 1 en la Figura 2.10) y que, al encontrarse con una anomalía, la onda se difracta en uno de los bordes con la misma velocidad de fase y parte de la energía es retrodispersada (onda 2 en la Figura 2.10). Por lo tanto, el tiempo de viaje de las ondas Rayleigh retrodispersadas a un receptor se puede representar mediante la siguiente ecuación.

$$t_x = \frac{1}{v_f} \left(d + (x^2 + h^2)^{\frac{1}{2}} \right) \quad (2.20)$$

Las ondas Rayleigh que se difractan y retrodispersan en el borde de una anomalía aparecen en los registros como una hipérbola o curva de difracción como se muestra en la Figura 2.11. De esta forma el vértice nos indica la localización en la superficie de la anomalía, h es la profundidad al punto de difracción o la profundidad a la parte superior de la anomalía, x es la distancia horizontal entre el borde de la anomalía (o el vértice de la hipérbola) y un receptor, d es la distancia entre la fuente y el vértice de la hipérbola y t_x es el tiempo de arribo de la onda retrodispersada a un receptor (Figura 2.11).

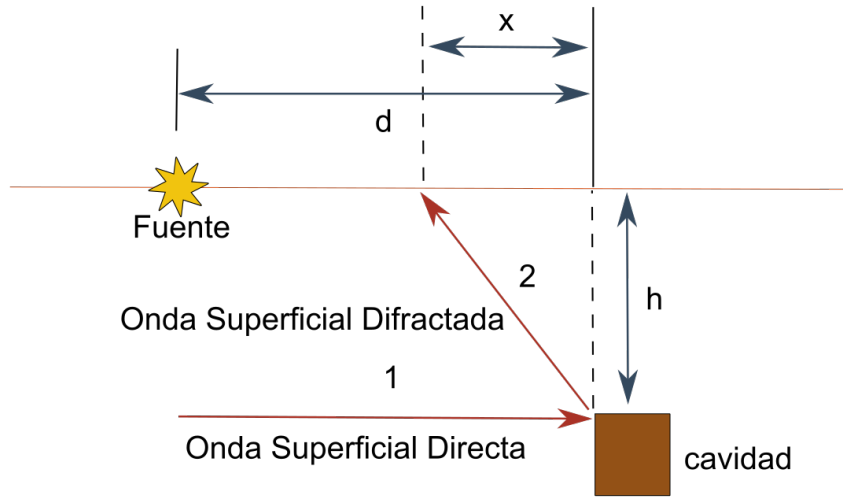


Figura 2.10: Geometría de una onda Rayleigh retrodispersada

Nota. La distancia d es la medida entre la fuente y la esquina superior de la anomalía, la distancia x es la medida entre dos receptores, h es la distancia entre la superficie y la parte superior de la anomalía. La onda superficial 1 viaja por el medio, choca con la anomalía, se difracta y retrodispersa a uno de los receptores (onda superficial 2). Figura extraída de Xia *et al.* (2006a).

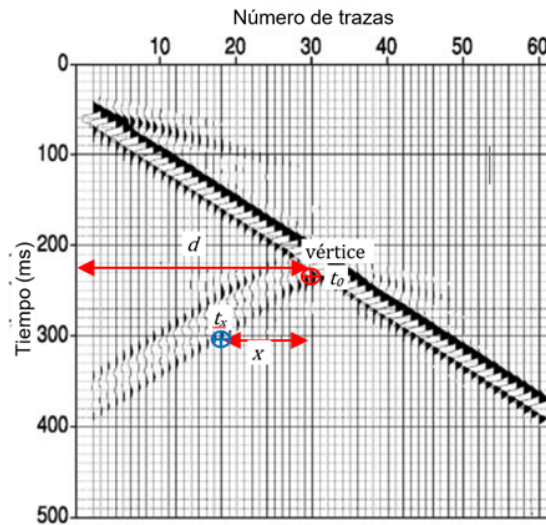


Figura 2.11: Ejemplo de retrodispersión de ondas Rayleigh

Nota. Registro sintético de ondas superficiales directas y retrodispersadas. Se ejemplifica como ubicar los parámetros necesarios para obtener la profundidad de una anomalía. Figura extraída de Xia *et al.* (2006a).

2. MARCO TEÓRICO

Cuando la distancia entre el vértice y un receptor es mucho mayor que la profundidad, esto es $x \gg h$, entonces la ecuación 2.20 se vuelve una ecuación lineal:

$$t_x = \frac{1}{v_f} (d + x) \quad (2.21)$$

Esta expresión permite determinar la velocidad de fase para tiempos de arribo de difracciones en receptores lejanos. Cuando $x = 0$, es decir, sobre el vértice de la hipérbola, obtenemos el tiempo t_0 :

$$t_0 = \frac{1}{v_f} (d + h) \quad (2.22)$$

Despejando la velocidad de la ecuación 2.22 y sustituyendo en la ecuación 2.20 se obtiene una ecuación de segundo grado:

$$ah^2 + bh + c = 0 \quad (2.23)$$

Dónde los términos a, b y c son:

$$a = \left(\frac{t_x}{t_0}\right)^2 - 1, \quad b = 2\frac{t_x}{t_0} \left(\frac{t_x}{t_0} - 1\right) d, \quad c = \left(\left(\frac{t_x}{t_0}\right)^2 - 2\left(\frac{t_x}{t_0}\right) + 1\right) d^2 - x^2 \quad (2.24)$$

La ecuación 2.23 puede resolverse utilizando la fórmula general de segundo grado:

$$h = \frac{-b + \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a} \quad (2.25)$$

Y la velocidad de fase de las ondas retrodispersadas se puede obtener despejando v_f de la ecuación 2.22.

$$v_f = \frac{1}{t_0} (d + h) \quad (2.26)$$

Las ecuaciones en 2.24 nos indican que solo necesitamos reconocer dos tiempos de viaje de la curva de difracción en los registros: un tiempo en el vértice de la hipérbola (t_0) y un tiempo en cualquier otro receptor que haya detectado la hipérbola (t_x) como se muestra en la Figura 2.11

Existen algunos puntos que se deben considerar y que pueden limitar el uso de esta técnica. La profundidad de investigación está limitada por las longitudes de onda que se logran propagar por el medio, por lo que es importante que la fuente genere ondas superficiales de baja frecuencia. Entre más profunda está la anomalía la energía de las difracciones decrece significativamente y a mayor profundidad de investigación las ondas superficiales pueden enmascarse con ondas convertidas dificultando reconocer las ondas

Rayleigh retrodispersadas (Xia *et al.*, 2006a; Zeng *et al.*, 2009).

Xia *et al.* (2006a) también demostraron que es posible mejorar la visibilidad de la hipérbola de difracción al aplicar un filtro $f-k$ a los registros, debido a que logra minimizar la amplitud de las ondas superficiales directas y resaltar las ondas difractadas. Otro punto a considerar es que al igual que como se observa en la Figura 2.11, solo uno de los brazos de la hipérbola de difracción es visible ya que el otro brazo se encuentra enmascarado por las ondas superficiales directas y no es posible separarlos.

Xia *et al.* (2006b) demostraron que el método es posible aplicarlo a un modelo de capas donde la velocidad aumenta con la profundidad, pero en estos casos es necesario aplicar un filtro $f-k$ ya que las ondas retrodispersadas son enmascaradas por las ondas superficiales y son débiles. También observaron que la velocidad de fase de las ondas retrodispersadas está determinada principalmente por la composición de los materiales. Concluyeron que para detectar anomalías profundas, se deben generar ondas superficiales con suficiente energía, con longitudes de onda grandes y una relación señal-ruido alta.

Zeng *et al.* (2009) aplicaron el método en modelos de un túnel de distintos tamaños en un semi-espacio homogéneo. Lograron obtener una curva de difracción para los diferentes modelos sin utilizar un filtro $f-k$, ya que la ausencia de ruido no enmascaraba las respuestas. Demostraron que la energía o amplitud de las ondas retrodispersadas decrece en función del tamaño y profundidad del túnel. Si el tamaño del túnel es 3% de su profundidad, entonces la energía de las ondas retrodispersadas no será suficiente para ser detectada ya que las ondas retrodispersadas pueden enmascararse con las ondas directas y dificultar su reconocimiento del ruido de fondo, incluso si se usan filtros $f-k$.

En un estudio realizado por Sloan *et al.* (2010) demostraron que conociendo el rango de frecuencias en el que se encuentran las ondas retrodispersadas y la velocidad de las ondas Rayleigh, podían determinar la longitud de onda retrodispersada más corta y más larga. Determinaron que no existen longitudes de onda menores a la profundidad del objeto retrodispersador, por lo que la longitud de onda más corta está asociada a la profundidad de dicho objeto. Por otro lado, la longitud de onda más larga no está asociada al tamaño del objeto sino es causada por el contacto entre el objeto y el medio, dicho contacto debe ser significativo para que se produzcan ondas retrodispersadas.

Sloan *et al.* (2015) utilizaron el fenómeno de retrodispersión de ondas superficiales y un método de difracción de ondas P para detectar y localizar túneles. La principal aplicación que le dan a las ondas retrodispersadas es en la localización lateral en la superficie de los túneles y no consideran que exista una correlación del fenómeno de retrodispersión con el tamaño o profundidad de la anomalía.

Registros Y Procesamiento

3.1. Zona de Estudio

La zona de estudio está ubicada en el Bosque de Chapultepec, uno de los bosques urbanos más grandes de América Latina con un total de 686 hectáreas dividido en tres secciones. En la Primera Sección se localiza el arreglo lineal de geófonos entre el monumento a Los Niños Héroes y la Avenida Juventud Heroica, sobre una línea casi paralela al Circuito Interior, como se muestra en el mapa de la Figura 3.1



Figura 3.1: Ubicación de la zona de estudio y localización de los geófonos

El Bosque de Chapultepec se encuentra en la zona geotécnica de transición entre una parte de lomas perteneciente a la formación Tarango, donde se ubican los depósitos volcánicos más recientes de esta formación (González-Escamilla, 2014), y una parte plana o llana con depósitos lacustres (Velázquez-Ángeles, 2013).

La 1a y 2a sección del Bosque presentaba una topografía de escarpes, pero en algún tiempo fueron minas de donde se explotaban materiales para construcción y que posteriormente fue rellenada, por lo que ahora presenta un relieve plano (Velázquez-Ángeles, 2013). En la 1a sección se presentan depósitos lacustres y una zona pétreo o de loma. En las zonas de loma existen estratos semi-consolidados fuera de un ambiente lacustre, al igual de que existen estratos de limo con intercalaciones de arcilla poco compactas y consolidadas con una profundidad de hasta 20 m (Cuevas-Leal, 2017).

En un estudio realizado por Cárdenas-Soto *et al.* (2021) en la 1a sección del Bosque de Chapultepec, a una distancia aproximada de 700 m del área de estudio (en el edificio Quinta Colorada) y con características geológicas semejantes los autores obtuvieron curvas de dispersión de velocidad de fase entre 2 y 10 Hz como se muestra en la Figura 3.2. Las velocidades de fase observadas varían entre 450 m/s para una frecuencia de 2 Hz a 100 m/s para una frecuencia de 10 Hz. De acuerdo con los autores, el subsuelo está compuesto por una capa de arcilla de 15 m de espesor que sobreyace a materiales más competentes distribuidos de forma irregular. La presencia de esa capa de arcilla produce amplificaciones significativas, como si se tratará de una zona de lago, en frecuencias de sitio propias de la zona de transición.

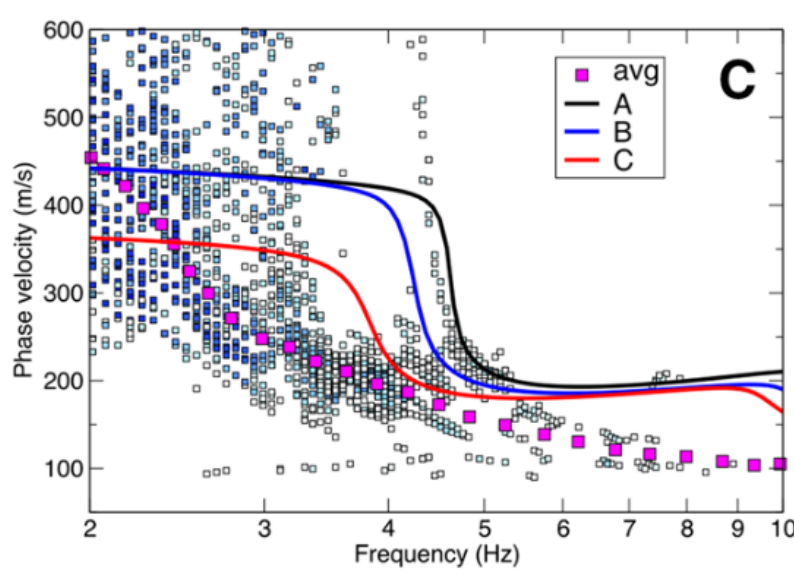


Figura 3.2: Curva de dispersión obtenida de los estudios en la primera sección del Bosque de Chapultepec

Nota. Las curvas muestran la velocidad de fase obtenida de los estudios en el edificio de Quinta Colorada, la curva promedio muestra que para 2 Hz la velocidad de fase es de 450 m/s y para 10 Hz la velocidad de fase es de cerca 100 m/s. Figura extraída de Cárdenas-Soto *et al.* (2021).

3.2. Adquisición de Datos

La adquisición de datos de ruido sísmico se realizó para explorar las condiciones del subsuelo en el extremo SW del Puente de Los Leones. Inicialmente, los datos permitieron confirmar la presencia de depósitos blandos como los observados en la parte NE (Cárdenas-Soto *et al.*, 2021). Se usó un arreglo lineal con dirección NW-SE con 48 geófonos verticales y frecuencia de 4.5 Hz espaciados cada 3 m. El tiempo de grabación fue de 1 hora con una frecuencia de muestreo de 250 muestras/s.

Un análisis preliminar de IS de los registros, mostró un comportamiento anómalo de los pulsos de correlación. Se observó el fenómeno de retrodispersión, es decir, que además de las ondas superficiales directas, aparecieron trenes de onda que iban en dirección contraria a la esperada en una sección de fuente virtual. El fenómeno no permitió estimar con certidumbre curvas de dispersión debido a la interferencia de este pulso y para lograrlo se requería separar las ondas retrodispersadas. Así, por un lado, los datos de ese estudio pueden proveer una sección de velocidad de ondas de corte al separar las ondas superficiales directas y, por otro lado, las ondas retrodispersadas pueden permitir localizar el obstáculo que las produce. En este estudio nos enfocamos en la segunda parte.

Los registros de ruido sísmico fueron procesados aplicando el método de IS (Curtis *et al.*, 2006; Wapenaar *et al.*, 2010; Larose *et al.*, 2015). Se consideró a cada uno de los geófonos como una fuente virtual (Hill, 2006; Wapenaar *et al.*, 2010) y se realizó la correlación cruzada entre el registro de un geófono con los registros de los geófonos restantes. Los resultados son 48 secciones de 48 trazas cada una, siendo una de las trazas la autocorrelación, que es donde se encuentra la fuente virtual.

3.3. Procesamiento

La correlación cruzada entre pares de registros de ruido, del arreglo lineal con 48 geófonos, es de 2256 correlaciones. Para ello se correlacionaron ventanas de 8 s a lo largo de los 60 minutos de registro, cuyo apilado proporciona una robusta Función Empírica de Green. Previamente a la correlación, los registros de ruido fueron normalizados en tiempo (normalización de 1 bit) y en frecuencia (blanqueo espectral) de acuerdo con Bensen *et al.* (2007). La normalización busca reducir los eventos transitorios y realzar el contenido de frecuencia en una banda de interés, en este caso en frecuencias mayores que la frecuencia natural de los geófonos (4.5 Hz).

La Figura 3.3 muestra la sección de fuente producida por la correlación cruzada entre el registro de ruido en el geófono 01 con respecto a los demás geófonos. En esta figura se observan ondas de cuerpo y ondas superficiales, para cada traza se tiene una respuesta

causal, de 0 a 8 segundos y una respuesta anticausal de -8 a 0 segundos y frecuencia de muestreo de 250 muestras/s y sin presencia de ruido.

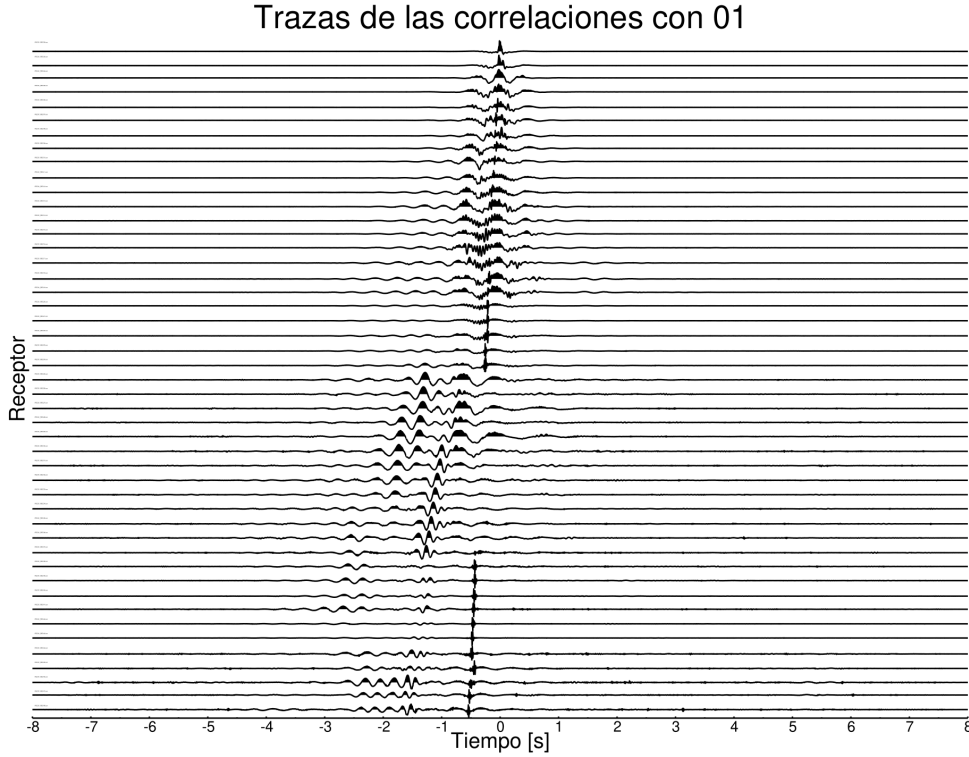


Figura 3.3: Resultado de una correlación cruzada del receptor 1 con todos los demás

Nota. Se muestran las señales sísmicas obtenidas de la correlación cruzada entre el primer receptor con todos los demás. Como se observa, existe una respuesta anticausal y una causal.

El procesamiento que se aplicó a las correlaciones se puede dividir en dos partes. La primera es realizar un filtrado pasa-bandas para aislar las ondas superficiales directas e identificar las ondas superficiales retrodispersadas. La segunda parte es el cálculo de la profundidad de la anomalía (h) y velocidad de fase promedio de las ondas retrodispersadas (v_f).

3.3.1. Filtrado

El filtrado consiste en obtener las ondas superficiales de los datos correlacionados y eliminar las ondas de cuerpo. Se utilizó un filtro pasa bandas, que a diferencia del filtro $f - k$ que proponen algunos autores (Xia *et al.*, 2006a, 2006b; Zeng *et al.*, 2009; Sloan *et al.*, 2015) permite resaltar las ondas retrodispersadas sin perder de vista el tiempo y la

3. REGISTROS Y PROCESAMIENTO

posición en que estas ondas emergen.

El filtro utilizado fue un pasa bandas tipo Butterworth de respuesta infinita al impulso (IIR) por la sencillez del diseño y por tener una respuesta plana entre sus frecuencias de corte. Se utilizaron diferentes frecuencias de corte y diferente número de polos con el fin de encontrar los parámetros más adecuados para cada conjunto de datos. En general, se utilizó una frecuencia de corte inferior (FCI) de 4-5 Hz y una frecuencia de corte superior (FCS) de 10-14 Hz.

El número de polos influye en la inclinación de la pendiente de las zonas de transición, entre mayor sea el número de polos la pendiente es más inclinada y el filtro será más preciso. Una propiedad de los filtros IIR es que al ser aplicados a alguna señal generan un retraso en de tiempo, medido por el retardo de grupo (Mollova, 2007). El retardo de grupo aumenta conforme se incrementa el número de polos, por lo que para procesar señales sísmicas no es aconsejable utilizar más de 3 o 4 polos, ya que al aplicar el filtro da como resultado una peor dispersión en las formas de onda (Goldstein y Snoke, 2005).

La Figura 3.4 presenta la respuesta en magnitud y fase de un filtro utilizado en el procesamiento con frecuencias de corte de 5 a 10 Hz y 3 polos. La respuesta en magnitud (Figura 3.4a) muestra que las zonas de transición no son muy abruptas y la respuesta no es completamente plana en el rango filtrado. Sin embargo, la respuesta en fase (Figura 3.4b) nos indica que el filtro producirá una distorsión en las fases de la señal de salida, y al no ser lineal, esta distorsión será diferente para cada frecuencia. La distorsión se puede medir con el retardo de grupo, mostrado en la Figura 3.5. El número de muestras que se retardará las señales cuando se les aplique dicho filtro será de entre 30 a 60 muestras, que considerando el periodo de muestreo de 250 Hz, el retardo en tiempo será de entre 0.12 a 0.24 s, que como se verá en el siguiente apartado, el valor si es considerable.

El análisis de las gráficas en las Figuras 3.4 y 3.5 nos indican que no es conveniente utilizar más de 3 polos porque aumentaría el tiempo de retardo significativamente. Utilizar 2 polos, en la mayoría de las secciones de fuente virtual no da buenos resultados ya que las zonas de transición son menos inclinadas y dejan pasar señales que dificultan la identificación del vértice de retrodispersión. Por otro lado, el retardo de grupo al no ser constante (Figura 3.5), es más complicado quitar su efecto en la señal de salida, sin embargo, es posible minimizar dicho efecto al hacer un filtrado hacia adelante y hacia atrás.

Los filtros que se utilizaron para procesar las señales tienen de 2 a 3 polos con un filtrado hacia delante y hacia atrás, permitieron una buena identificación del vértice de las ondas retrodispersadas en la mayoría de las secciones de fuente virtual, como se muestra en la Figura 3.6, donde se observa con claridad la localización en la superficie de la anomalía o cuerpo dispersor que genera las ondas superficiales retrodispersadas.

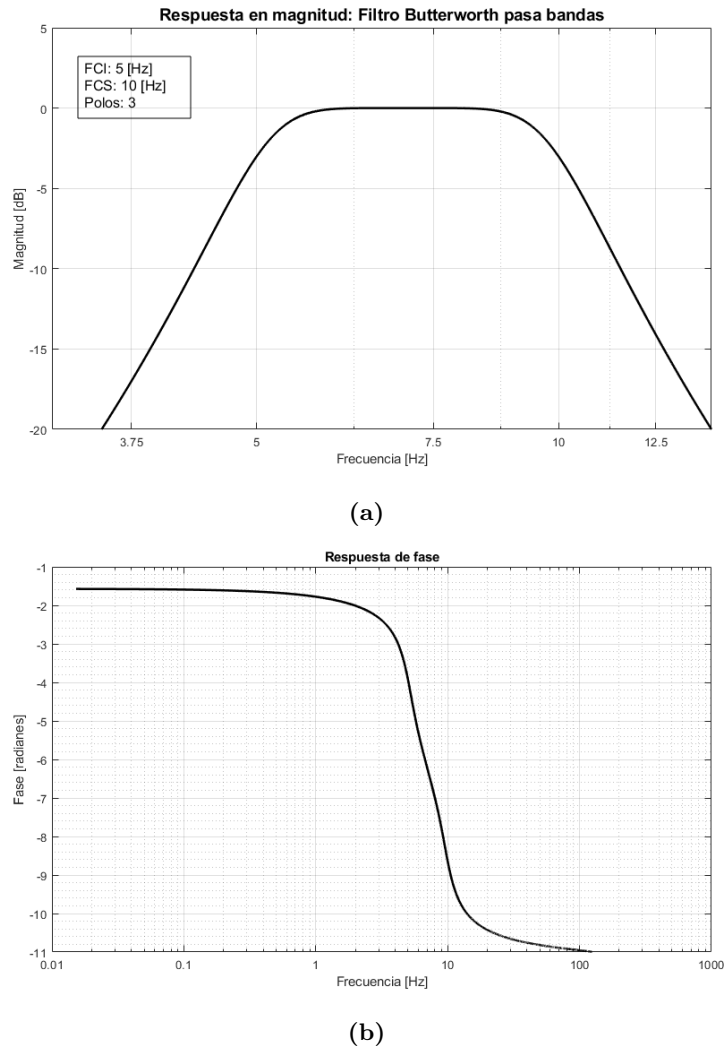


Figura 3.4: Respuesta en magnitud y fase del filtro pasa bandas Butterworth

Nota. La respuesta no es completamente plana entre los 5 y 10 Hz pero si en la mayoría del rango. Debido a que el filtro solo tiene 3 polos, las pendientes de transición no están muy inclinadas. En la respuesta de fase se observa que la respuesta no es lineal, lo que nos indica una distorsión en la señal de salida al aplicar este filtro.

3. REGISTROS Y PROCESAMIENTO

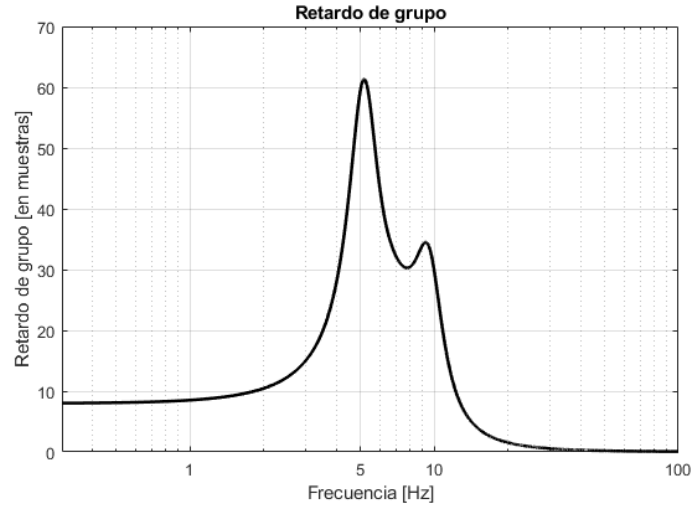


Figura 3.5: Retardo de grupo del filtro mostrado en la Figura 3.4

Nota. La gráfica muestra que el filtro diseñado en la Figura 3.4 aplicará un retraso de entre 60 y 30 muestras en las señales a filtrar. Considerando que el muestreo fue de 250 Hz, el retardo en el tiempo será de 0.12 s para la frecuencia de 10 Hz y de 0.24 s para la frecuencia de 5 Hz, lo que dificulta quitar el efecto.

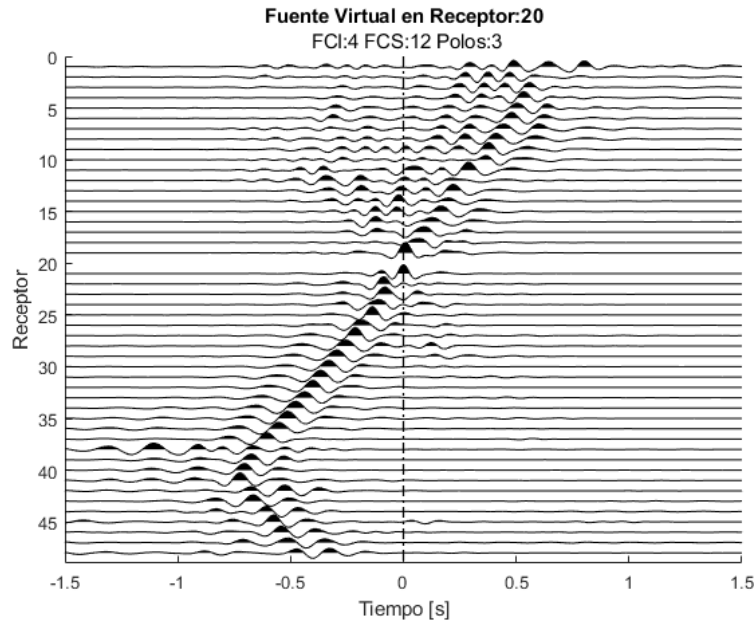


Figura 3.6: Resultado de la aplicación de un filtro pasa bandas tipo Butterworth

Nota. Se muestra el resultado de aplicar el filtro pasa bandas tipo Butterworth con frecuencia de corte inferior de 4 Hz, superior de 12 Hz y 3 polos. La fuente se localiza en el receptor 20. El vértice se encuentra en la zona anticausal entre el receptor 40 y 41.

3.3.2. Procedimiento para el cálculo de profundidad y velocidad de fase promedio

Las secciones de fuente virtual filtradas presentan algunas características que se deben tomar en cuenta antes de identificar los parámetros necesarios para resolver las ecuaciones 2.23 a 2.26.

En primer lugar, en la localización en profundidad del obstáculo retrodispersor propuesto por el método de Xia *et al.* (2006a) se utilizaron registros obtenidos con una fuente activa. Las secciones de fuente virtual filtradas presentan asimetría, el fenómeno de retrodispersión solamente aparece en la zona anticausal mientras que en la zona causal no parece haber información sobresaliente. La aplicación del método propuesto por Xia *et al.* (2006a) sobre las secciones de fuente virtual filtradas da resultados incongruentes, como profundidades y velocidades de fase negativas.

En segundo lugar, las ecuaciones son muy inestables, es decir, al variar muy poco los valores de tiempo (variaciones de microsegundos) para resolver las ecuaciones 2.23 a 2.26, las soluciones dan resultados de profundidad y velocidad de fase muy distintos entre sí.

En tercer lugar, se pudo identificar tres grupos de datos filtrados: el primer grupo son aquellas secciones (del 1 al 37) donde la fuente se localiza relativamente lejana y al NW del vértice de la hipérbola de retrodispersión y dicho vértice se encuentra en la parte anticausal como se muestra en la Figura 3.6, el segundo grupo son aquellas secciones (del 38 al 43) donde la fuente se localiza cerca del vértice como se muestra en la Figura a y el tercer grupo son aquellas secciones (del 44 al 48) donde la fuente se localiza al SE del vértice y dicho vértice está en la zona anticausal, como se muestra en la Figura b .

Estas características permitieron diseñar un programa en *Matlab* (ver Anexo A) en el que se siguió el siguiente procedimiento, el objetivo es obtener el parámetro de tiempo t_x para obtener resultados de profundidad y velocidad de fase promedio que sean congruentes con las características en el área de estudio:

1. Desplazamiento temporal: para el primer y tercer grupo, donde el vértice se encuentra en la zona anticausal, se realizó un desplazamiento en tiempo para que el vértice estuviera en la zona causal. Para ello se tomó la diferencia entre el tiempo donde se encuentra el vértice y el tiempo igual a cero, el valor absoluto de dicha diferencia se sumó dos veces al vector de tiempo.
2. Picado de un rango: después de identificar t_0 , se picó un límite inferior y superior en las mayores amplitudes de la onda retrodispersada por cada receptor que detectó la onda.
3. Cálculos: se realizaron los cálculos para obtener h de forma lineal (para el receptor

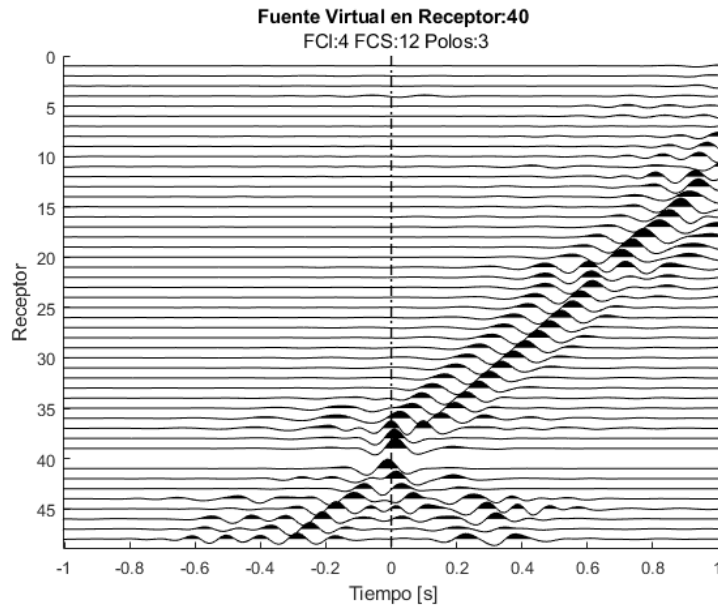
3. REGISTROS Y PROCESAMIENTO

más lejano del vértice, $x \gg h$) y no lineal desde el límite inferior al límite superior, y se buscaba la existencia de tiempos que dieran como resultado profundidades y velocidades de fase promedio acordes al área de estudio.

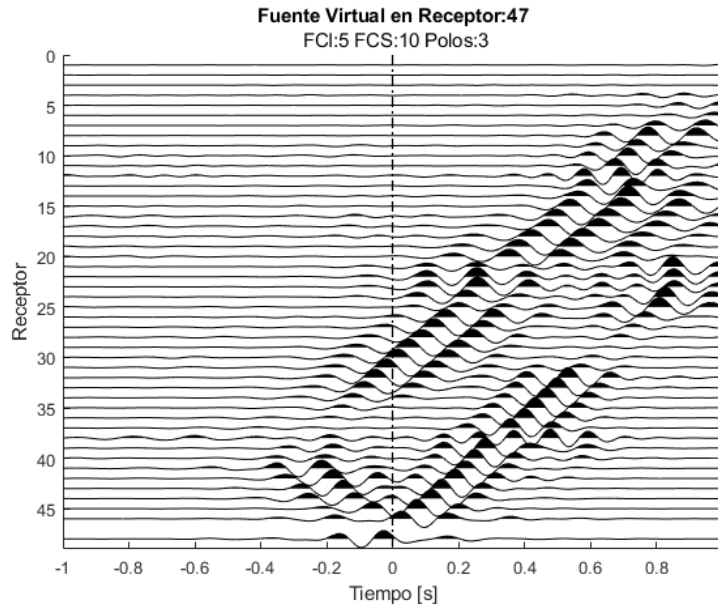
El desarrollo de este procedimiento surgió de procesar las secciones de fuente virtual filtradas con diferentes técnicas. La experimentación con diferentes técnicas permitió encontrar el procedimiento adecuado para aplicar correctamente las ecuaciones y obtener valores de profundidad congruentes con el área de estudio. Un ejemplo del desplazamiento temporal y el picado de los rangos se puede observar en la Figura 3.8.

Los estudios realizados por Cárdenas-Soto *et al.* (2021) muestran algunas características del área de estudio que pueden utilizarse para comparar los resultados obtenidos con este procedimiento y determinar si los valores de profundidad y velocidad de fase son congruentes. Sus resultados muestran una capa de arcilla de 15 m de espesor y velocidades de fase menores a 150 m/s para frecuencias de entre 6 y 10 Hz. Estos valores permitieron calibrar el programa diseñado en *Matlab* para buscar el parámetro t_x que diera valores de profundidad menores a 15 m y velocidades de fase menores a 150 m/s.

Este procedimiento permite encontrar un rango para el parámetro de tiempo t_x que da resultados de profundidad y velocidad de fase promedio acordes al área de estudio. Los rangos de t_x encontrados en cada receptor picado también permite encontrar la trayectoria de la onda retrodispersada.



(a)



(b)

Figura 3.7: Clasificación de los distintos tipos de conjuntos de datos en función de la posición de la fuente

Nota. En la imagen *a* la posición de la fuente se encuentra cerca del vértice de la hipérbola de retrodispersión, en la imagen *b* la fuente se encuentra al SE del vértice.

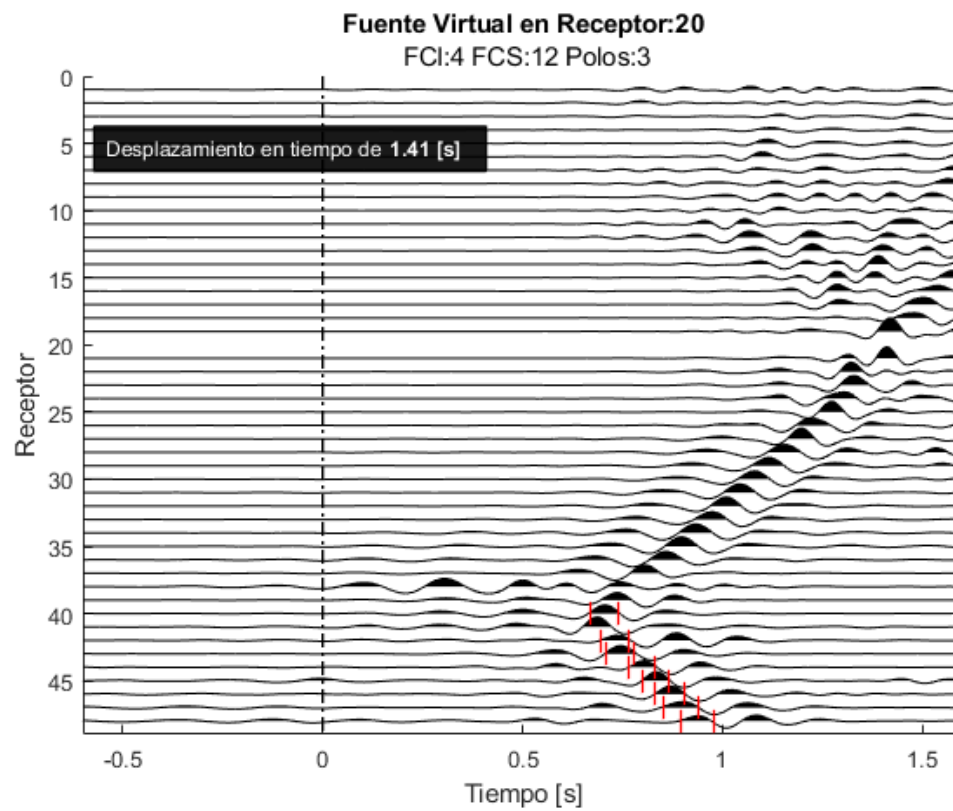


Figura 3.8: Trazas del grupo 1 desplazadas en el tiempo y picadas

Nota. Se muestra el resultado de aplicar el desplazamiento en tiempo y de colocar los límites inferior y superior por cada receptor que detecto la onda retrodispersada.

Resultados

En este capítulo se discutirán algunas observaciones en los datos que permitieron el desarrollo del procedimiento descrito en el capítulo anterior, los resultados de profundidad del objeto retrodispersor y la velocidad de fase promedio de las ondas Rayleigh obtenidos mediante el método de Xia *et al.* (2006a) y los parámetros que deben considerarse para usar las ondas retrodispersadas como método de prospección.

4.1. Observaciones Sobre las Secciones de Fuente Virtual

El procedimiento que se ha descrito en el capítulo anterior surge de distintas observaciones sobre las secciones de fuente virtual y de intentar obtener resultados favorables aplicando el método propuesto por Xia *et al.* (2006a) .

La primera observación es sobre las secciones de fuente virtual y la falta de información en la zona causal, como se muestra en la sección filtrada de la Figura 3.6. La hipótesis es que las fuentes que generan ruido sísmico se concentran en un área, por lo que la falta de isotropía del ruido sísmico genera la asimetría en las correlaciones cruzadas. Mayores amplitudes en la zona anticausal sugieren que el campo de ondas sigue un trayecto preferencial del receptor a la fuente virtual (Takagi *et al.*, 2006). Esto concuerda con el área de estudio, la zona que concentra la generación de las fuentes de ruido es la avenida Circuito Interior localizada al oriente del levantamiento, como se muestra en el mapa de la Figura 3.1, generando un trayecto preferencial de las ondas en contra de la fuente virtual en la mayoría de las secciones. Esto también explica porque en algunas secciones, donde la fuente virtual se encuentra en los últimos receptores, se observan mayores amplitudes en la zona causal e incluso simetría en algunos receptores, como en la Figura 3.7a. Sin embargo, aunque la trayectoria de las ondas favorezca la zona causal, como en la Figura 3.7b, las ondas retrodispersadas solamente aparecen en la zona anticausal por lo que solamente se trabajó con dicha zona.

Para realizar los cálculos se necesitan los valores de tiempo picados en las amplitudes máximas de la onda retrodispersada. Se ha observado que las ecuaciones son muy sensibles a los valores de tiempo, un experimento demostró que variar la posición del picado por más de 3 ms sobre las amplitudes máximas, se obtienen profundidades con diferencias de entre 0.4 m a más de 1 m. Un picado muy diferente en las amplitudes máximas (las amplitudes máximas tienen longitudes de onda de entre 50 a 80 ms en promedio) da diferencias de profundidad muy grandes como se puede observar en la Figura 4.1. Es por ello que en

4. RESULTADOS

cada traza donde se reconocía la onda retrodispersada se picaba un rango, y se realizaban los cálculos desde el límite inferior al superior, restringiendo los valores aceptados a una profundidad de 15 m y velocidad de fase de 150 m/s (Cárdenas-Soto *et al.*, 2021) y dando más peso a los valores céntricos.

Por otro lado, se ha observado que las ondas superficiales retrodispersadas presentes en las secciones de fuente virtual filtradas presentan un comportamiento diferente en los tiempos de arribo en comparación con otras secciones. Las ondas retrodispersadas siempre aparecen después de las ondas directas y lo hacen siguiendo una hipérbola con vértice en el receptor más cercano al objeto retrodispersor. Mientras uno de los brazos de la hipérbola sigue la misma tendencia de las ondas directas, el otro brazo “regresa” a la fuente lo que lo hace notable como se observa en la Figura 4.2.

En las secciones de fuente virtual aparecen ondas retrodispersadas antes de las ondas directas, como lo muestra la sección apilada de la Figura b, y no se observan ondas que “regresen” a la fuente parecidas a las de la Figura 4.2. Por lo que la localización en profundidad del obstáculo retrodispersor mediante el método propuesto por Xia *et al.* (2006a) se dificulta, ya que la aplicación directa de las ecuaciones sobre los tiempos picados en las ondas retrodispersadas que aparecen en las secciones, arrojan soluciones incongruentes como se observa en la Figura 4.3 a y b. Para encontrar los tiempos adecuados, se han aplicado las fórmulas sobre rangos de tiempo más amplios (Figura 4.4) y se ha observado que los tiempos que deben ser picados son los que pertenecen a la onda retrodispersada que sigue la misma tendencia de las ondas directas. Al no contar con las ondas directas en la mayoría de las secciones, se optó por hacer un desplazamiento en tiempo para que las ondas retrodispersadas emulen ser las directas, ya que tienen una pendiente similar, como se observa en la Figura 4.5. El desplazamiento consistió en colocar el vértice de las ondas retrodispersadas que aparece en la zona anticausal hacia la posición del vértice que debería aparecer en la zona causal, de esta forma las ondas retrodispersadas se posicionarían en la trayectoria de las ondas directas, como se muestra en la Figura 4.5, permitiendo encontrar los rangos de tiempo que resulten en profundidades y velocidades de fase congruentes con el área de estudio.

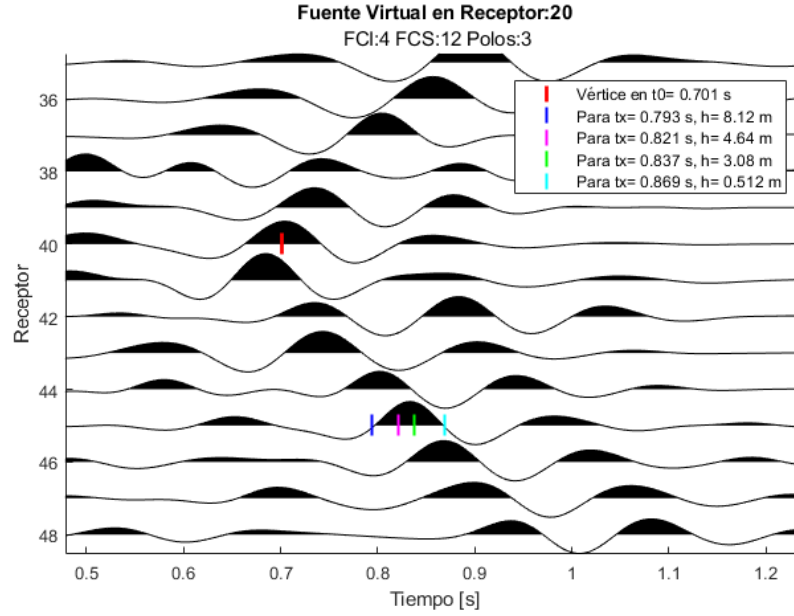


Figura 4.1: Diferencias en los resultados de profundidad al variar el tiempo picado t_x

Nota. Se muestran los resultados de calcular la profundidad del objeto retrodispersor con distintos tiempos t_x picados sobre la misma amplitud máxima. Se observa que los resultados son muy distintos entre sí y que por lo tanto, las ecuaciones son inestables.

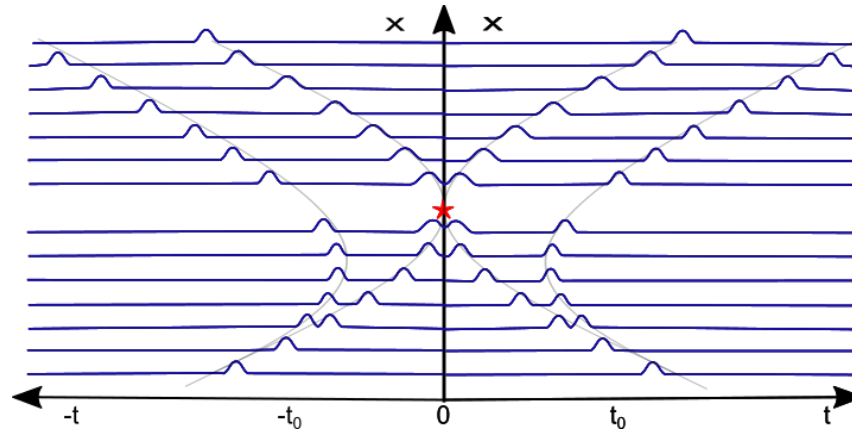


Figura 4.2: Aparición común de ondas retrodispersadas

Nota. Los receptores detectan primero la onda directa y después la onda retrodispersada. La onda retrodispersada sigue una tendencia de una hipérbola con vértice en el receptor más cercano al objeto retrodispersor.

4. RESULTADOS

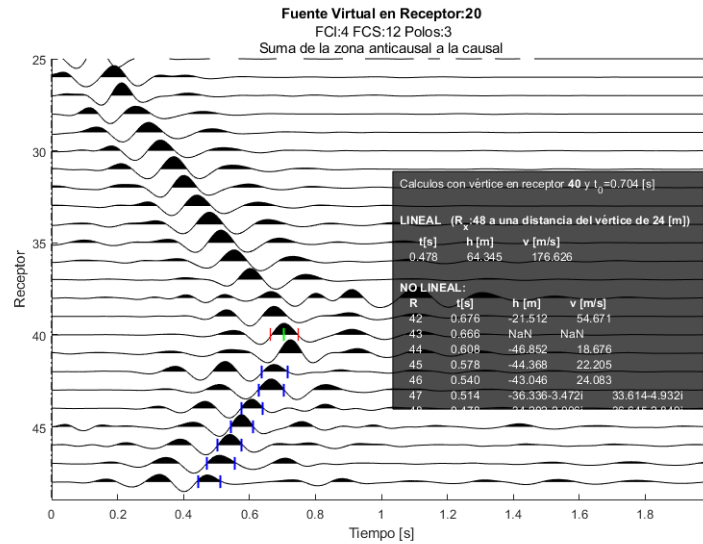
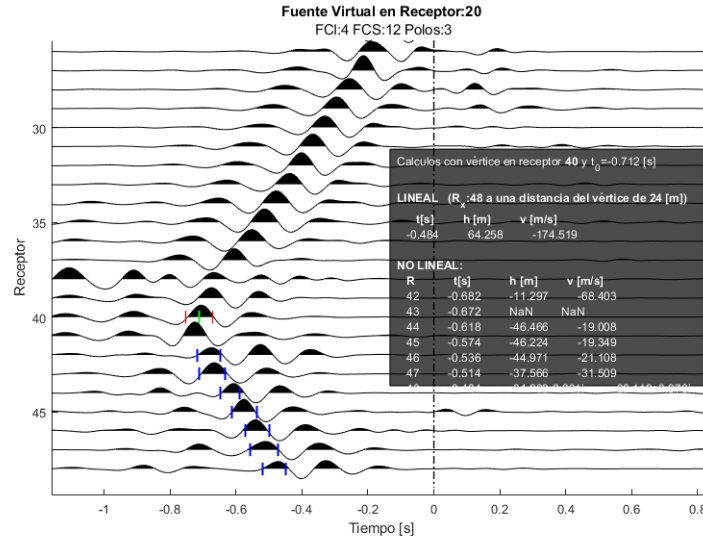


Figura 4.3: Picados y resultado de los cálculos (recuadro negro) en una sección sin modificar y en una sección apilada

Nota. Se muestra el resultado de realizar el picado y los cálculos en una sección de fuente virtual sin modificar *a* y en una sección sumando la zona anticausal a la causal *b*. Se observa que en ninguno de los casos se obtienen resultados congruentes.

La clasificación en tres grupos se debe a la posición de la fuente virtual, ya que su ubicación afecta la forma en cómo se identifican el vértice y las ondas de retrodispersión. Las secciones de fuente virtual que pertenecen al primer grupo son las más sencillas porque presentan las características ya descritas, falta de simetría y mayor información en la zona anticausal. Para el segundo grupo, la fuente virtual se encuentra muy cerca de la anomalía o el vértice de retrodispersión. Entre más cerca este la fuente virtual, las ondas directas que pertenecen a la fuente enmascaran las ondas retrodispersadas y no es posible identificar el vértice de retrodispersión. La Figura 3.7a es un ejemplo de este comportamiento, la fuente se encuentra en el receptor 40, en donde tentativamente se encuentra la anomalía, en los siguientes receptores, del 41 al 48, se observan las ondas directas y no es posible discriminar las ondas retrodispersadas. En estos receptores también se puede observar la existencia de simetría. Para los receptores anteriores, del 1 al 39, se observan las ondas directas, pero solo en la zona causal. Existe un comportamiento extraño entre los receptores 37 a 39 ya que se aprecia una trayectoria de ondas con una pendiente más inclinada a las ondas directas y con dirección a la zona anticausal y después cambian de pendiente para seguir la trayectoria de las ondas directas. Este fenómeno se presenta en todas las secciones de este grupo.

En el tercer grupo, la fuente virtual se encuentra delante del vértice (posterior al receptor 40) como se muestra en la Figura 3.7b. En este grupo se identifica el vértice en la zona anticausal y se procesa igual al grupo 1. En este caso las ondas directas van de abajo hacia arriba y las ondas retrodispersadas son identificadas por la mayoría de los receptores. Se puede destacar que existe simetría a partir del receptor 41, sin embargo, el vértice y la trayectoria de las ondas retrodispersadas solo aparecen en la zona anticausal, y dicha trayectoria cruza hacia la zona causal.

Tomando en consideración todas las observaciones anteriores se escribió un código en *Matlab* para procesar todos los conjuntos de datos. Este programa consiste en cargar las correlaciones, filtrarlas, hacer un desplazamiento en tiempo, picar el vértice y las trazas donde se observan las ondas retrodispersadas, realizar los cálculos considerando los tiempos que arrojen datos parecidos a los esperados y presentar los resultados de profundidad, velocidad de fase promedio y la trayectoria de las ondas retrodispersadas.

4.2. Resultados de Profundidad y Velocidad de Fase Promedio

Los resultados de profundidad y velocidad de fase se pueden observar en las Figuras 4.6 y 4.7 respectivamente. Por cada sección de fuente virtual se identificó en al menos 8 receptores la onda retrodispersada, por lo que se tiene al menos 16 resultados de profundidad

4. RESULTADOS

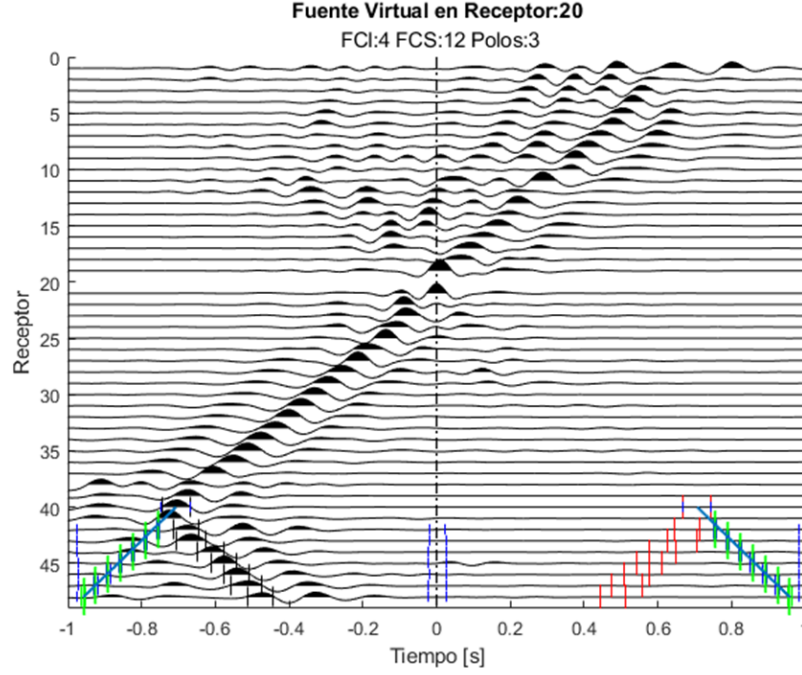


Figura 4.4: Resultado de ampliar el rango de búsqueda en la zona causal y anticausal

Nota. Al identificar el vértice, se amplió el rango de búsqueda de los tiempos t_x (picados en azul) que den profundidades y velocidades esperadas. Los resultados muestran que los tiempos que siguen la tendencia de las ondas directas (picados en verde) son los adecuados.

y velocidad de fase con un cálculo no lineal (8 resultados del límite inferior y 8 del límite superior) y 8 resultados con un cálculo lineal. En las figuras se muestran la profundidad o velocidad de fase de cada sección, un valor promedio (líneas), los resultados lineales (triángulos) y no lineales (círculos o cuadrados), la posición del vértice y la distancia entre el vértice y el receptor picado.

Se ha observado que los resultados de profundidad varían con el tiempo picado y la distancia entre el receptor del vértice y el receptor picado. Se puede observar en la gráfica de la Figura 4.6 que los puntos se concentran entre 1 y 2 metros, siendo la mayoría pertenecientes a los receptores más alejados al vértice. Las profundidades calculadas con los receptores más cercanos tienden a dar resultados más altos (profundidades entre 3 a 12 metros). Los receptores más alejados hacen que la solución de la ecuación sea más sencilla debido a que el problema se vuelve lineal. Los tiempos en los receptores más alejados (triángulos en la Figura 4.6) fueron utilizados para realizar el cálculo de profundidad de manera lineal, los resultados arrojan una profundidad promedio de 2.8 m, mientras que el promedio del cálculo no lineal muestra una profundidad promedio de 1.7 m (sin considerar

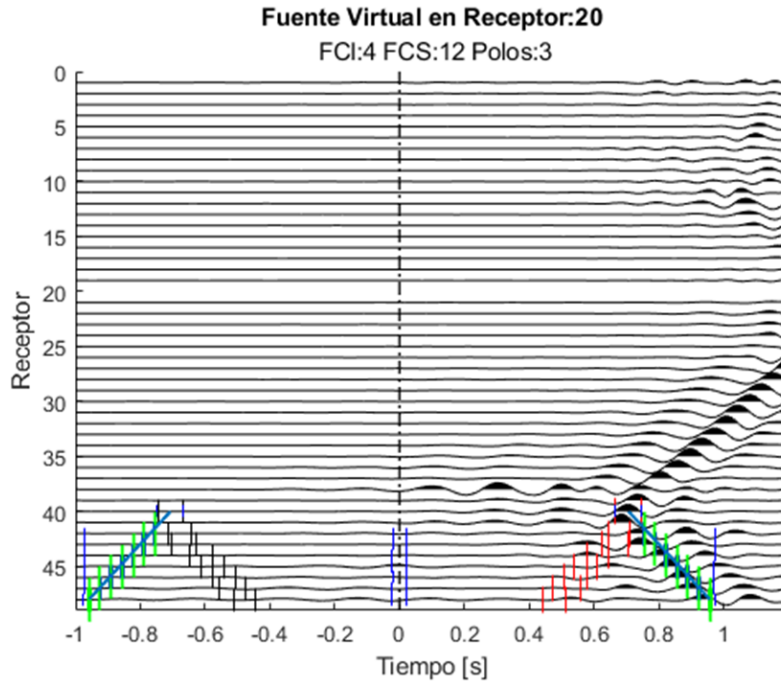


Figura 4.5: Desplazamiento en tiempo para mover el vértice de las ondas retrodispersadas a la zona causal

Nota. El vértice de las ondas retrodispersadas se desplazó en el tiempo para colocarlo en el vértice que debería aparecer en la zona causal. La trayectoria de las ondas retrodispersadas se posicionó sobre la trayectoria de las ondas directas.

los resultados mas alejados). Considerando ambos resultados se puede concluir que el objeto retrodispersor se encuentra a una profundidad de 1.5 a 3 metros.

Los resultados de velocidad de fase promedio también dependen de los tiempos picados y la distancia al vértice. Se puede observar en la Figura 4.7 que los resultados en los receptores más alejados tienden a dar resultados más altos que el promedio (entre 95 y 115 m/s) mientras que los resultados en los receptores más cercanos tienden a concentrarse entre los 85 y 95 m/s. De igual forma, los tiempos en los receptores más alejados fueron utilizados para realizar el cálculo lineal cuyos resultados se concentran entre 90 y 100 m/s. El valor promedio de ambos cálculos da una velocidad de fase promedio de la onda retrodispersada de 92 m/s.

El resultado de velocidad de fase da una idea general de la velocidad a la que se propaga la onda Rayleigh retrodispersada en un medio. Es un valor promedio y no representa la velocidad de fase a cierta frecuencia, sin embargo, al comparar el resultado con curvas de dispersión del área de estudio nos da la certidumbre de que los resultados pueden ser

4. RESULTADOS

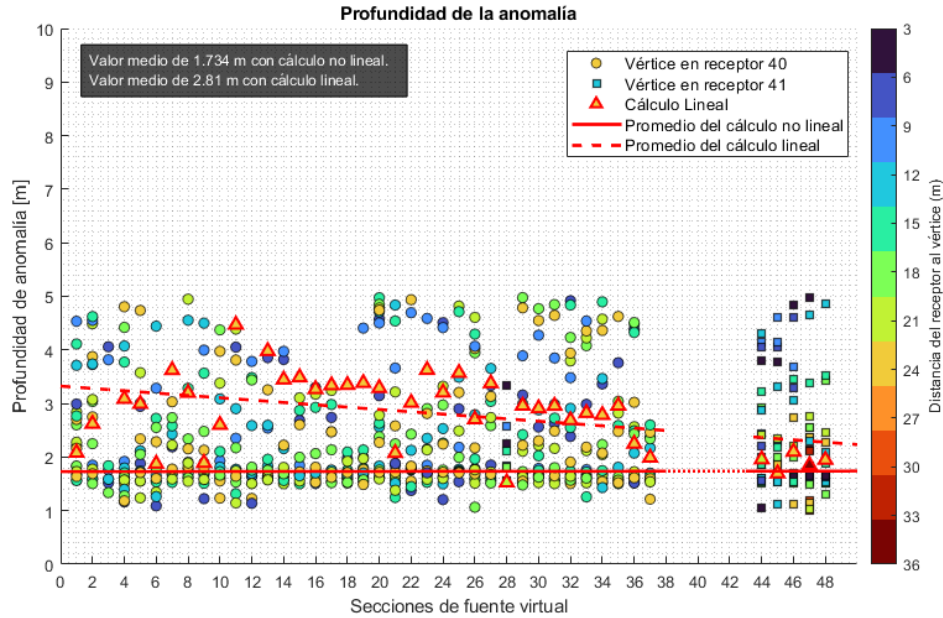


Figura 4.6: Resultados de la profundidad del objeto retrodispersor

Nota. Los puntos aparecen en un rango de 1 a 5 metros. Los cálculos no lineales muestran una profundidad promedio de 1.7 metros y los cálculos lineales muestran una profundidad promedio de casi 3 metros, por lo que se puede deducir que el objeto retrodispersor se encuentra entre 1.5 a 3 metros. Los resultados en los receptores más alejados al vértice tienden a ser mayores.

correctos. Los resultados de velocidad de fase mostrados en la Figura 4.7 se compararon con la curva de dispersión resultante de los estudios de Cárdenas-Soto *et al.* (2021) en un rango de frecuencias de entre 4 a 10 Hz, es decir, entre velocidades de fase de 200 a 100 m/s respectivamente. La comparación muestra que los resultados de velocidad de fase están dentro del rango comparado, por lo que se podría inferir que los resultados de velocidad de fase promedio son congruentes con el área de estudio. Para tener resultados detallados de velocidad de fase es más conveniente obtener curvas de dispersión.

Los resultados de profundidad están dentro del rango buscado y demuestran que el objeto retrodispersor se encuentra en la primera capa de arcillas la cual puede tener un espesor de 15 metros (Cárdenas-Soto *et al.*, 2021). Estos resultados se pueden comparar conociendo el rango de frecuencias en el que se encuentran las ondas retrodispersadas y la velocidad de fase de las Ondas Rayleigh (Sloan *et al.*, 2010). Para conocer en que rango de frecuencias se presentan las ondas retrodispersadas se aplicó un filtro pasa-bandas Butterworth sobre las secciones de fuente virtual y con distintas frecuencias de corte. Se encontró que las ondas retrodispersadas aparecen en un rango de entre 6 Hz a >50 y <90 Hz. Considerando que la velocidad de fase promedio es de 92 m/s, las longitudes de onda

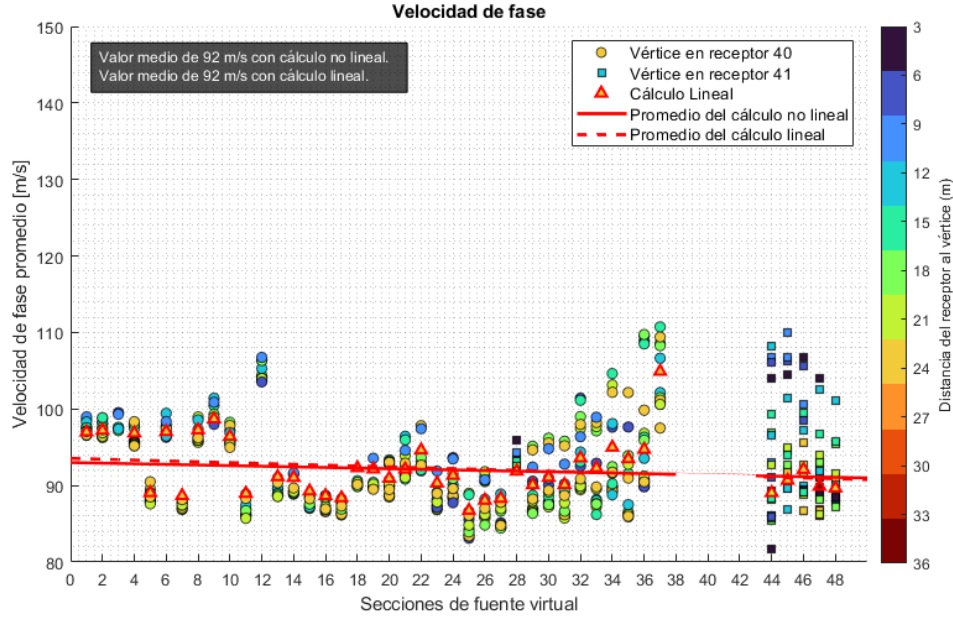


Figura 4.7: Resultados de la velocidad de fase promedio de las ondas retrodispersadas

Nota. Los puntos aparecen en un rango de 85 a 110 m/s. Los cálculos no lineales y lineales muestran una velocidad de fase promedio de 92 m/s. Los resultados en los receptores más alejados tienden a ser mayores al promedio.

están entre 1-1.9 a 15 metros. Este resultado puede ser mejorado al aplicar un filtro $f - k$ y conociendo la velocidad de fase de las ondas Rayleigh en cada frecuencia. De acuerdo a Sloan *et al.* (2010) la menor longitud de onda es considerada como la profundidad del objeto retrodispersor. El resultado de 1.9 m (frecuencia de 50 Hz y velocidad de fase de 92 m/s) es cercano a los resultados obtenidos con el método de Xia *et al.* (2006a). Por lo tanto, se puede corroborar que el objeto retrodispersor se encuentra a una profundidad mayor a 1.5 metros. La mayor longitud de onda esta asociada al contacto entre el objeto retrodispersor y el medio (Sloan *et al.*, 2010), el cual debe ser significativo para que se produzca el fenómeno de retrodispersión, y no al tamaño de dicho objeto.

La posición del vértice nos permite identificar en la superficie bajo que sensor se localiza el obstáculo retrodispersor. La identificación del vértice en las secciones filtradas, en la mayoría de los casos, es sencillo, sin embargo, para el grupo dos no fue posible diferenciarlo porque la fuente estaba muy cerca de la anomalía. La propagación de las ondas directas posiblemente enmascaró cualquier onda retrodispersada como se observa en la Figura 3.7a, debido a esto no fue posible realizar algún cálculo de profundidad y velocidad de fase. Para el grupo uno, el vértice se localizó en el receptor 40 y para el grupo tres el

4. RESULTADOS

vértice se localizó en el receptor 41 (círculos y cuadrados, respectivamente, en las Figuras 4.6 y 4.7). La diferencia en la posición del vértice puede deberse a la posición de la fuente virtual y al espaciamiento entre los receptores, siendo que el receptor más cercano a la anomalía y a la fuente es el que destaca como vértice, como se ejemplifica en la Figura 4.8. Por lo tanto, el objeto retrodispersor puede encontrarse entre ambos receptores y se puede deducir que tiene un ancho menor a tres metros (que es la separación entre receptores). Para mejorar la localización en superficie y posiblemente delimitar el ancho, sería necesario disminuir el espaciamiento entre receptores, como se muestra en la Figura 4.8b. En esta figura se muestra que al disminuir la separación entre receptores, los límites de la anomalía (que actúan como fuente o foco) se encuentran cerca de los receptores C y E, dándonos una idea del ancho del objeto retrodispersor. Sin embargo, esta hipótesis está sujeta a la forma y profundidad del objeto de estudio, como se discutirá más adelante.

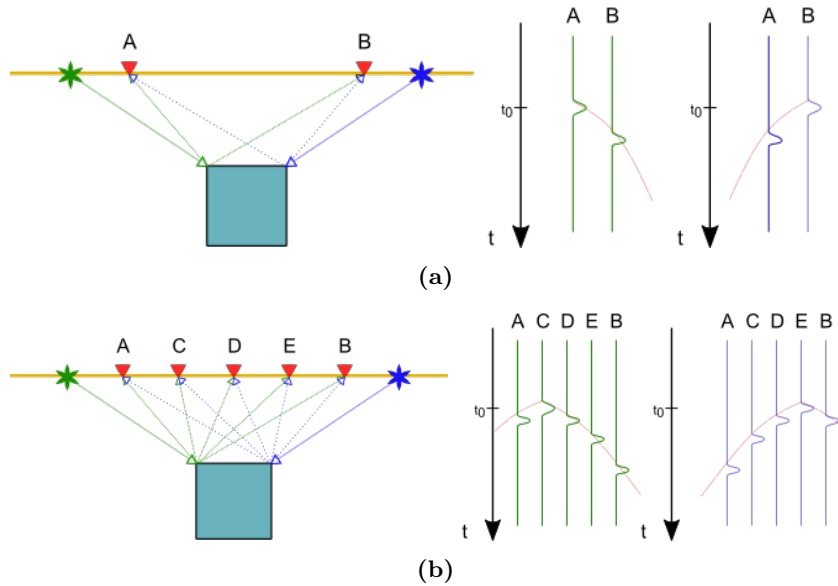


Figura 4.8: Posición relativa del vértice

Nota. La figura *a* muestra que el receptor más cercano a la fuente y al objeto retrodispersor actúa como vértice. Se puede inferir que el objeto retrodispersor se encuentra entre los receptores A y B, por lo que se puede deducir que tiene un ancho menor a la separación entre receptores. La figura *b* muestra que al disminuir la separación entre receptores las esquinas del objeto actúan en el receptor más cercano, delimitando al objeto e infiriendo el ancho con mayor precisión.

Los resultados más representativos del procesamiento se pueden observar en las Figuras 4.9 a 4.12. En ellas se muestra la posición de la fuente virtual, las características del filtro utilizado, las trazas picadas y los resultados de profundidad y velocidad de fase en cada traza picada. Los tiempos medios permitieron aproximar una línea (línea en color rojo) la

cual indica la trayectoria de las ondas retrodispersadas.

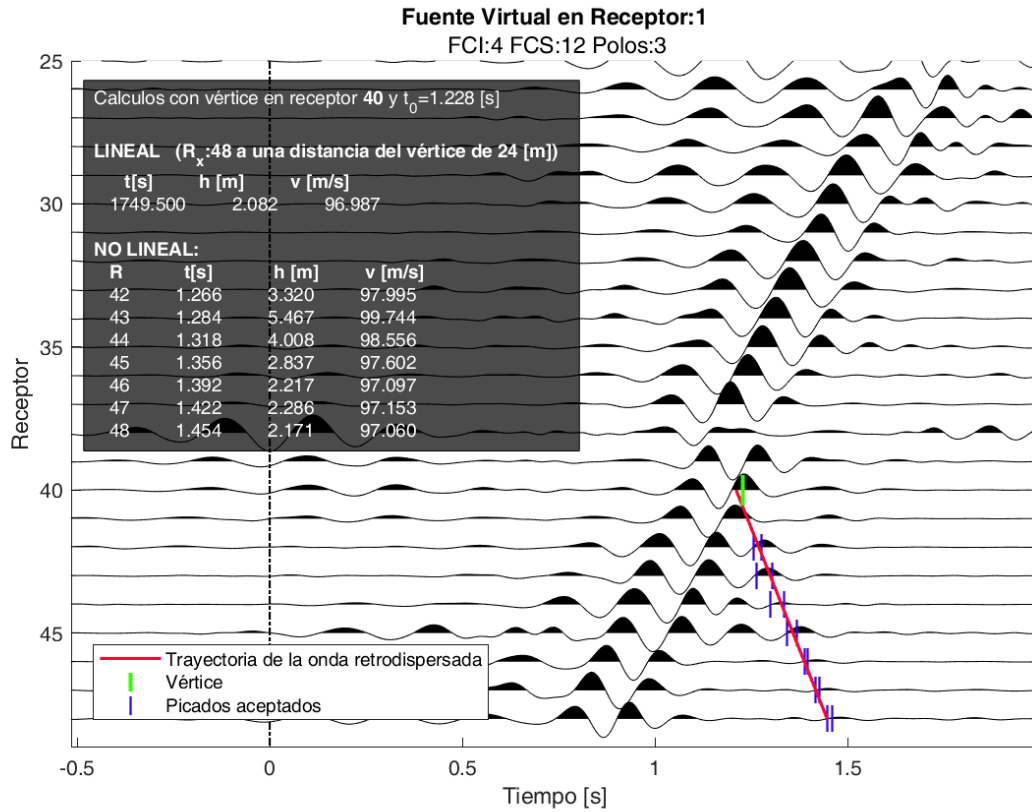


Figura 4.9: Resultados de profundidad y velocidad de fase por cada traza picada y trayectoria de la onda retrodispersada

Nota. Se muestran los resultados del procedimiento aplicado a la sección filtrada de fuente virtual en el receptor 1. El vértice se localizó en el receptor 40, a una profundidad promedio de 3.2 m y velocidad de fase promedio de 97.8 m/s

4. RESULTADOS

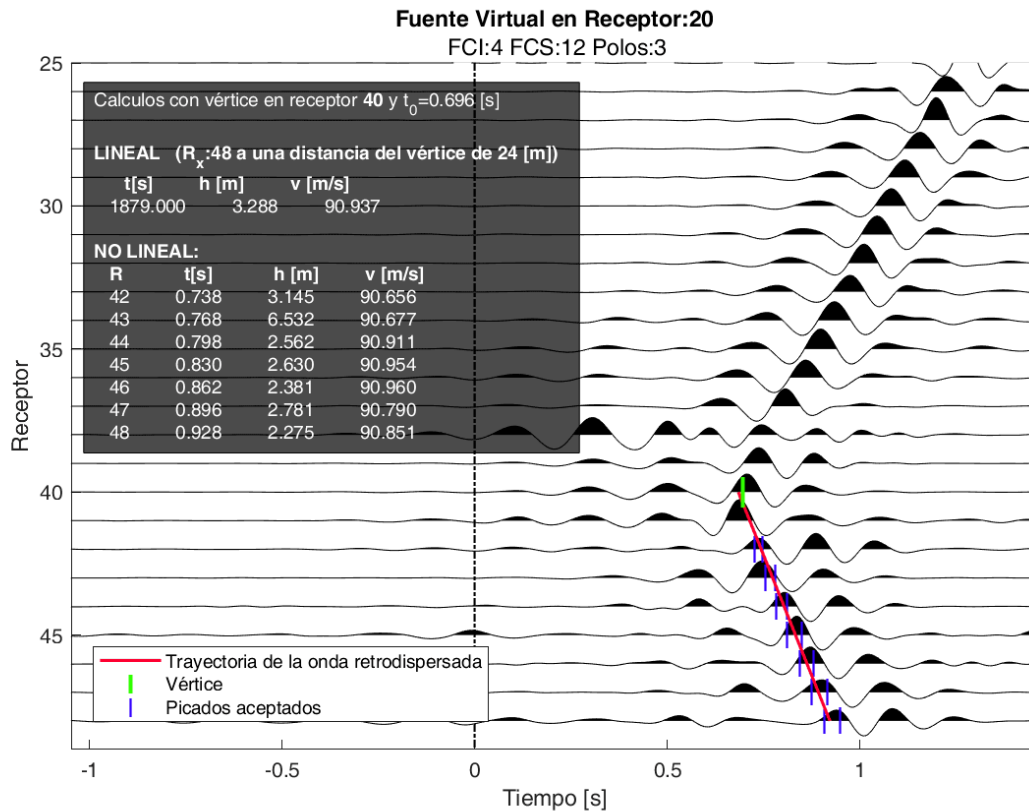


Figura 4.10: Resultados de profundidad y velocidad de fase por cada traza picada y trayectoria de la onda retrodispersada

Nota. Se muestran los resultados del procedimiento aplicado a la sección filtrada de fuente virtual en el receptor 20. El vértice se localizó en el receptor 40, a una profundidad promedio de 2.6 m y velocidad de fase promedio de 90.8 m/s.

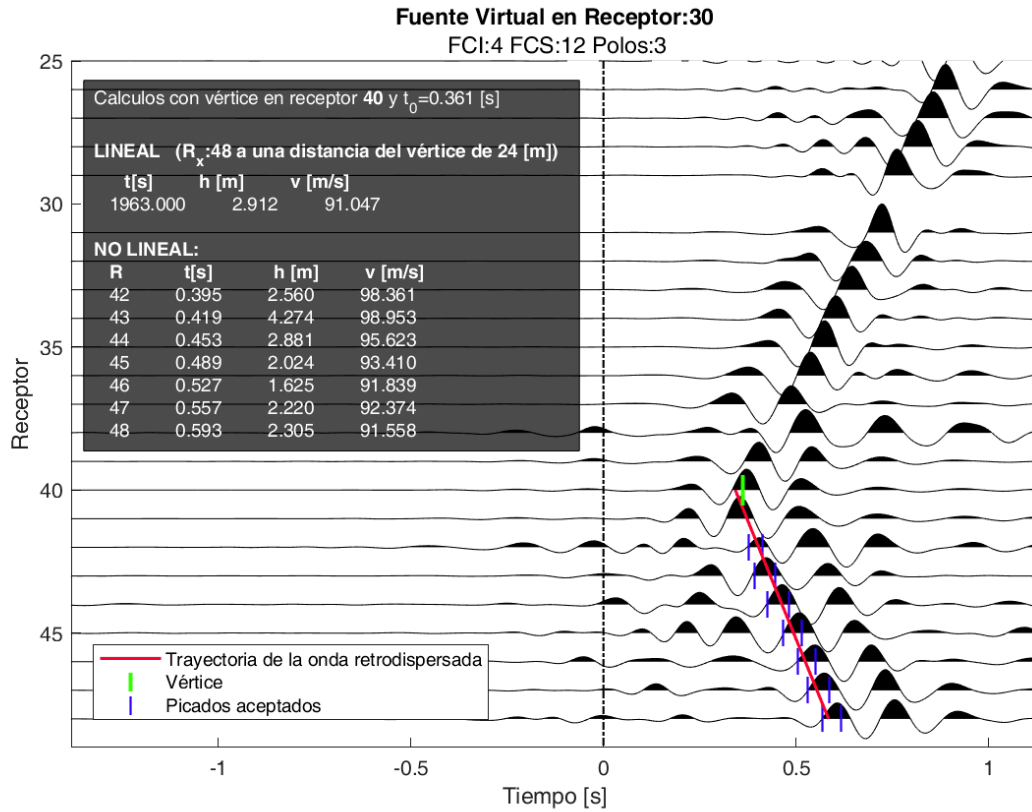


Figura 4.11: Resultados de profundidad y velocidad de fase por cada traza picada y trayectoria de la onda retrodispersada

Nota. Se muestran los resultados del procedimiento aplicado a la sección filtrada de fuente virtual en el receptor 30. El vértice se localizó en el receptor 40, a una profundidad promedio de 2.26 m y velocidad de fase promedio de 93.8 m/s

4. RESULTADOS

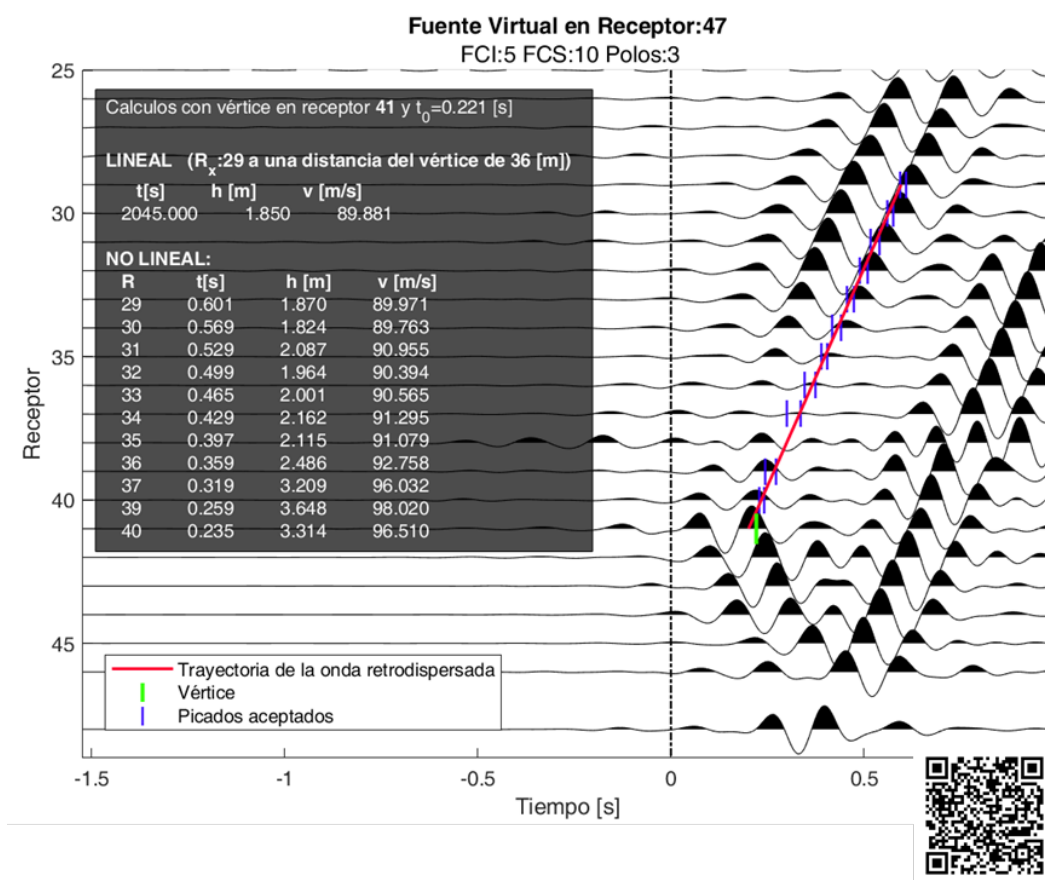


Figura 4.12: Resultados de profundidad y velocidad de fase por cada traza picada y trayectoria de la onda retrodispersada

Nota. Se muestran los resultados del procedimiento aplicado a la sección filtrada de fuente virtual en el receptor 47. El vértice se localizó en el receptor 41, a una profundidad promedio de 2.41 m y velocidad de fase promedio de 92.5 m/s. Para ver más resultados se puede escanear o hacer clic sobre el código **QR**

La primera hipótesis sobre el objeto que causa la retrodispersión de ondas superficiales fue que se trataba de alguna tubería de agua potable que cruza entre los geófonos 40 y 41. Al investigar la red de agua potable y drenaje en la Alcaldía Miguel Hidalgo, y comparar las ubicaciones con el arreglo de geófonos, se notó que ninguna tubería o sistema de drenaje cruza entre los geófonos 40 y 41, como se observa en el mapa de la Figura 4.13. Por otro lado, se ha notado que existen dos registros de drenaje que cruzan entre los geófonos 1-2 y 15-16, pero no muestran una presencia significativa en las secciones de fuente virtual, lo que conduce a pensar que el objeto retrodispersor pudiera estar a menor profundidad, por tener una respuesta de mayor amplitud. Es necesaria una investigación local para determinar el origen del objeto retrodispersor.

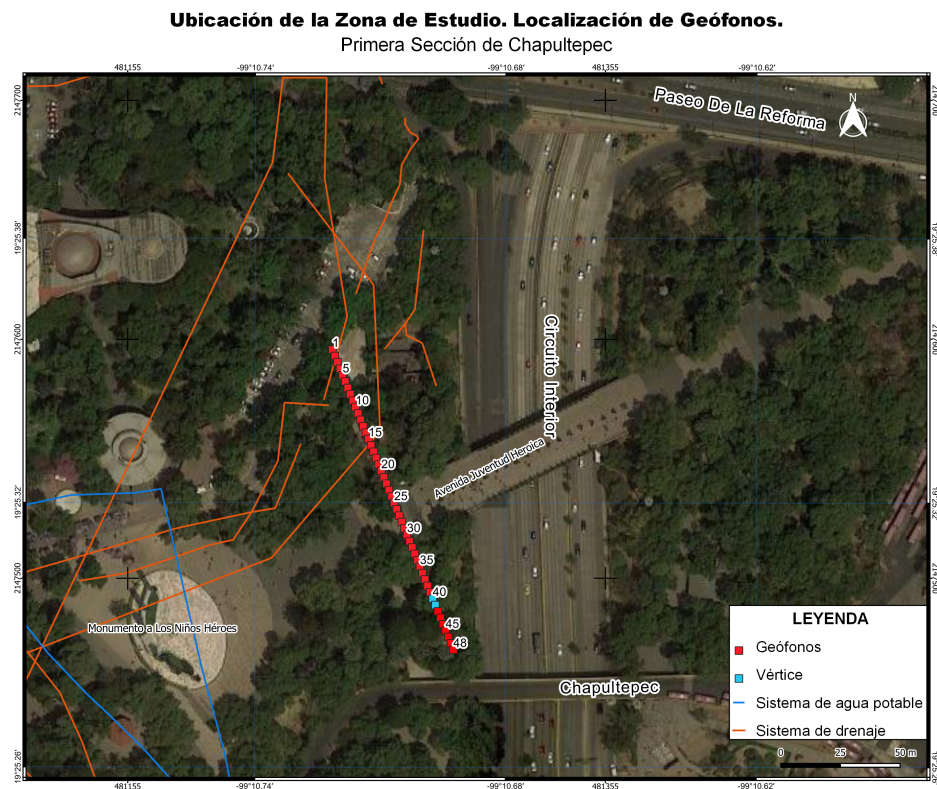


Figura 4.13: Ubicación de la red de agua potable y drenaje respecto a la línea de geófonos

4.3. Uso de Ondas Superficiales Retrodispersadas como Método de Prospección

Los resultados obtenidos demuestran la capacidad del método propuesto por Xia *et al.* (2006a) para localizar en superficie y obtener la profundidad de un objeto capaz de producir ondas superficiales retrodispersadas. A continuación, se muestran algunos detalles que se tienen que considerar para utilizar el método de ondas retrodispersadas como método de prospección.

1. Diseño del levantamiento

Para el diseño del levantamiento se deben considerar al menos tres aspectos: la separación entre geófonos, el tipo de fuente y la profundidad del objeto retrodispersor. Como en cualquier prospección, la línea de sensores se debe colocar perpendicularmente al objeto de estudio, en especial si se trata de una falla. En la literatura se menciona que las longitudes de las ondas retrodispersadas registradas por los geófonos están relacionadas con el tamaño, la profundidad y el medio que rodea al objeto retrodispersor (Gelís *et al.*, 2005; Zeng *et al.*, 2009; Sloan *et al.*, 2010; Filippi *et al.*, 2019) y no necesariamente por la separación entre geófonos. La variable relacionada con la separación entre geófonos es la posición del objeto retrodispersor en superficie, por lo tanto, entre más estrecha es la separación mejor es la localización en superficie.

Ya sea utilizando fuentes activas para generar el tren de ondas o fuentes pasivas, como en el presente escrito, es necesario asegurarse que se generen las frecuencias necesarias para la profundidad de investigación que queremos estudiar. Entre más profundo se encuentra el objeto, la fuente debe generar ondas superficiales de menor frecuencia. En el caso de las fuentes de ruido, se debe asegurar que las fuentes se encuentren bien distribuidas alrededor del levantamiento, para asegurar buenos resultados en el procesamiento de los datos.

Aunque el diseño del levantamiento sea el mejor, si las condiciones del medio no son favorables, no se registrarán correctamente ondas retrodispersadas y su identificación se dificultará considerablemente. Algunos aspectos a tomar en cuenta se detallan en el siguiente apartado

2. Condiciones del área de estudio

Antes de realizar un levantamiento se debe tener conocimiento de las propiedades del medio y del objeto de estudio para determinar si podrían observarse ondas superficiales retrodispersadas.

Las ondas superficiales retrodispersadas aparecen por dos principales motivos, por la forma angulosa del objeto retrodispersor y por un contraste significativo de los módulos elásticos entre la interfaz del medio y el objeto (Zeng *et al.*, 2009). Estas condiciones permiten que las ondas superficiales directas “choquen” con el objeto y regresen a la fuente. Normalmente estas ondas aparecen cuando el objeto se encuentra vacío como en el caso de túneles, tuberías o fallas donde el contraste es significativo.

Si existe el fenómeno de retrodispersión, se debe asegurar que las ondas superficiales retrodispersadas tengan la energía suficiente para ser detectadas. La profundidad del objeto retrodispersor, su tamaño, su forma, el medio que lo rodea y la atenuación, pueden influir en la energía de las ondas retrodispersadas que son detectadas (Gelís *et al.*, 2005; Zeng *et al.*, 2009; Sloan *et al.*, 2010; Filippi *et al.*, 2019) .

Entre más profundo se encuentra el objeto retrodispersor, las ondas retrodispersadas interactúan de manera más compleja con las ondas convertidas, siendo más difícil diferenciarlas en los registros (Gelís *et al.*, 2005). Se debe tener en cuenta que el tamaño del objeto debe ser mucho mayor al 3 % de su profundidad en casos de estudios reales, para que la señal no sea demasiado débil para ser detectada en los registros (Zeng *et al.*, 2009).

Gelís *et al.* (2005) demostraron que la energía de las ondas retrodispersadas es más visible cuando son generadas por estructuras angulosas que con estructuras redondeadas. También observó que en las zonas alteradas alrededor del objeto retrodispersor, las difracciones se vuelven más complejas ya que las ondas quedan atrapadas en el medio alterado antes de interactuar con el objeto y al retener la energía sísmica, las ondas son menos visibles en los registros.

La detección de ondas superficiales en casos de estudios reales a menudo es complicada debido a las complejas interacciones entre las ondas superficiales directas, el medio, ondas convertidas y el objeto retrodispersor. Algunos autores han modelado la interacción de las ondas directas para tratar de entender la complejidad del fenómeno de retrodispersión y tratar de mejorar los métodos que se emplean actualmente (Hévin *et al.*, 1998; Filippi *et al.*, 2019).

Las secciones filtradas de fuente virtual presentes en este trabajo muestran una onda retrodispersada con suficiente energía para ser detectada, sin embargo, sería preciso direccionar un estudio para detectar ondas retrodispersadas con la croscorelación de registros de ruido sísmico para determinar si este tipo de fuente es mejor que las fuentes activas.

Conclusiones

La presencia de ondas superficiales retrodispersadas en registros sísmicos se ha atribuido a la presencia de obstáculos a profundidad. Este fenómeno ha sido estudiado durante las últimas décadas debido a la capacidad que tienen de poder obtener información del objeto retrodispersor como su profundidad y localización lateral. Sin embargo, en casos de estudios reales, donde se usan fuentes activas, la identificación de ondas retrodispersadas es complicada debido a la interacción de estas ondas con el objeto retrodispersor, el medio y otras ondas. Utilizar registros sísmicos que contienen la función de Green entre receptores, obtenida al aplicar correlaciones cruzadas de registros de ruido sísmico, parece mejorar la relación señal-ruido obteniendo ondas retrodispersadas con suficiente energía para ser detectadas. Aunque es necesario una investigación más profunda respecto a esta hipótesis, las correlaciones cruzadas permitieron observar con claridad ondas retrodispersadas en la mayoría de las secciones aplicando un simple filtro pasa bandas y prescindiendo del filtro $f - k$.

Las funciones de correlación o funciones de Green en las secciones sísmicas de fuente virtual analizadas en este estudio están bien definidas, sin embargo, la ausencia de simetría que presentan estas funciones se debe a la falta de fuentes de ruido circundantes o la falta de una mejor contribución de éstas a lo largo del arreglo. A pesar de ello, el ruido sísmico transitorio producido por el tráfico vehicular en las avenidas Circuito Interior y Reforma, es suficiente para que el ruido se disperse y retrodisperse en el subsuelo.

Las ondas obtenidas por IS son adecuadamente capturadas a lo largo de la dirección SE-NW o desde el geófono 48 al geófono 01, permitiendo observar con claridad el vértice del pulso retrodispersado en la zona anticausal. Por lo tanto, las funciones de correlación de ruido sobre un arreglo lineal puede perfectamente capturar la retrodispersión siempre que la contribución de las fuentes de ruido sea dominante en ambos extremos. Si no es así, tanto las ondas directas como retrodispersadas solamente aparecerán en un solo lado.

El fenómeno de retrodispersión es registrado antes del arribo de las ondas directas. Al intentar aplicar el método de Xia *et al.* (2006a) sobre los picados de estas ondas, se obtienen resultados incongruentes y es que el modelo y las ecuaciones están pensadas para tiempos mayores al vértice. Al no contar con la onda que viaja hacia la fuente en tiempos mayores al vértice, este estudio muestra que al seleccionar las ondas retrodispersadas que se propagan junto a las ondas directas proporciona resultados esperados. Así, el registro anticipado de las ondas retrodispersadas parece estar relacionado con el hecho de que el campo de ondas extraído por IS representa solo la respuesta del medio y no existe la contribución de la

fuente sísmica que las genera, por lo que las ondas retrodispersadas anticipadas permiten la identificación del vértice de retrodispersión y la localización en superficie de la anomalía, mientras que los tiempos picados sobre las ondas directas permiten la aplicación del método de Xia *et al.* (2006a) .

El método propuesto por Xia *et al.* (2006a) permite determinar de manera muy sencilla la profundidad de un objeto retrodispersor, su localización lateral y la velocidad de fase promedio de las ondas Rayleigh sobre el medio en que se propagan. La técnica consiste en reconocer al menos dos tiempos de las ondas superficiales retrodispersadas en las secciones sísmicas y resolver una ecuación de segundo grado. El presente escrito demuestra que esta técnica funciona muy bien, siempre que el reconocimiento de las ondas retrodispersadas, el vértice y los tiempos picados sean precisos y también teniendo parámetros que reduzcan el número de soluciones, como la profundidad máxima de búsqueda y velocidad de fase de las ondas Rayleigh. Aunque solo se necesiten dos tiempos para realizar los cálculos, es recomendable picar el mayor número de trazas en la mayor cantidad de secciones para obtener las soluciones más exactas a las condiciones de la zona de estudio.

Delimitar la extensión lateral del objeto retrodispersor puede ser posible si la capa que lo contiene es homogénea e isotrópica. La aparición del vértice de retrodispersión en distintos receptores debido a fuentes opuestas nos puede dar una idea de la longitud lateral de dicho objeto, siempre que se encuentre a poca profundidad y tenga formas angulosas en sus límites, de lo contrario las ondas retrodispersadas tendrán tiempos similares a las ondas directas y el objeto será considerado como un punto. Existe una relación de la longitud de onda más corta con la profundidad del techo de la anomalía, pero no existe alguna relación que permita establecer la profundidad a la base usando longitudes de onda. Las investigaciones sobre modelos directos presentes en la literatura no muestran relaciones entre las ondas retrodispersadas y el tamaño en profundidad del objeto retrodispersor. Por lo tanto, los parámetros mínimos que podemos obtener son la localización lateral y profundidad del techo de la anomalía.

Los resultados de este caso de estudio muestran que el objeto retrodispersor se encuentra a una profundidad de 1.5 a 3 metros y se localiza entre los receptores 40 y 41. La velocidad promedio de las ondas Rayleigh retrodispersadas es de 92 m/s, la cual está dentro del rango de las velocidades de las ondas superficiales en el área de estudio. La ubicación de la red de agua potable y drenaje no son la causa de las ondas retrodispersadas, ya que no cruzan entre los geófonos donde se origina el fenómeno. Para solucionar el origen del objeto retrodispersor es necesario realizar una investigación local. Conocer su origen puede dar respuesta a algunas cuestiones ya mencionadas e incluso respaldar que el método utilizado en el presente trabajo da resultados favorables.

El uso de ondas superficiales retrodispersadas como método de prospección puede com-

5. CONCLUSIONES

plicarse al momento de reconocer o aislar este tipo de ondas en las secciones sísmicas. La interacción con ondas convertidas, ruido, medios alterados, forma y profundidad del objeto retrodispersor disminuyen su energía y es necesario el uso de filtros $f - k$ para distinguirlas de las demás ondas. Por otro lado, analizar ondas superficiales de fuentes activas resulta más complejo debido a la energía necesaria para evitar problemas de atenuación, generar frecuencias que interactúen con las longitudes de onda proporcionales al objeto retrodispersor y que exista una buena relación señal-ruido. Por lo que, el uso de correlaciones cruzadas en secciones de fuente virtual resulta más factible para analizar ondas retrodispersadas. En trabajos a futuro se pueden confrontar los métodos de fuente activa con ruido sísmico para diferentes sitios y desarrollar un análisis en el dominio de la frecuencia.

Referencias

- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 35, 415-456.
- Bard, P.-Y. (1998). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? *Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, 1251-1279.
- Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., ... Yang, Y. (2007, 06). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169, 1239-1260. doi: 10.1111/j.1365-246x.2007.03374.x
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., y Bard, P.-Y. (2006, 12). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. *Earth-Science Reviews*, 79, 205-227. doi: 10.1016/j.earscirev.2006.07.004
- Cuevas-Leal, J. (2017). *Condiciones geológicas y riesgo asociado por inestabilidad en el subsuelo de la primera sección del bosque de chapultepec* (Tesis de Licenciatura). Descargado de <https://repositorio.unam.mx/contenidos/442471>
- Curtis, A., Gerstoft, P., Sato, H., Snieder, R., y Wapenaar, K. (2006, 09). Seismic interferometry—turning noise into signal. *The Leading Edge*, 25, 1082-1092. doi: 10.1190/1.2349814
- Czarny, R., Pilecki, Z., y Drzewińska, D. (2018). The application of seismic interferometry for estimating a 1d s-wave velocity model with the use of mining induced seismicity. *Journal of Sustainable Mining*, 17, 209-214. doi: 10.1016/j.jsm.2018.09.001
- Cárdenas-Soto, M., Piña-Flores, J., Escobedo-Zenil, D., Vidal-Garcia, M. C., Natarajan, T., Hussain, Y., y Sánchez-Sesma, F. J. (2021, 04). Seismic ambient noise tomography to retrieve near-surface properties in soils with significant 3d lateral heterogeneity: The case of quinta colorada building in chapultepec, mexico. *Natural Hazards*, 108, 129-145. doi: 10.1007/s11069-021-04735-4
- Filippi, C., Leparoux, D., Grandjean, G., Bitri, A., y Côte, P. (2019, 06). New robust observables on rayleigh waves affected by an underground cavity: from numerical to experimental modelling. *Geophysical Journal International*, 218, 1903-1918. doi: 10.1093/gji/ggz256
- Foti, S., Parolai, S., Albarello, D., y Picozzi, M. (2011, 06). Application of surface-wave methods for seismic site characterization. *Surveys in Geophysics*, 32, 777-825. doi: 10.1007/s10712-011-9134-2

- Gelis, C., Leparoux, D., Virieux, J., Bitri, A., Operto, S., y Grandjean, G. (2005, 06). Numerical modeling of surface waves over shallow cavities. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 10, 111-121. doi: 10.2113/jeeeg10.2.111
- Goldstein, P., y Snoke, A. (2005). *Sac availability for the iris community*.
- González-Escamilla, C. (2014). *Condiciones geológico-estructurales del bosque de chapultepec y su entorno al poniente de la ciudad de México* (Tesis de Licenciatura). Descargado de <https://repositorio.unam.mx/contenidos/228225>
- Gutenberg, B. (1958). Microseisms. *Advances in Geophysics*, 5, 53-92. doi: 10.1016/s0065-2687(08)60075-8
- Hill, S. J. (2006, 09). Geophysicsbright spots. *The Leading Edge*, 25, 1078-1081. doi: 10.1190/1.2349813
- Hévin, G., Abraham, O., Pedersen, H., y Campillo, M. (1998, 08). Characterization of surface cracks with rayleigh waves: a numerical model. *NDT & E International*, 31, 289-297. doi: 10.1016/s0963-8695(98)80013-3
- Kanai, K. (1983). *Engineering seismology*. University of Tokyo Press.
- Landa, E., Shtivelman, V., y Gelchinsky, B. (1987, 05). A method for detection of diffracted waves on common-offset sections*. *Geophysical Prospecting*, 35, 359-373. doi: 10.1111/j.1365-2478.1987.tb00823.x
- Larose, E., Campillo, M., Nakamura, Y., y Khan, A. (2005). Lunar subsurface investigated from correlation of seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 32. doi: 10.1029/2005gl023518
- Larose, E., Carrière, S., Voisin, C., Bottelin, P., Baillet, L., Guéguen, P., ... Massey, C. (2015, 05). Environmental seismology: What can we learn on earth surface processes with ambient noise? *Journal of Applied Geophysics*, 116, 62-74. doi: 10.1016/j.jappgeo.2015.02.001
- Leparoux, D., Grandjean, G., y Bitri, A. (1999). Underground cavities detection using seismic rayleigh waves. *5th EEGS-ES Meeting*. doi: 10.3997/2214-4609.201406517
- Love, A. (1911). *Some problems of geodynamics*. Cambridge University Press.
- Miller, G., y Pursey, H. (1955, 12). On the partition of energy between elastic waves in a semi-infinite solid. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 233, 55-69. doi: 10.1098/rspa.1955.0245
- Miller, R. D., Bradford, J. H., Holliger, K., y Latimer, R. B. (2010). *Advances in near-surface seismology and ground-penetrating radar*. Society Of Exploration Geophysicists ; Washington, D.C.
- Mollova, G. (2007, 01). Effects of digital filtering in data processing of seismic acceleration records. *EURASIP Journal on Advances in Signal Processing*, 2007. doi: 10.1155/2007/29502
- Moro, G. D. (2015). Introducing surface waves. *Surface Wave Analysis for Near Surface*

- Applications*, 1-22. doi: 10.1016/b978-0-12-800770-9.00001-7
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, 30.
- Nasseri-Moghaddam, A., Cascante, G., y Hutchinson, J. (2005, 03). A new quantitative procedure to determine the location and embedment depth of a void using surface waves. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 10, 51-64. doi: 10.2113/jeeeg10.1.51
- Nogoshi, M., e Igarashi, T. (1972). On the amplitude characteristics of microtremor (part 2). *Journal of Seismological Society of Japan*, 24, 26-40.
- Park, C. B., Miller, R. D., y Xia, J. (1999, 05). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, 64, 800-808. Descargado 2021-07-27, de <http://www.masw.com/files/PAR-99-04.pdf> doi: 10.1190/1.1444590
- Ramírez, A. C., y Weglein, A. B. (2009, 11). Green's theorem as a comprehensive framework for data reconstruction, regularization, wavefield separation, seismic interferometry, and wavelet estimation: A tutorial. *Geophysics*, 74, W35-W62. doi: 10.1190/1.3237118
- Rayleigh, L. (1885, 11). On waves propagated along the plane surface of an elastic solid. *Proceedings of the London Mathematical Society*, s1-17, 4-11. doi: 10.1112/plms/s1-17.1.4
- Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., y Kuperman, W. (2005a). Extracting time-domain green's function estimates from ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 32. doi: 10.1029/2004gl021862
- Sabra, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W. A., y Fehler, M. C. (2005b, 07). Surface wave tomography from microseisms in southern california. *Geophysical Research Letters*, 32, n/a-n/a. doi: 10.1029/2005gl023155
- Schimmel, M., Stutzmann, E., Lognonné, P., Compaire, N., Davis, P., Drilleau, M., ... Banerdt, B. (2021, 06). Seismic noise autocorrelations on mars. *Earth and Space Science*, 8. doi: 10.1029/2021ea001755
- Scholte, J. G. (1947, 05). The range of existence of rayleigh and stoneley waves. *Geophysical Journal International*, 5, 120-126. doi: 10.1111/j.1365-246x.1947.tb00347.x
- Shapiro, N. M. (2005, 03). High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307, 1615-1618. doi: 10.1126/science.1108339
- Shapiro, N. M., y Campillo, M. (2004, 04). Emergence of broadband rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31, n/a-n/a. doi: 10.1029/2004gl019491
- Sloan, S. D., Peterie, S. L., Ivanov, J., Miller, R. D., y McKenna, J. R. (2010, 01). 12. void detection using near-surface seismic methods. *Advances in Near-surface Seismology*

- and Ground-penetrating Radar, 201-218. doi: 10.1190/1.9781560802259.ch12
- Sloan, S. D., Peterie, S. L., Miller, R. D., Ivanov, J., Schwenk, J. T., y McKenna, J. R. (2015, 09). Detecting clandestine tunnels using near-surface seismic techniques. *GEOPHYSICS*, 80, EN127-EN135. doi: 10.1190/geo2014-0529.1
- Stoneley, R. (1924, 10). Elastic waves at the surface of separation of two solids. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 106, 416-428. doi: 10.1098/rspa.1924.0079
- Sánchez-Sesma, F. J., Berstein, E. M., y Rodríguez-López, C. (2020, 19). *El ruido sísmico ambiental y sus aplicaciones en sismología, ingeniería sísmica y geotecnia*. Descargado 2021-06-08, de <https://www.ccciencias.mx/es/ciencia-y-opinion/item/707-ruido-sismico-parte1.html>
- Takagi, N., Sato, H., Nishimura, T., y Obara, K. (2006, 01). Rayleigh-wave group velocity in japan revealed from the cross-correlation analysis of microseisms excited by typhoons. *Proceedings of the 8th SEGJ International Symposium*. doi: 10.1190/segj082006-001.42
- Velázquez-Ángeles, O. (2013). *Análisis de estabilidad de taludes en la 3^a sección del bosque de chapultepec* (Tesis de Licenciatura). Descargado de <https://repositorio.unam.mx/contenidos/459220>
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., y Verdel, A. (2010, 09). Tutorial on seismic interferometry: Part 1 — basic principles and applications. *GEOPHYSICS*, 75, 75A195-75A209. doi: 10.1190/1.3457445
- Xia, J., Miller, R. D., Park, C. B., Wightman, E., y Nigbor, R. (2002, 08). A pitfall in shallow shear-wave refraction surveying. *Journal of Applied Geophysics*, 51, 1-9. doi: 10.1016/s0926-9851(02)00197-0
- Xia, J., Nyquist, J. E., Xu, Y., Roth, M. J., y Miller, R. D. (2006a, 07). Feasibility of detecting near-surface feature with rayleigh-wave diffraction. *Journal of Applied Geophysics*, 62, 244-253. doi: 10.1016/j.jappgeo.2006.12.002
- Xia, J., Xu, Y., Miller, R. D., y Nyquist, J. E. (2006b, 01). Rayleigh-wave diffractions due to a void in the layered half space. *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2006*. doi: 10.1190/1.2369782
- Yilmaz, Ö. (2015, 01). 1. seismic waves. *Engineering Seismology with Applications to Geotechnical Engineering*, 27-157. doi: 10.1190/1.9781560803300.ch1
- Zeng, C., Xia, J., Miller, R. D., y Tsoflias, G. P. (2009, 01). Modeling results on detectability of shallow tunnels using rayleigh-wave diffraction. *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2009*. doi: 10.1190/1.3255116

Anexos

Aplicación en Matlab

El análisis presentado en este escrito sobre ondas retrodispersadas llevo al desarrollo de un código diseñado en *Matlab*. El código permite analizar ondas retrodispersadas en trazas sísmicas obtenidas mediante IS y aplicar los procedimientos explicados en el presente escrito. El código ha sido trasladado a una aplicación o GUI nombrada Retrodispersión de Ondas Rayleigh (ROR), algunos aspectos se explican a continuación.



Figura A.1: Portada de la aplicación *Retrodispersión de Ondas Rayleigh*

A.1. Interfaz Principal

La interfaz principal contiene 9 zonas interactivas las cuales se muestran en la Figura A.2 y permiten controlar tanto el procesamiento como el aspecto de las secciones sísmicas. A continuación se describen estas zonas.

1. Se muestra el nombre del proyecto actual.
2. Una barra de menús que permiten interactuar con el proyecto actual.

3. Un conjunto de botones que actúan como accesos directos a opciones de la barra de menús:
 - a:** Abrir nuevo proyecto/ cargar trazas sísmicas.
 - b:** Cargar las trazas sísmicas al gráfico principal.
 - c:** Filtrar la sección sísmica.
 - d:** Cargar la sección filtrada al gráfico principal.
 - e:** Realizar un desplazamiento temporal.
 - f:** Realizar picados.
 - g:** Realizar el cálculo de profundidad y velocidad de fase promedio.
 - h:** Mostrar las trazas una por una.
 - i:** Cambiar el color de las trazas sísmicas.
 - j:** Guardar el proyecto actual.
4. Gráfica principal que muestra la sección sísmica y el avance del procesamiento.
5. Consola que muestra los cambios y resultados del procesamiento.
6. Panel que permite interactuar con las zonas anticausal y causal de la sección sísmica.
7. Panel que permite interactuar con los límites de los ejes de la gráfica principal.
8. Panel que permite visualizar los picados y los resultados del cálculo de profundidad.
9. Botón que permite visualizar los resultados del cálculo de profundidad y velocidad de fase promedio en la consola.

A.2. Proyecto

Un nuevo proyecto se inicia al seleccionar todas las trazas sísmicas en formato *.sac* que se desean analizar e ingresando la posición del receptor que actúa como fuente virtual y separación entre receptores. La aplicación ordenará las trazas por nombre o por su posición relativa en los encabezados de los archivos *.sac* y las mostrará en la gráfica principal (sección sísmica). Los cambios sobre el proyecto se pueden guardar para seguir trabajando más tarde, la extensión de dicho proyecto es *.rt*.

Los resultados pueden ser exportados en un archivo legible por *Matlab* con extensión *.mat* (Figura A.3a) o en un archivo *.txt* o *.dat* (Figura A.3b). Al seleccionar la última opción, las trazas sísmicas serán exportadas en un archivo con misma extensión, cada traza

conformará una columna y cada columna será separada por comas como se muestra en la Figura A.3c, si existen trazas filtradas se creará otro archivo con las mismas características.

Cuando los cálculos estén resueltos, se habilitará la opción *Guardar Gráfico* del menú *Archivo*. Al seleccionar esta opción se abrirá una figura que puede ser exportada a *.fig* y ser configurada en *Matlab*.

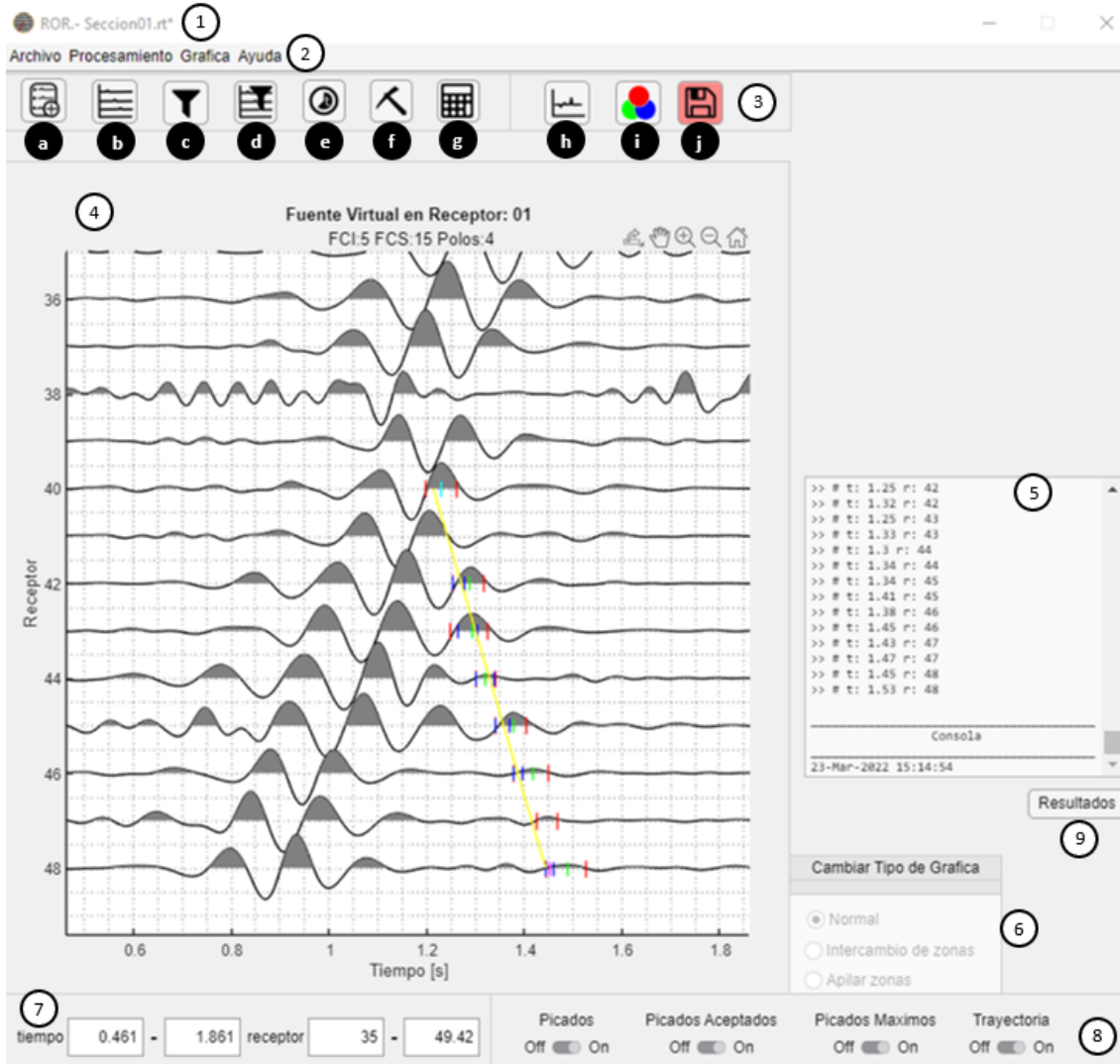


Figura A.2: Interfaz principal de la aplicación *ROR*

A. APLICACIÓN EN MATLAB

Name ▲	Value
Denominador_filtro	[1,-7.1699,22.6649,-41.2588,47.30...
Fc	9999
FCI	5
FCS	15
Frecuencia_de_muestreo	250.0000
Fuente_Virtual	1
Matriz_trazas	4001x48 double
Matriz_trazas_filtradas	4001x48 double
Numerador_filtro	[1.8322e-04,0,-7.3286e-04,0,0.001...
Numero_de_archivos	47
Numero_de_muestras	4001
Polos	4
Profundida_lineal	2.2647
Profundida_no_lineal	7x2 double
Separacion_sensores	3
Tiempo_Apilado	2001x1 double
Tiempo_de_desplazamiento	2.4610
Tiempo_de_muestreo	1.7777

(a)

```
Fuente virtual: 1
Número de archivos: 47
Número de muestras: 4001
Frecuencia de muestreo: 2.500000e+02 Hz

Separación entre sensores: 3 m

PARAMETROS DEL FILTRO
Tipo de filtro: Filtro Pasa-bandas tipo Butterworth
Frecuencia de corte inferior: 5 [Hz]
Frecuencia de corte superior: 15 [Hz]
Número de polos: 4
Numerador: +1.832161e-04, +0.000000e+00, -7.328642e-04, +0.000000
+0.000000e+00, -7.328642e-04, +0.000000e+00, +1.832161e-04,
Denominador: +1.000000e+00, -7.169877e+00, +2.266494e+01, -4.1258
2.461000e+01, 1.777778e+01
```

(b)

```
Matriz de trazas y tiempo. La 4ª última columna es el vector tiempo.
1.000000000000000e+00, -0.000000000000000e+00, -0.000000000000000e+00, -0.000000000000000e+00, -0.000000000000000e+00, -0.000000000000000e+00, 0.000000
1.000000000000000e+00, 1.94553836907978e-10, -7.460347911553345e-10, -1.697489727359087e-08, -6.659075957315936e-09, -7.4520372095321136e-09, -1.74524
1.000000000000000e+00, 1.377595102217444e-09, -2.148136887484640e-09, -4.359602515407205e-08, -5.258710267711259e-08, -1.394800481119509e-08, -1.02040
1.000000000000000e+00, -1.533768667627555e-09, -1.252401826690175e-09, -6.530373753528504e-08, -5.932228018145035e-08, -5.45305098535324e-08, 1.52013
1.000000000000000e+00, 4.787971352726572e-09, -9.225550989810927e-09, -7.762043452430589e-08, -8.218957248110336e-08, -1.409526948442949e-07, 2.509302
1.000000000000000e+00, -2.50333957038037e-09, 5.4903779446621034e-08, -4.99772596404607e-08, -8.86831841158598e-08, -2.024256161875256e-07, -8.53589
1.000000000000000e+00, 2.63250843344409e-08, -2.757852435308905e-08, -7.210621078002077e-08, -1.969076777186274e-07, -3.041127740743832e-07, -7.47259
1.000000000000000e+00, 4.061492120199635e-08, -8.540776797402345e-08, -7.15066495094317e-08, -5.75702762244560e-07, -4.65457573019700e-07, 3.450853
1.000000000000000e+00, 7.80006532159626e-08, 5.567717661379938e-08, -1.83643902593183e-07, -3.56753326531702e-07, -6.207762322510270e-07, -1.790348
1.000000000000000e+00, 1.636495312595798e-07, -6.935437824040491e-08, -8.793930561523666e-08, -5.441482950475527e-08, -5.910245733492763e-07, -9.36789
5.9441642712193935e-08, -8.953540325304259e-09, 3.31965997069257e-07, 1.281455581647606e-07, -5.794670770495669e-07, -1.0510801
1.000000000000000e+00, -4.03266788509422e-08, -2.441443029965740e-07, 3.701804018874100e-07, 5.179915092412557e-07, -1.08112753149167e-06, -1.113916
1.000000000000000e+00, 1.70784304021677e-07, -1.327723619907160e-08, 8.89863067506845e-08, 6.735411375302647e-07, -3.173614118160189e-07, -1.0720926
1.000000000000000e+00, 1.425405872118790e-07, 9.40041139843210e-08, 4.264210367038797e-07, 4.169407510007012e-07, -4.53189012797905e-07, -1.094669397
1.000000000000000e+00, -1.254420993745953e-07, -3.513700619350557e-07, 3.474820289284253e-07, 1.746033291283311e-07, -1.299098016716016e-06, -1.345023
1.000000000000000e+00, -1.004835255002945e-07, 3.109543058599229e-07, 2.890132861521302e-07, 2.114012858100978e-07, -1.415425167861434e-06, -1.6847947
1.000000000000000e+00, 1.574613586733634e-07, 2.119602687030320e-07, 3.264609766041746e-07, -2.160503012958486e-07, -1.409786607981708e-07, -5.2043674
1.000000000000000e+00, 6.208741609725621e-08, 3.824844441169262e-08, 2.678451380688784e-07, 9.921913033394958e-07, 1.055213774456799e-06, 2.9917222832
1.000000000000000e+00, -2.41620568859519e-07, 5.878440540991294e-07, 1.413141717421240e-06, 2.618389718822902e-06, -1.312438030254270e-06, -1.1093110
1.000000000000000e+00, -3.8361719807324395e-07, 2.5072304716847230e-07, 1.42196233809847e-06, 4.244122010277381e-06, -6.352321179262638e-06, -1.47117133
1.000000000000000e+00, -3.647473647561128e-07, -2.492713235824340e-07, 8.901359933585537e-07, 5.170427812117850e-06, 6.116775239206618e-06, -7.1688020
1.000000000000000e+00, 3.55126437249378e-07, 7.961394317135273e-07, 2.12934855764520e-06, 5.56532177427989e-06, -4.245520358381327e-06, 1.418110741
1.000000000000000e+00, 3.72094488543331e-09, -1.885337324257236e-07, 1.897888180390634e-06, 6.412134080334727e-06, -4.391874881548574e-06, 3.27031946
1.000000000000000e+00, -1.68012959590279e-07, -3.926734564174694e-07, 2.901081643358339e-06, 6.77430898576585e-06, 7.676354175095912e-06, 2.79881760
1.000000000000000e+00, 1.05261659709561e-06, -1.389775547977479e-07, 4.211541181575740e-06, 7.058330269416708e-06, -0.315530521940673e-07, 1.7777712
```

(c)

Figura A.3: Archivos de salida

A.3. Procesamiento

El procesamiento consiste en cuatro principales aspectos: 1) filtrado, 2) desplazamiento temporal, 3) picados y 4) cálculos, en cada uno de ellos se tiene una ventana especial para controlar las interacciones o parámetros. Estas ventanas se describen a continuación.

A.3.1. Filtrado

La ventana de filtrado consta de 5 componentes interactivas como se muestra en la Figura A.4, cada una de estas zonas se detallan a continuación.

1. Selección del tipo de filtro. El filtro es de tipo Butterworth y se puede seleccionar entre pasa-bandas, pasa-bajas o pasa-altas.
2. Parámetros del filtro. Dependiendo del tipo de filtro, se ingresan la frecuencias de corte y el número de polos.
3. Trazas filtradas. La gráfica muestra el resultado de aplicar el filtro sobre la sección sísmica, cada que se realice algún cambio en los puntos 1 y 2, la gráfica se actualizará.
4. Respuesta del filtro. Se muestra la respuesta del filtro diseñado en los puntos 1 y 2.
5. Dominio de Fourier. En la gráfica se puede observar las trazas sísmicas o las trazas sísmicas filtradas en el dominio de Fourier.

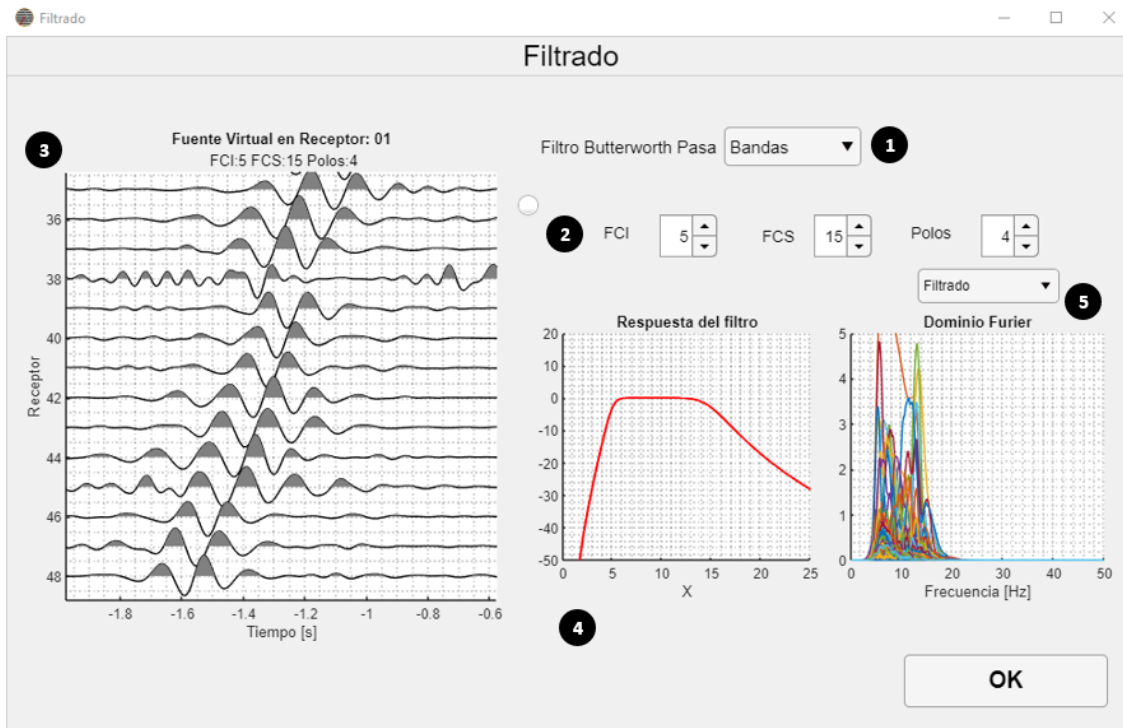


Figura A.4: Ventana para realizar el filtrado

A.3.2. Desplazamiento temporal

Esta opción permite el desplazamiento temporal de las trazas sísmicas y controlar dicho desplazamiento. La ventana consta de 5 componentes, como se observa en la Figura A.5, las cuales se describen a continuación.

1. Seleccionar Referencia. Permite realizar el desplazamiento mediante dos opciones:
 - Cero: Abre la interfaz para picar un tiempo. La diferencia entre el tiempo picado y el eje cero se suma dos veces al tiempo.
 - Libre: Abre una ventana para ingresar manualmente el tiempo a desplazar. Se puede abrir la interfaz de picado para conocer algún tiempo.
2. Reiniciar. Permite volver a un tiempo desplazado anterior o al tiempo original.
3. Tiempo desplazado. Permite observar el tiempo desplazado acumulado.
4. Límites. Permite controlar los límites del gráfico.
5. Gráfico. Permite observar las trazas desplazadas y seleccionar los tiempos de desplazamiento.

A.3.3. Picados

Esta ventana permite realizar y controlar los picados sobre las trazas sísmicas. Consta de 7 componentes interactivas, como se observa en la Figura A.6, y que se describen a continuación.

1. Picar/Agregar. Abre la interfaz de picado, permite iniciar los picados o agregar picados a la lista de trazas picadas al hacer clic sobre la gráfica.
2. Borrar Picados. Permite eliminar picados al ingresar el receptor en el que se encuentra el picado no deseado.
3. Reiniciar Picados. Borra todos los picados.
4. Mono Traza. Permite visualizar las trazas una por una y realizar los picados con mayor precisión.
5. Gráfico. Permite realizar los picados sobre la sección sísmica, cada picado es graficado al instante.
6. Consola. Permite visualizar los cambios en los picados.
7. Ver Picados. Muestra los picados en la consola.

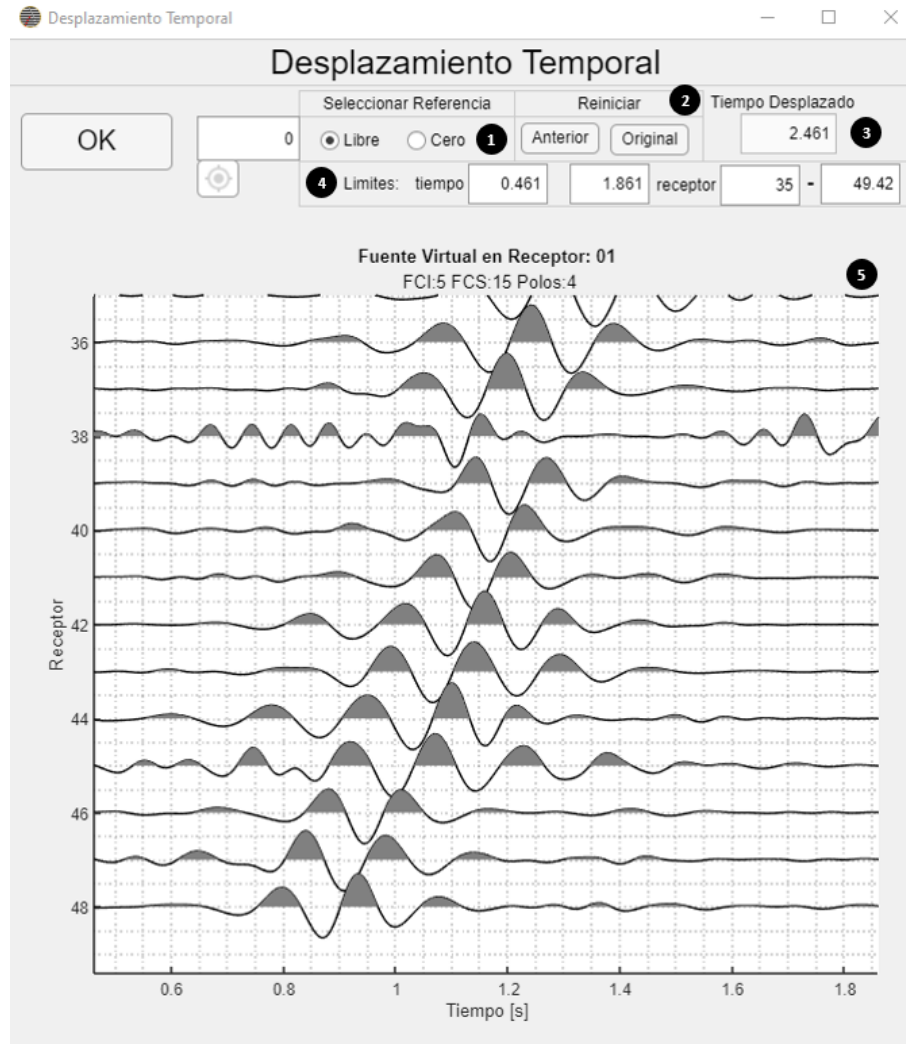


Figura A.5: Ventana para realizar el desplazamiento temporal

A.3.4. Cálculos

Esta ventana permite controlar los parámetros para obtener la profundidad y velocidad de fase de acuerdo al método propuesto por (Xia *et al.*, 2006a). Para no obtener errores al ingresar a esta ventana, es necesario que cada traza picada tenga un límite inferior y un límite superior (dos tiempos picados). La ventana consta de 6 zonas interactivas, como se muestra en la Figura A.7, las cuales se describen a continuación.

1. Vértice. Permite ingresar el receptor en donde se observa el vértice de retrodispersión.
2. Panel de Parámetros. Consta de 3 botones:

A. APLICACIÓN EN MATLAB

- Picados. Abre la ventana de Picados.
 - Recalcular. Permite calcular los valores con los nuevos parámetros.
 - Parámetros. Permite configurar los parámetros de búsqueda y separación entre sensores.
3. Cálculo cuadrático. Una tabla que permite visualizar los resultados de profundidad y velocidad de fase promedio en función de los tiempos aceptados.
 4. Cálculo Lineal. Una tabla que permite visualizar los resultados del cálculo lineal en el receptor más alejado.
 5. Consola. Permite visualizar los cambios y resultados.
 6. Presentación gráfica. Consta del gráfico y una serie de opciones para visualizar los resultados sobre la sección sísmica.

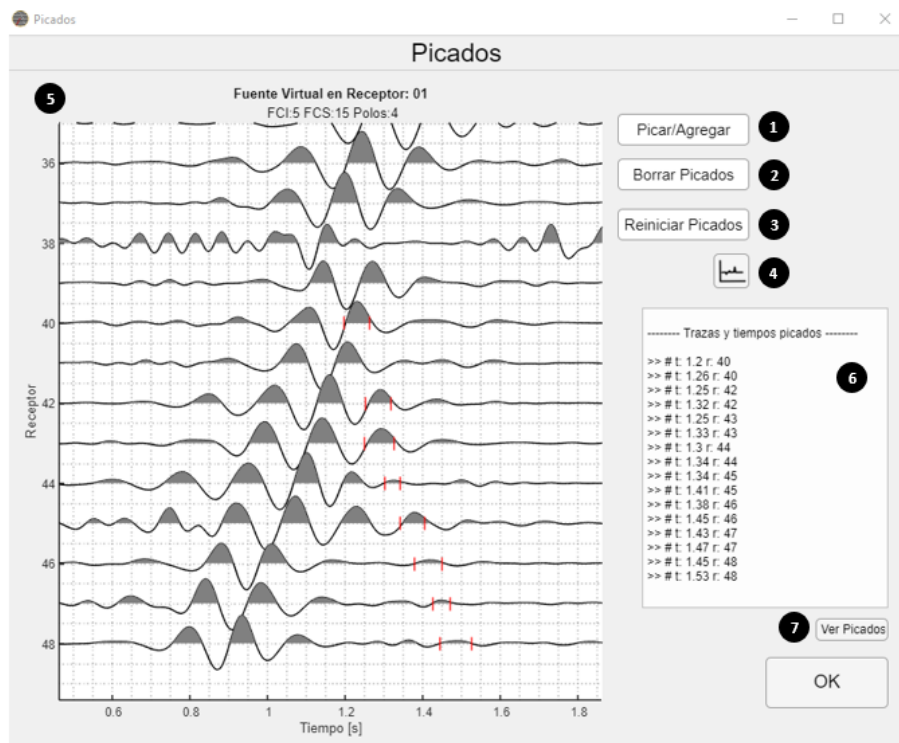


Figura A.6: Ventana para realizar picados

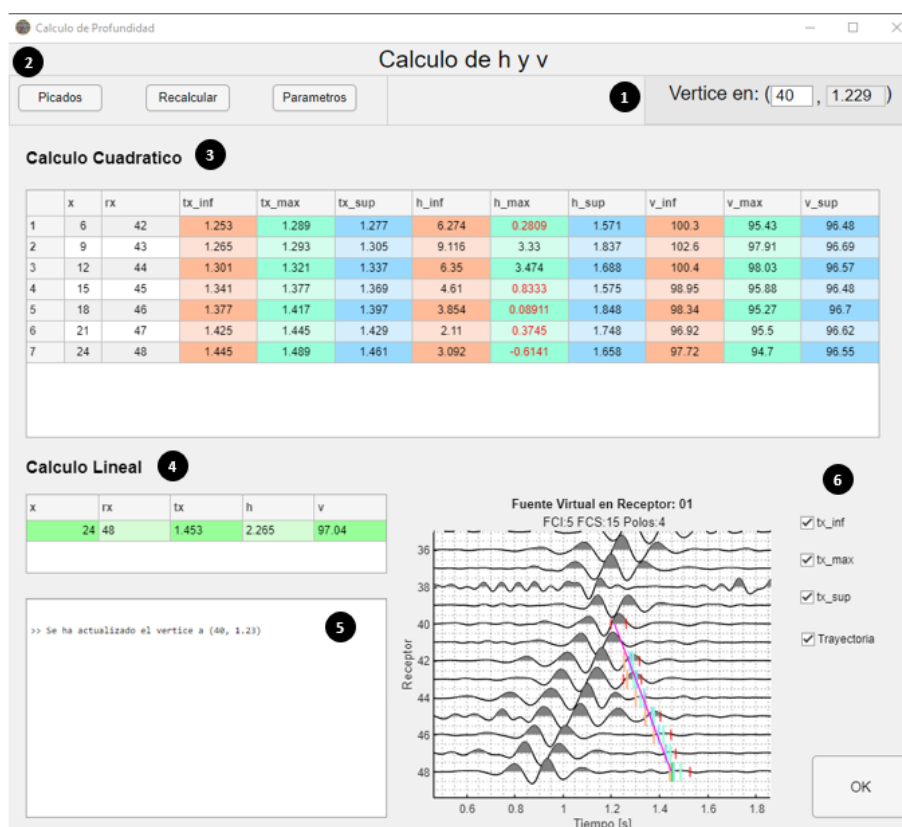


Figura A.7: Ventana para obtener la profundidad del objeto retrodispersor

A.4. Otras Opciones

Las trazas sísmicas pueden ser visualizadas una por una al seleccionar el botón *Monotrazas* (h en la Figura A.2). El botón abrirá una ventana como se muestra en la Figura A.8 en la que se pueden visualizar todas las trazas sísmicas a detalle.

El botón *Cambiar colores* (i en la Figura A.2) permite cambiar aspectos gráficos de las trazas sísmicas como el color de la línea, el color del relleno o rellenar los máximos o los mínimos. Al seleccionar el botón abrirá una ventana como la mostrada en la Figura A.9 donde se pueden configurar las trazas.

A. APLICACIÓN EN MATLAB

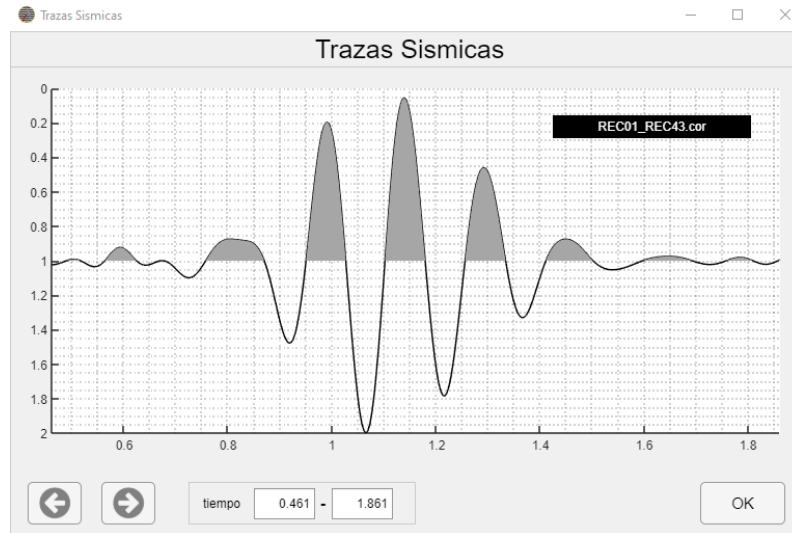


Figura A.8: Ventana para visualizar las trazas una por una

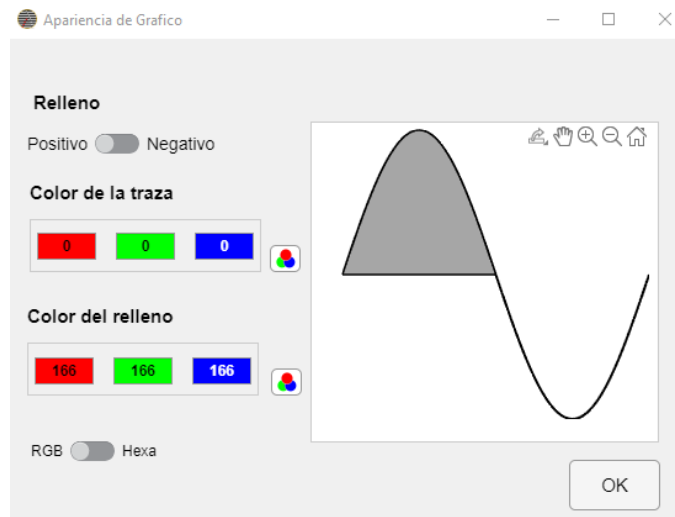
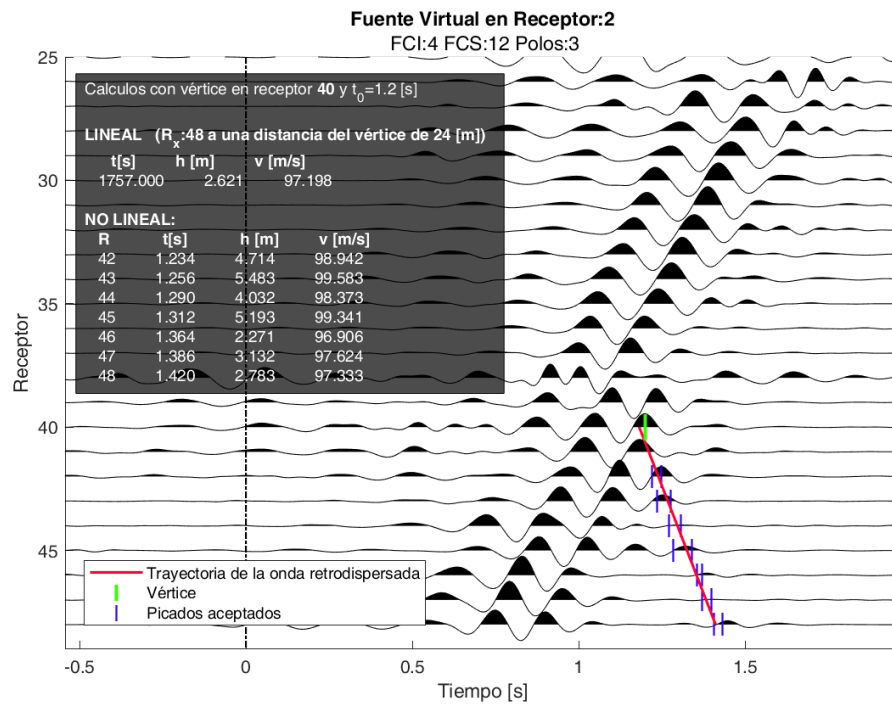


Figura A.9: Ventana para cambiar aspectos graficos

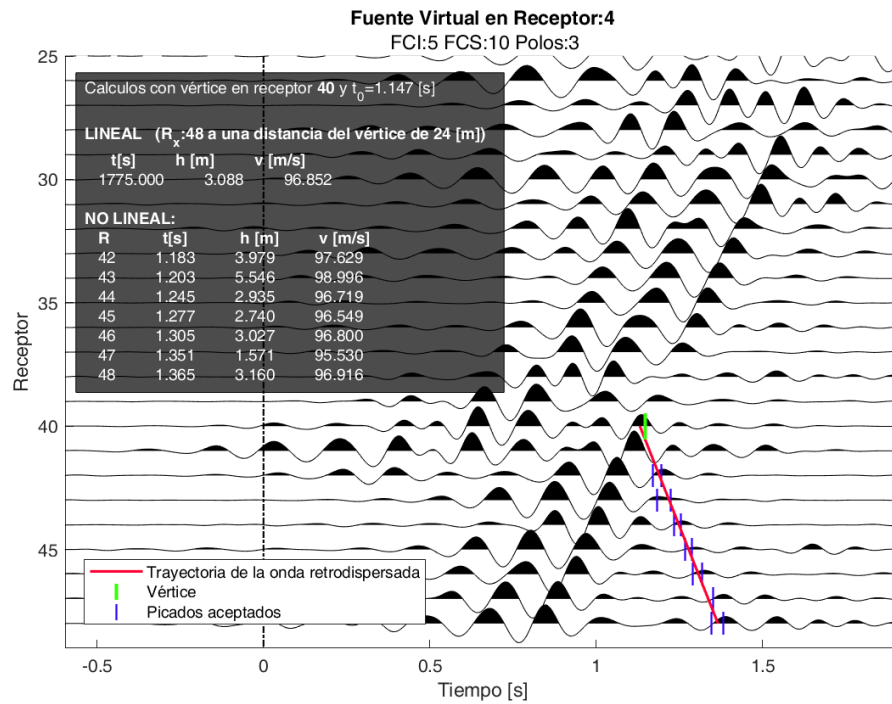
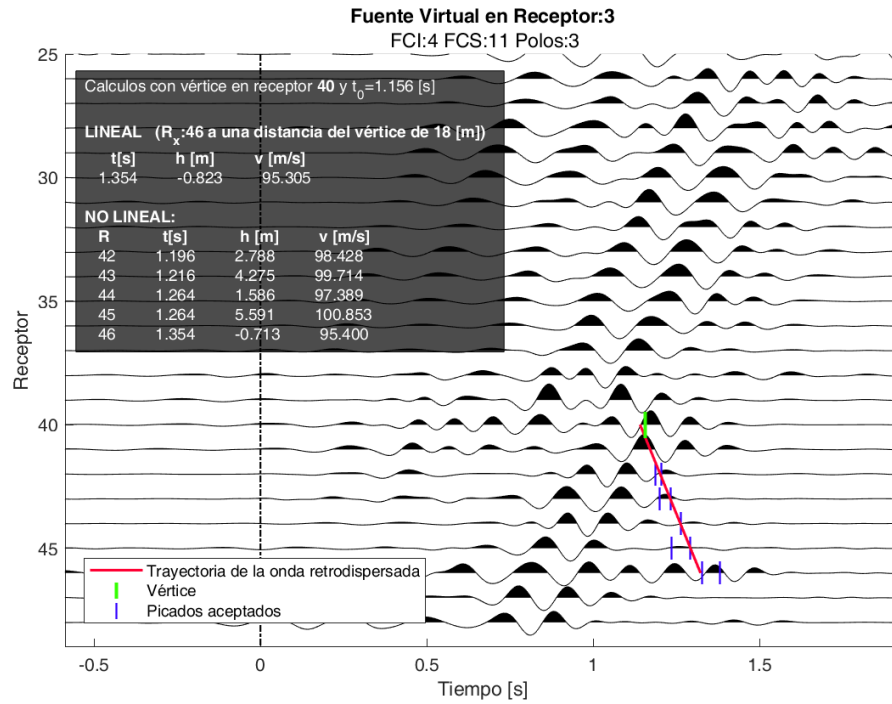
Resultados

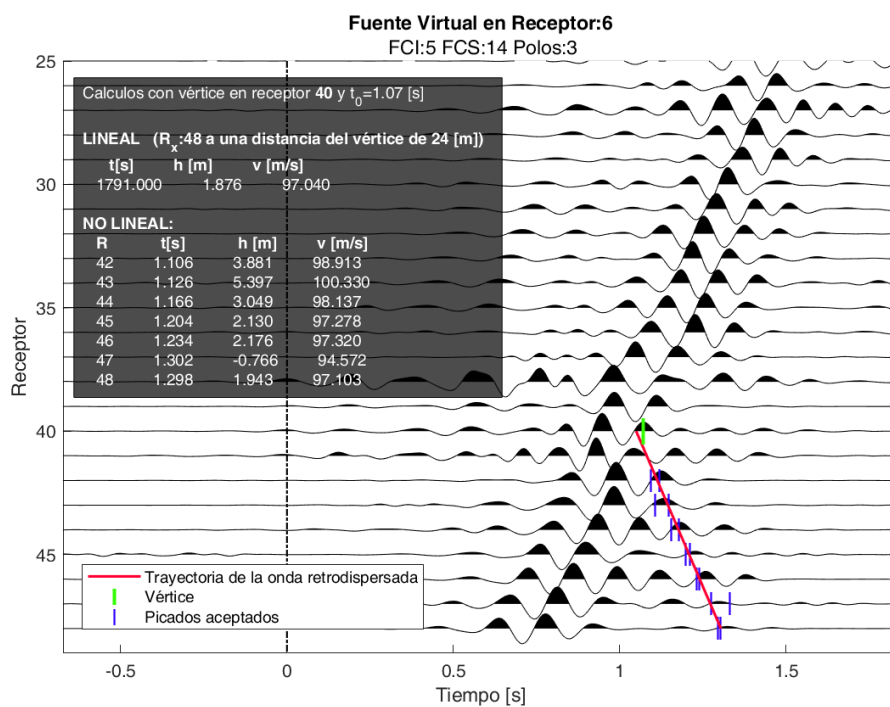
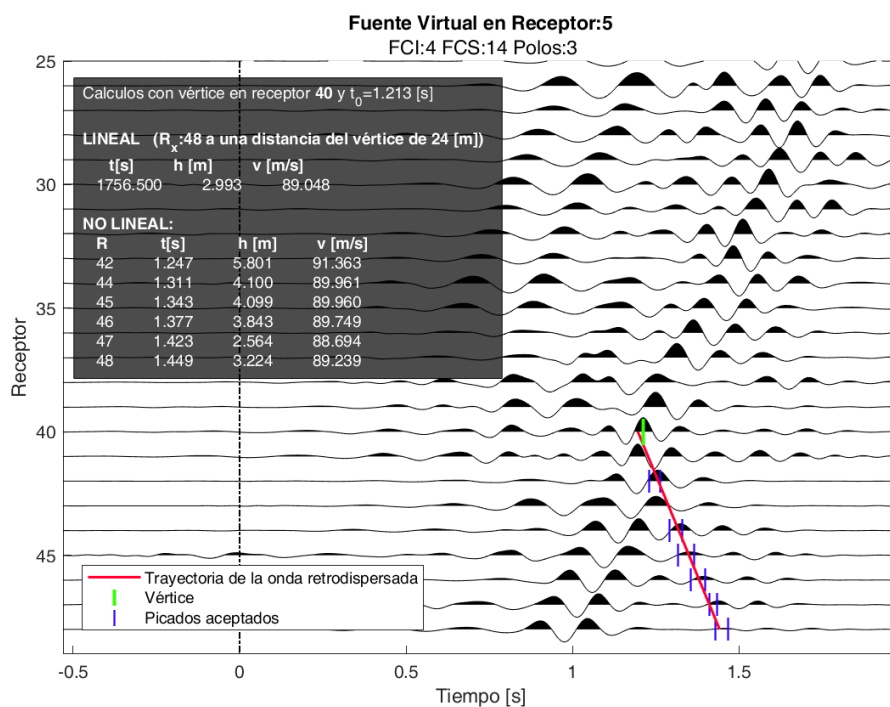
Se muestran los resultados sobre las secciones de fuente virtual de los grupos 1 (secciones de fuente virtual en receptores 1 a 37) y 3 (secciones de fuente virtual en receptores 44 a 48).

B.1. Grupo 1

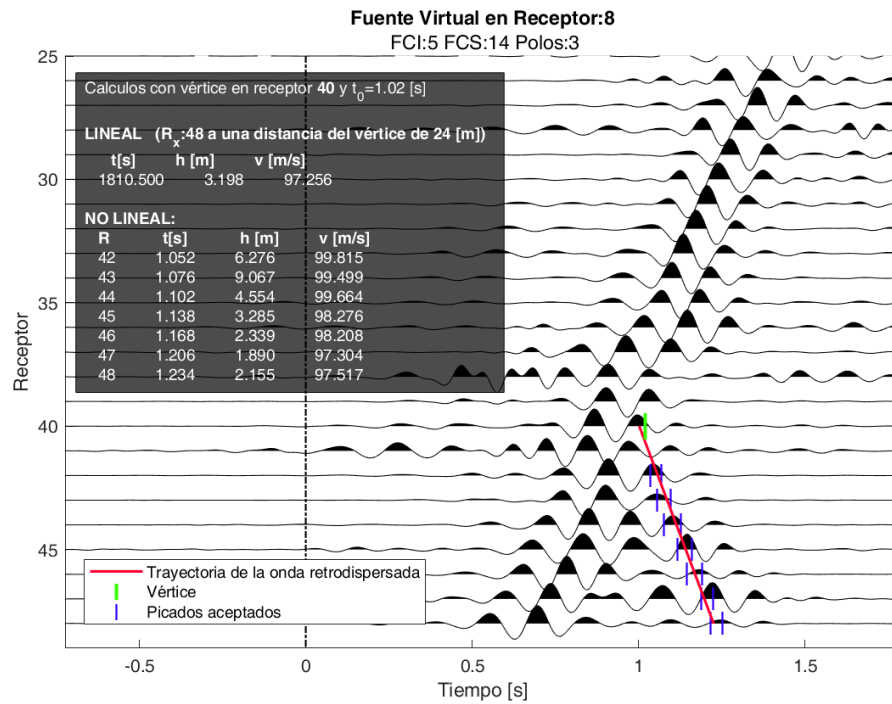
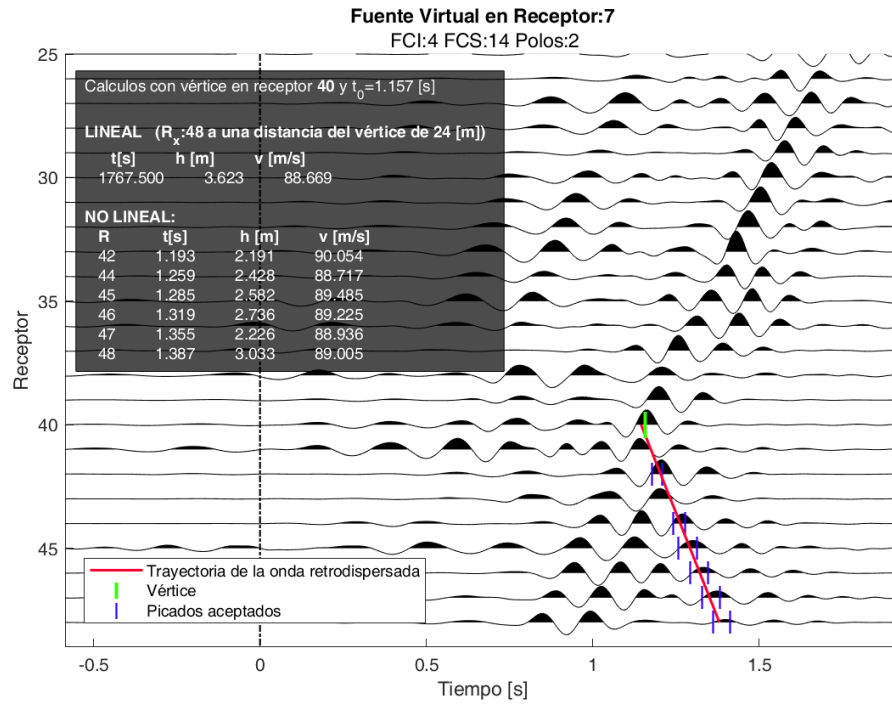


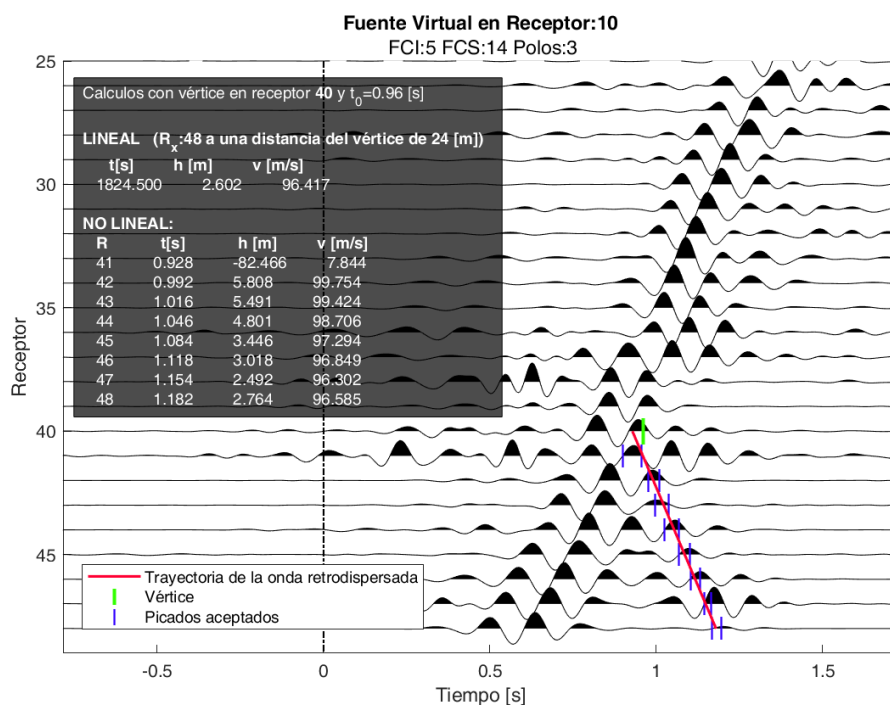
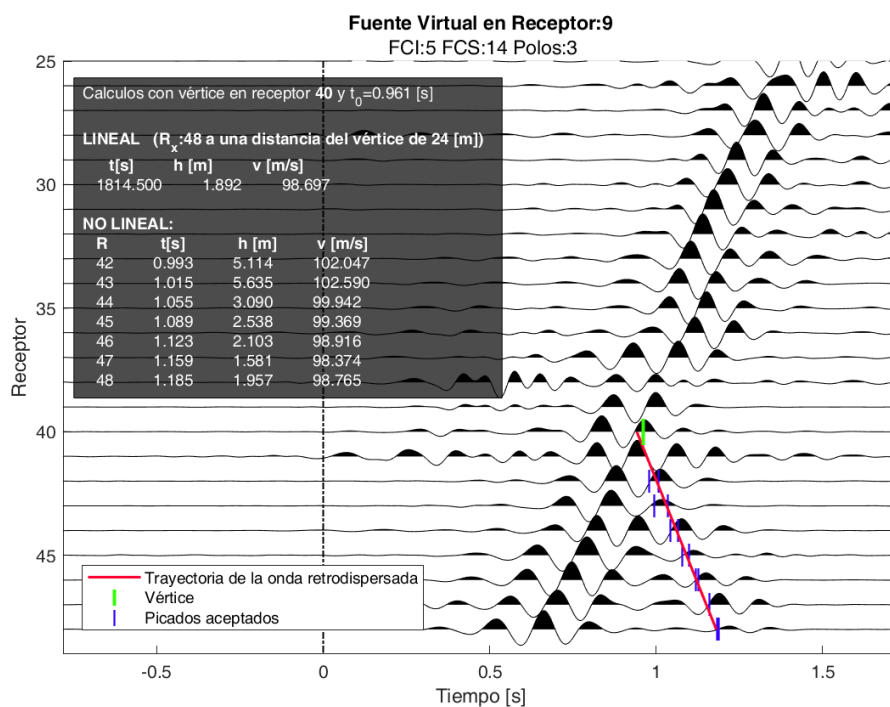
B. RESULTADOS



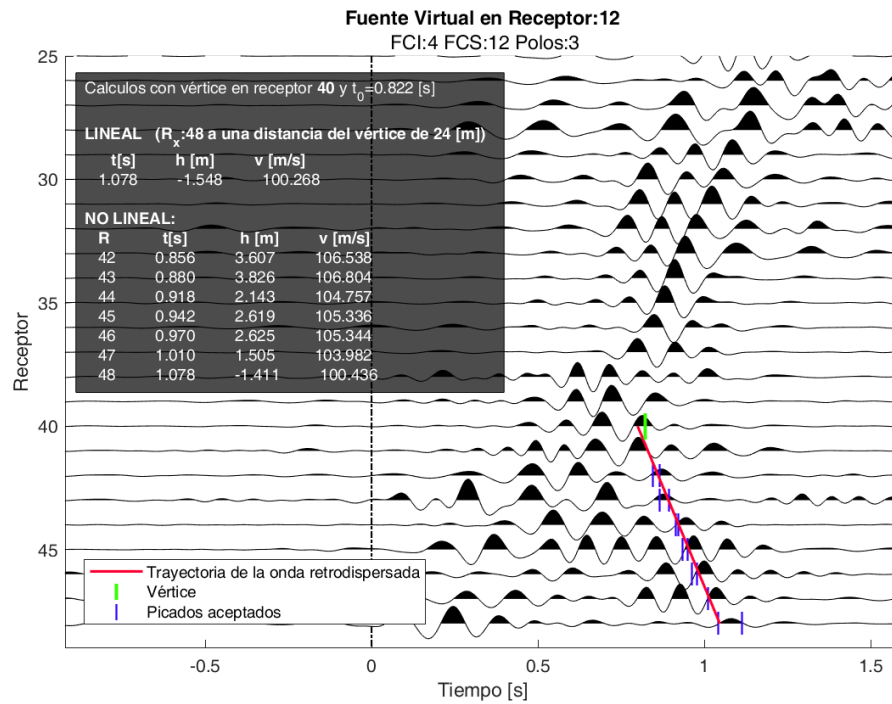
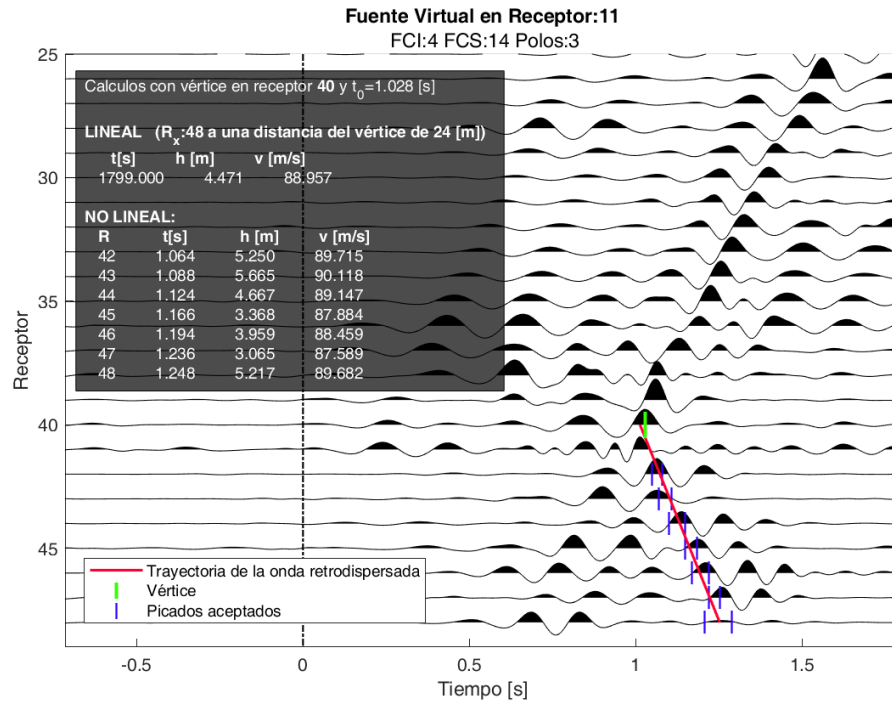


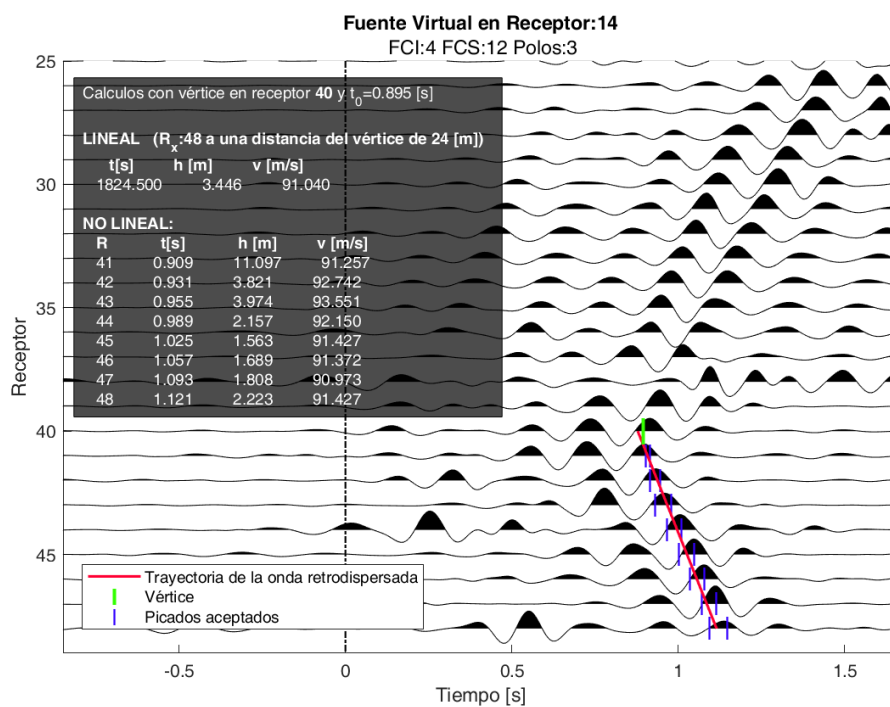
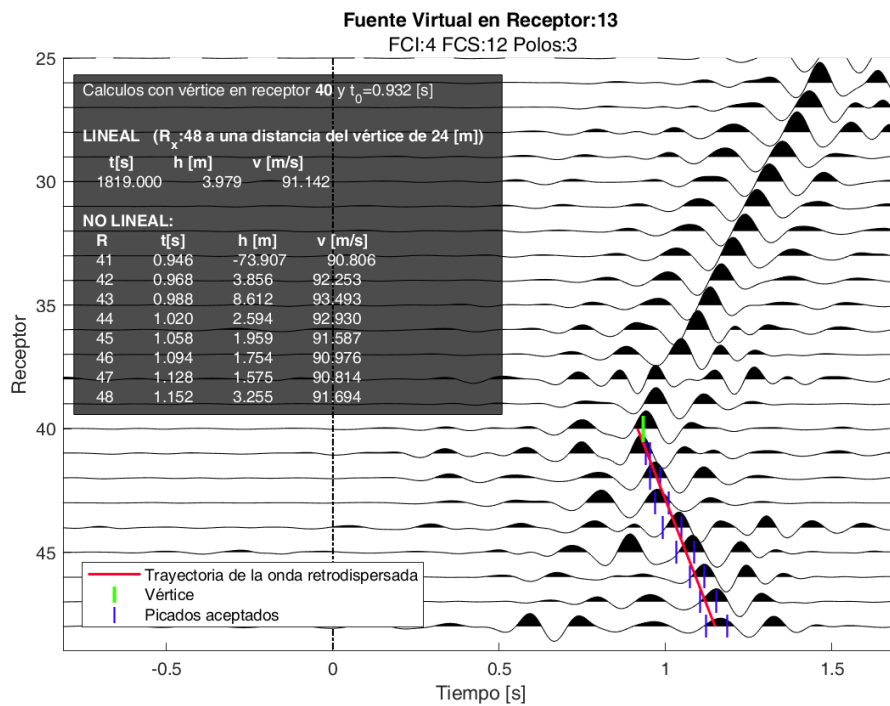
B. RESULTADOS



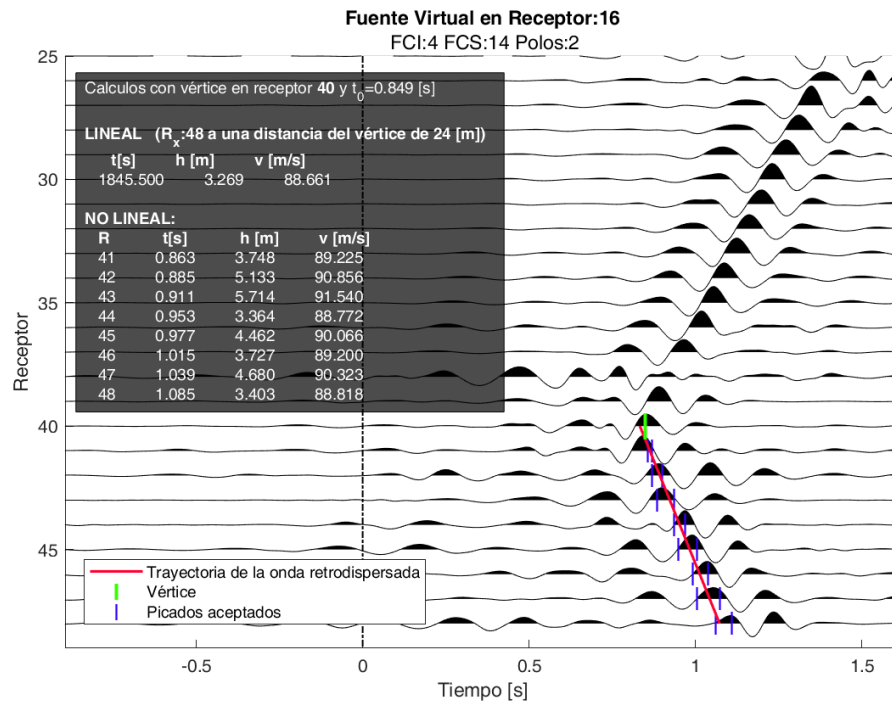
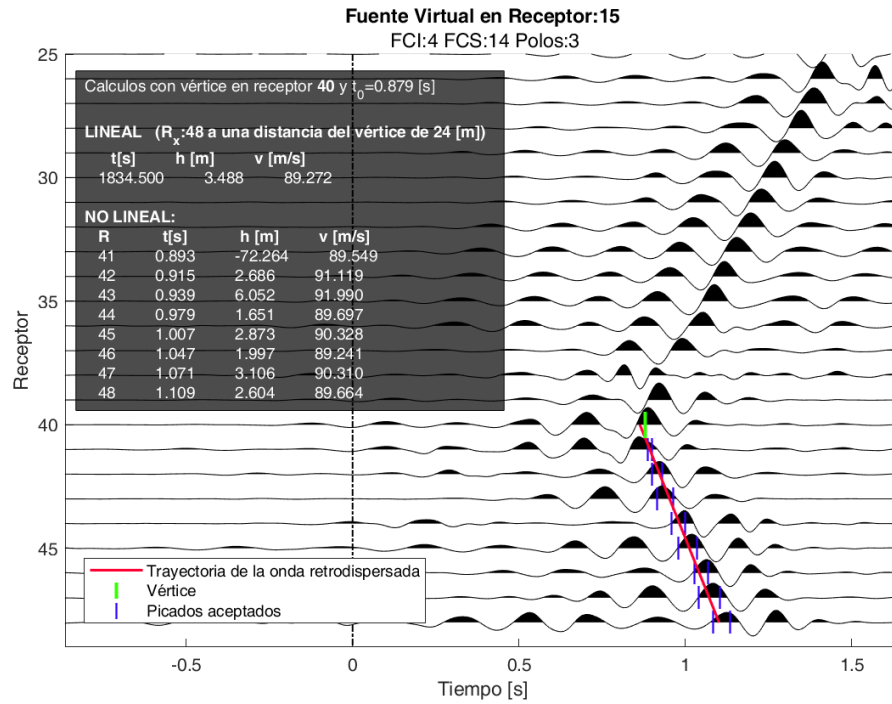


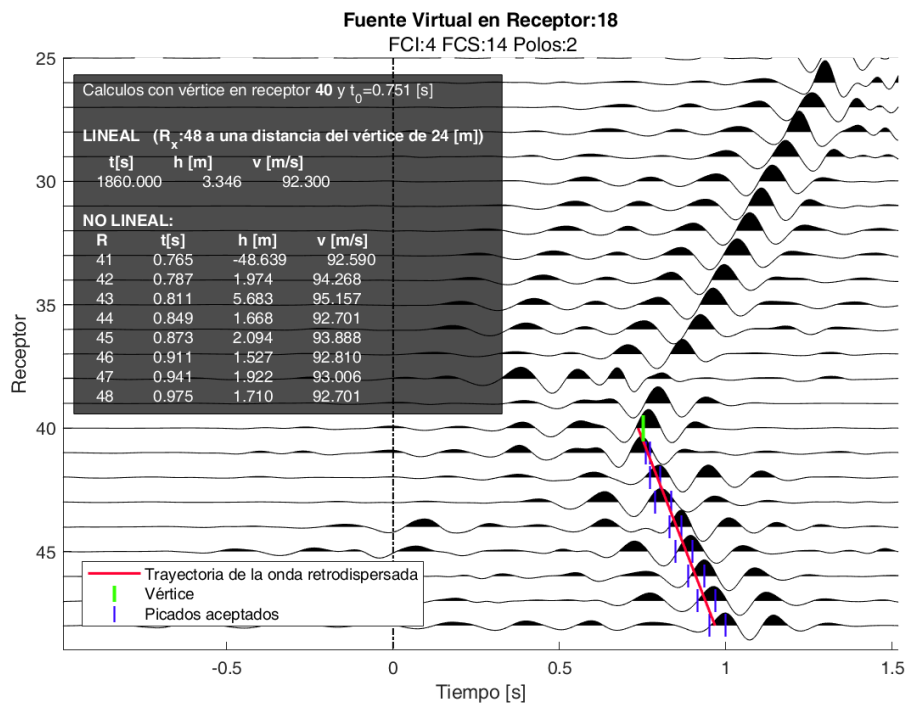
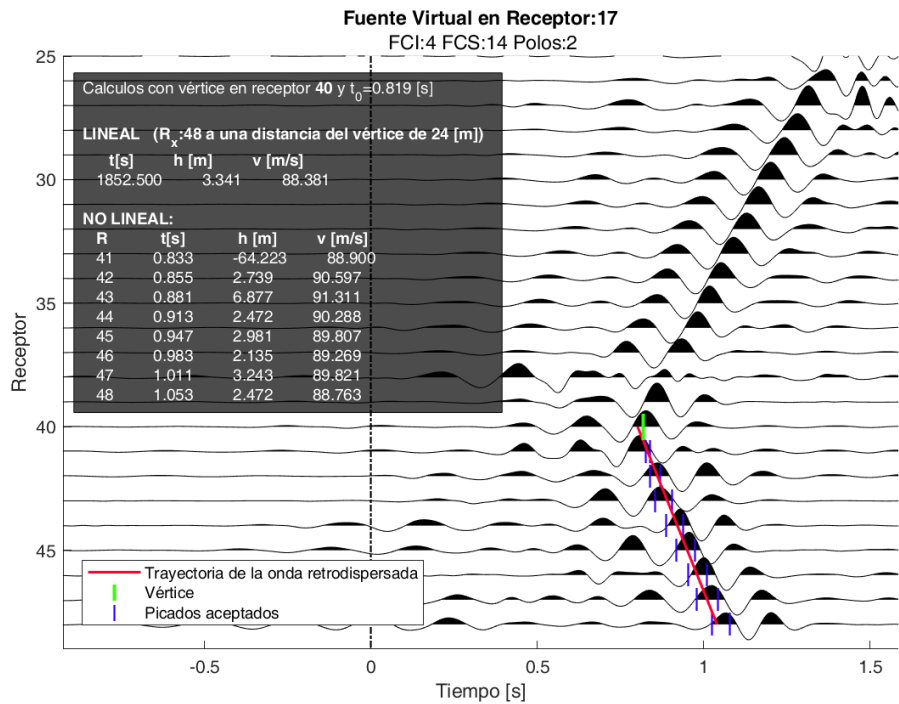
B. RESULTADOS



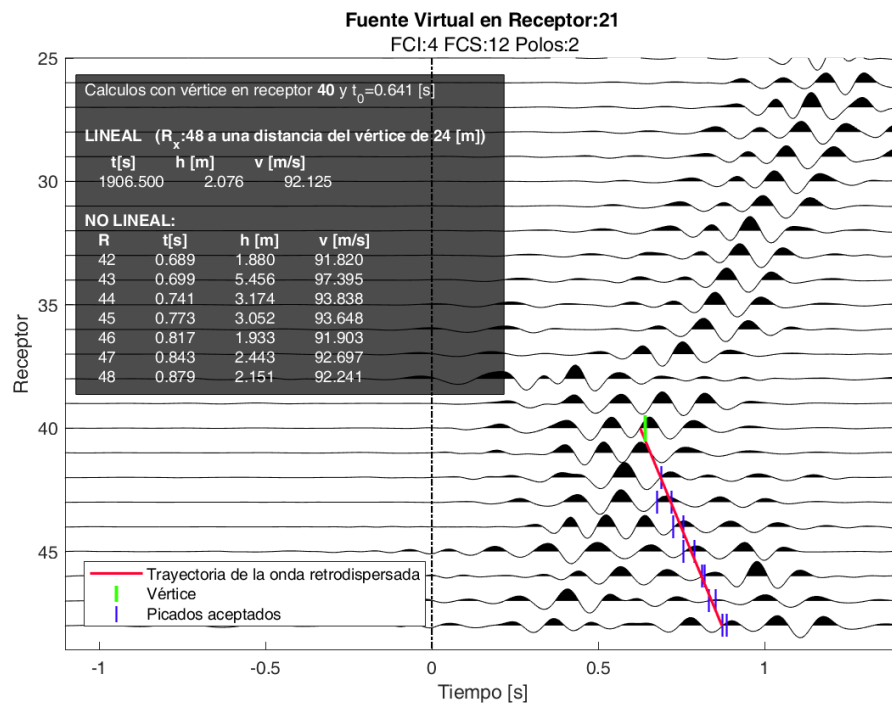
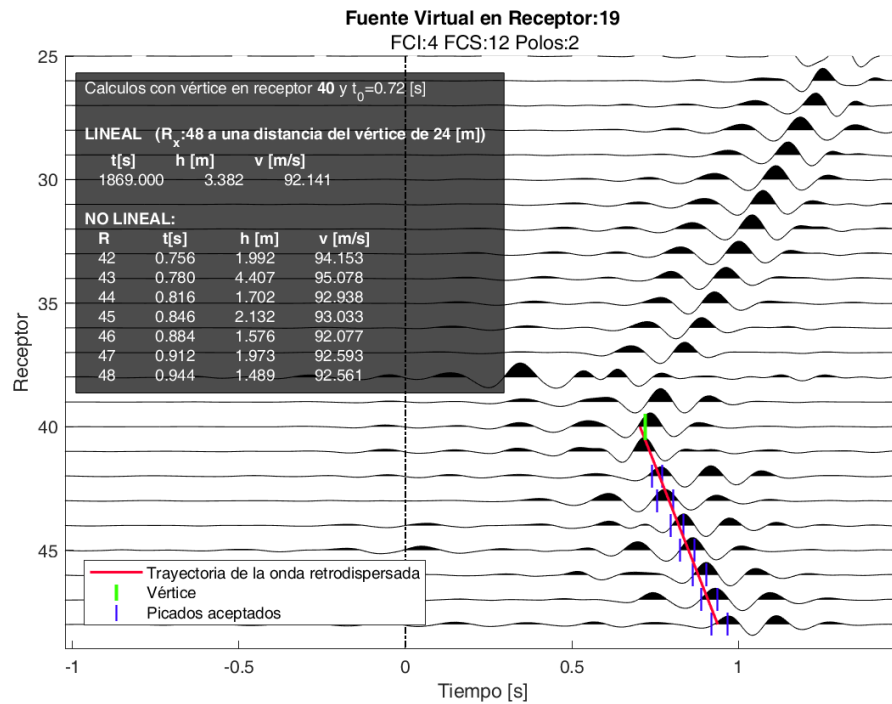


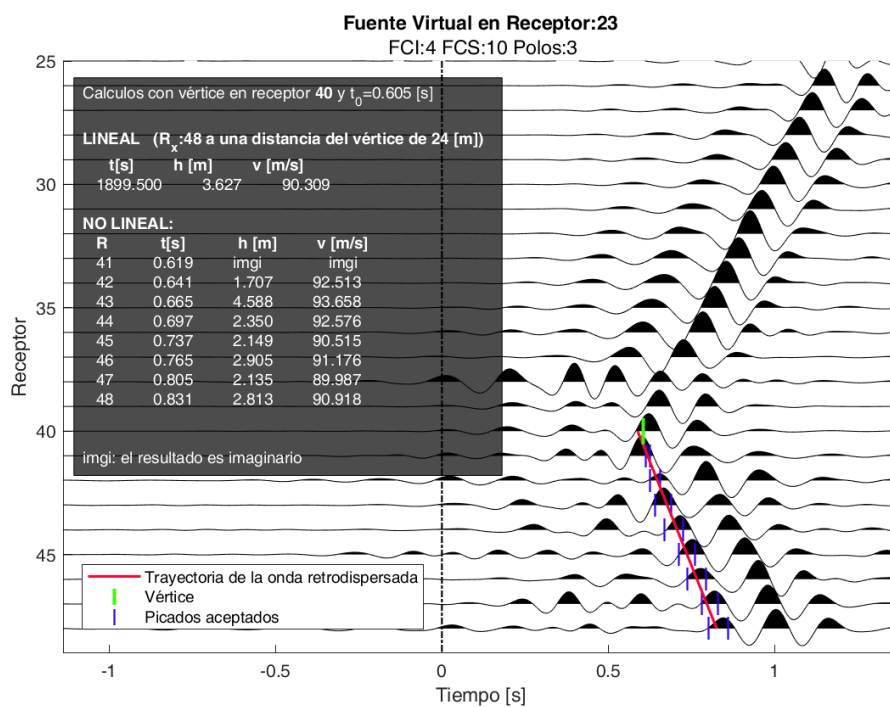
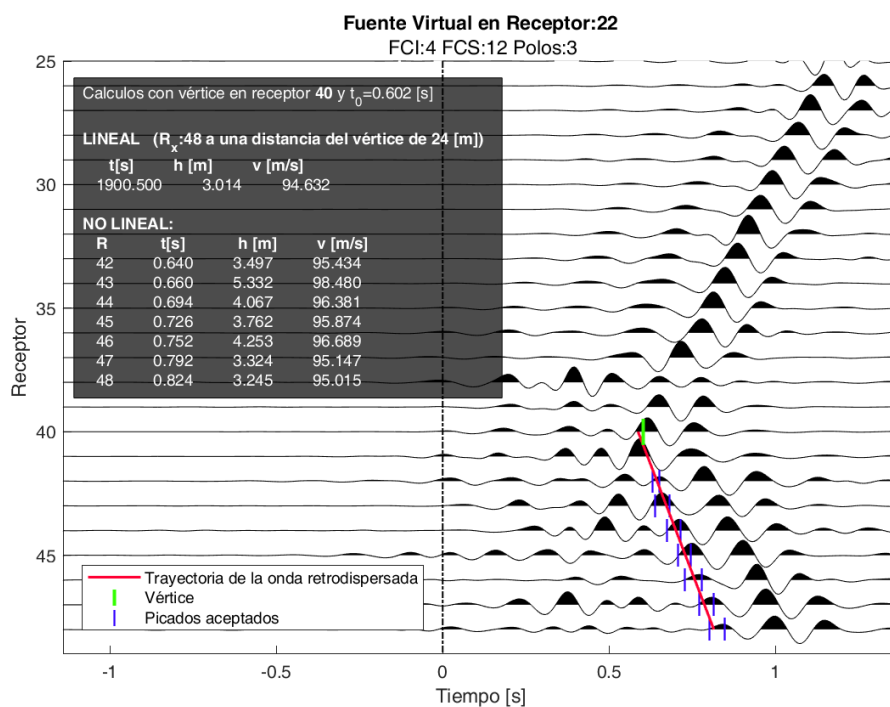
B. RESULTADOS



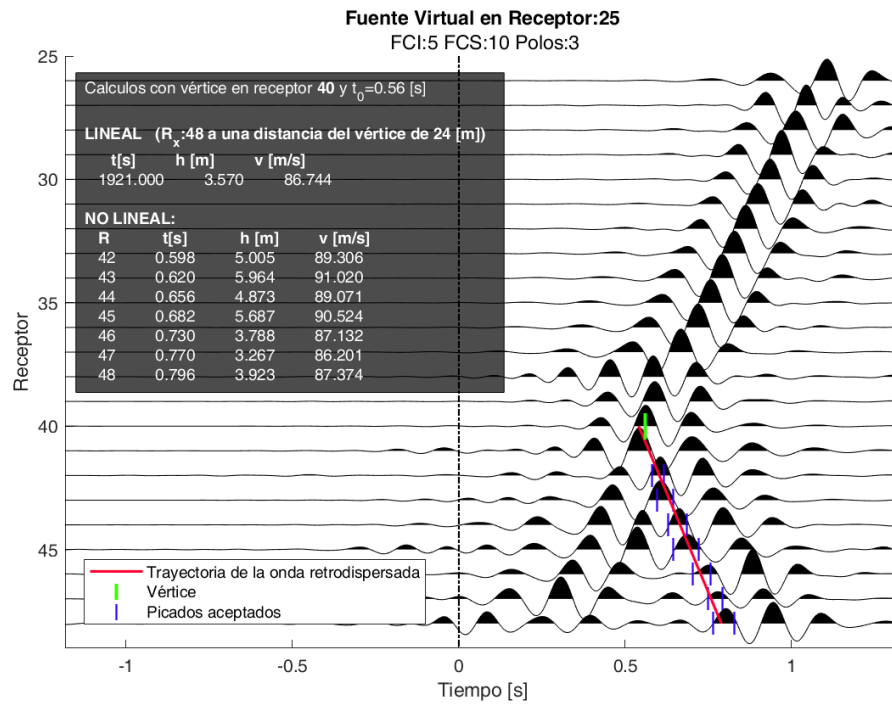
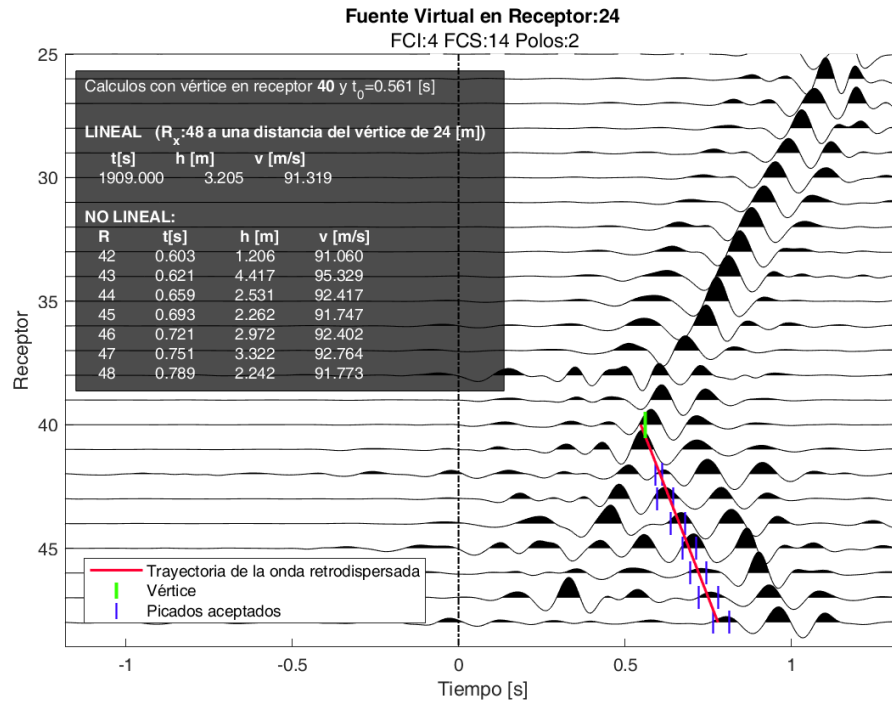


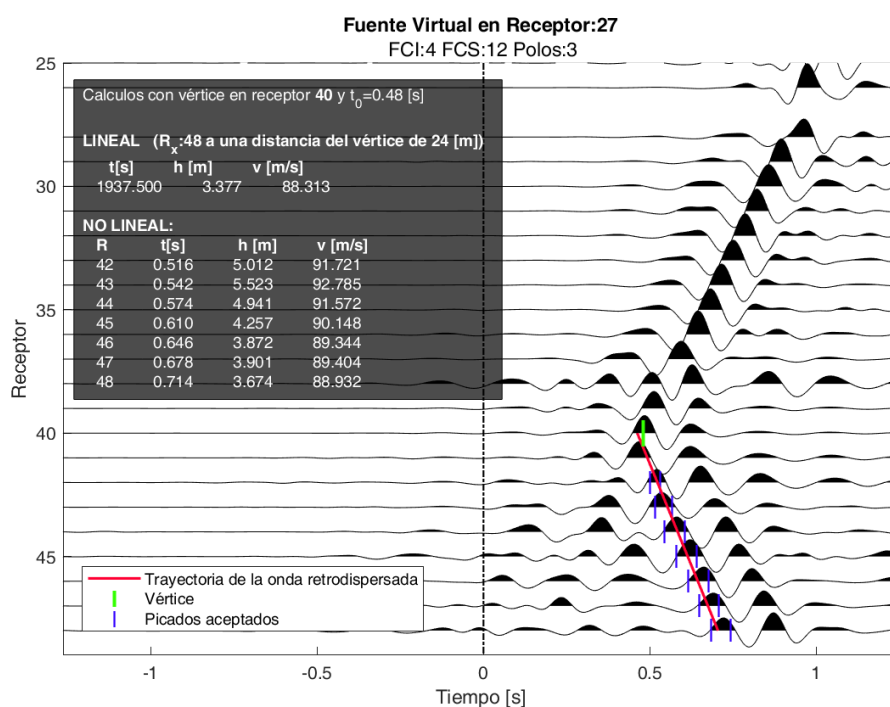
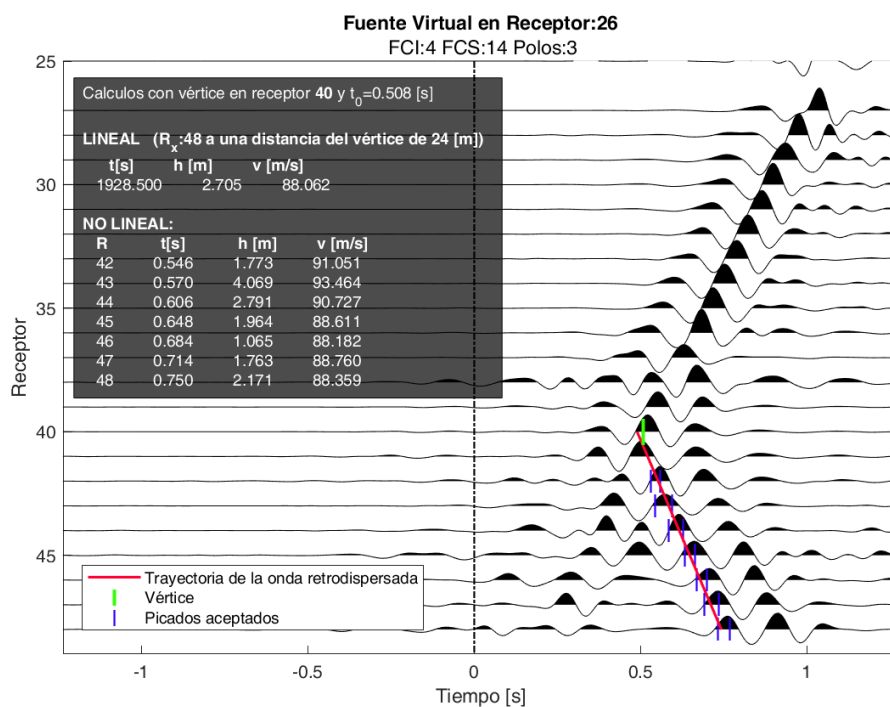
B. RESULTADOS



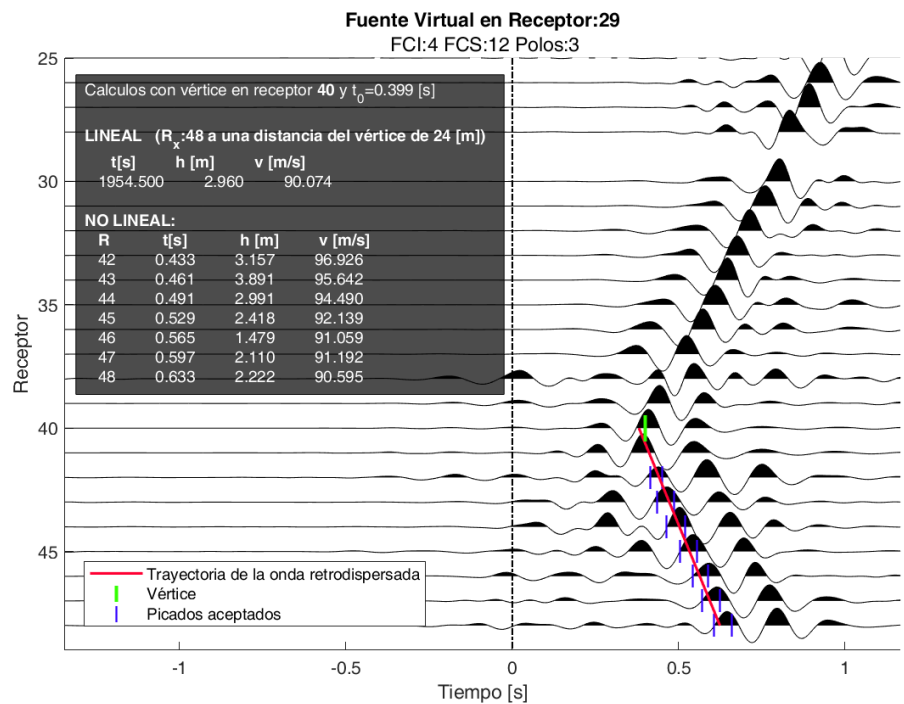
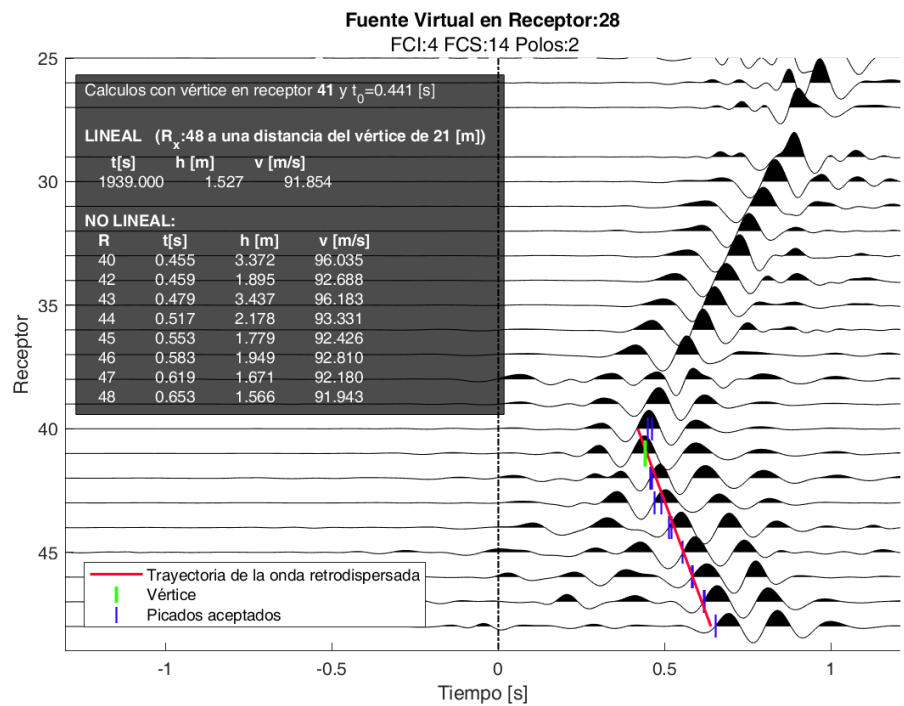


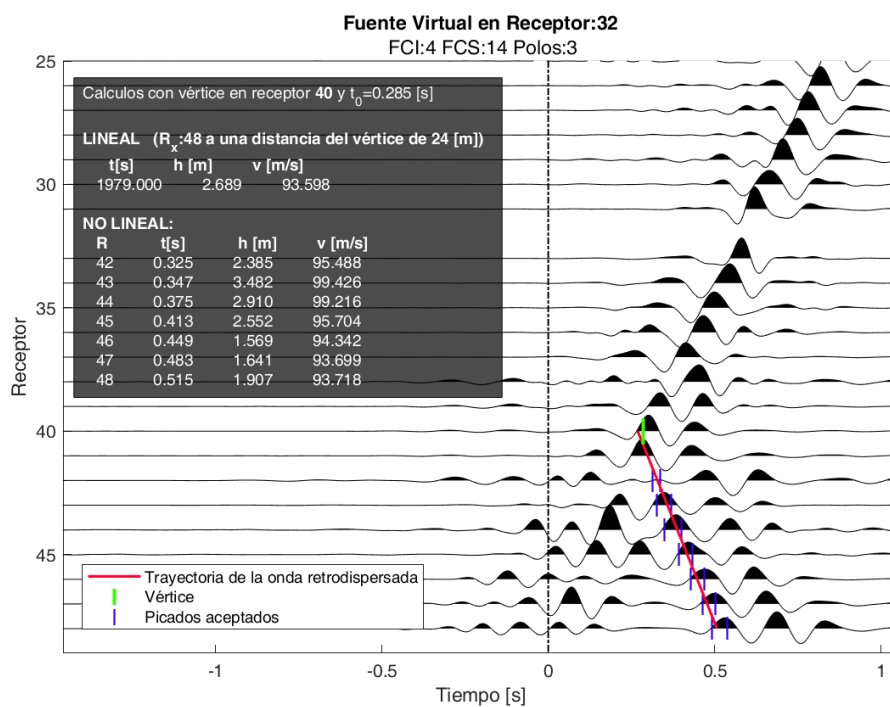
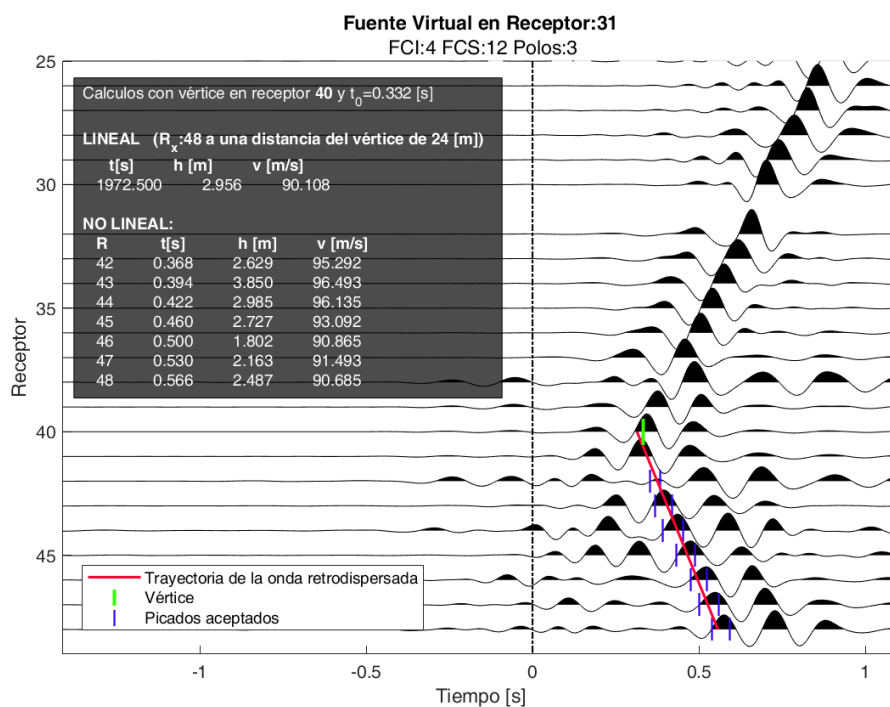
B. RESULTADOS



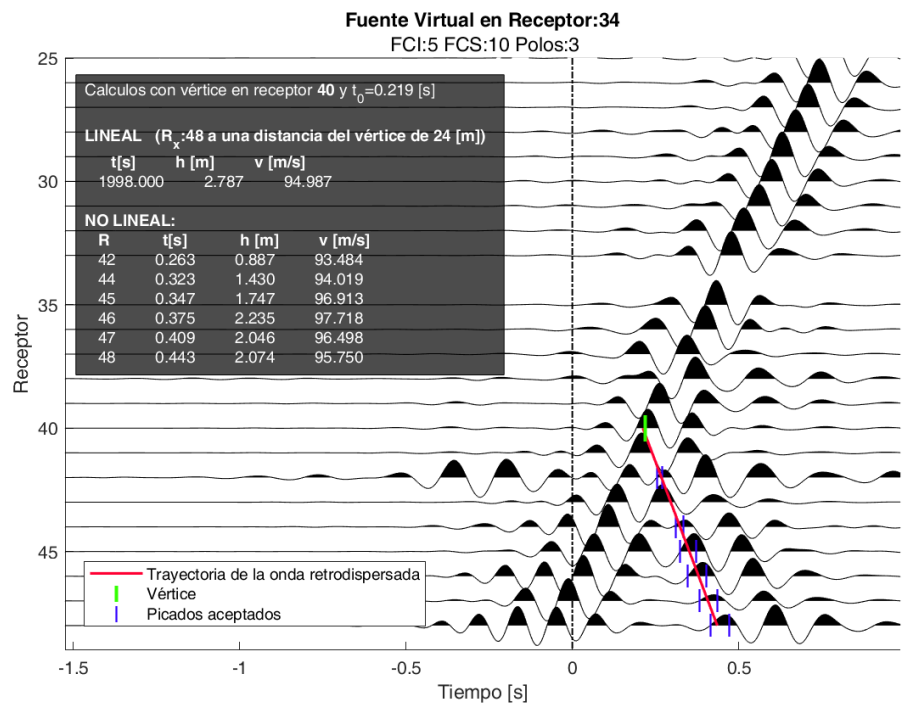
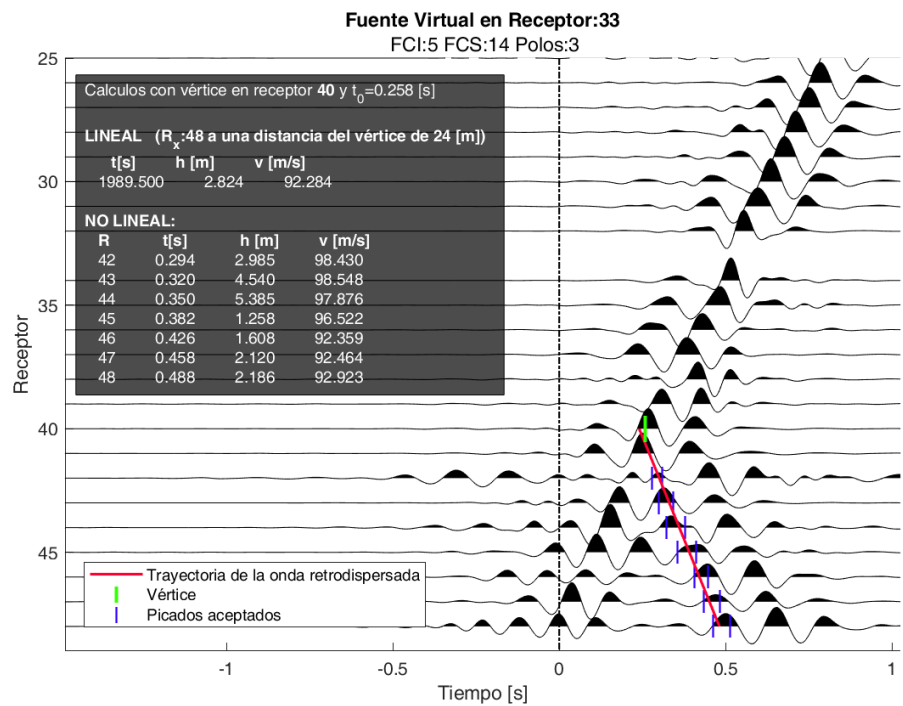


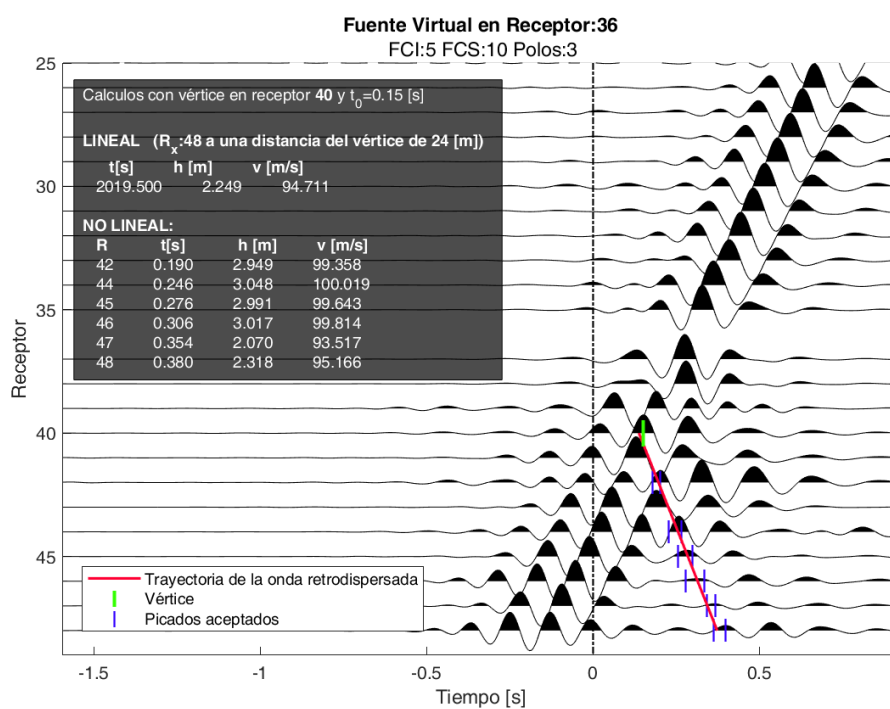
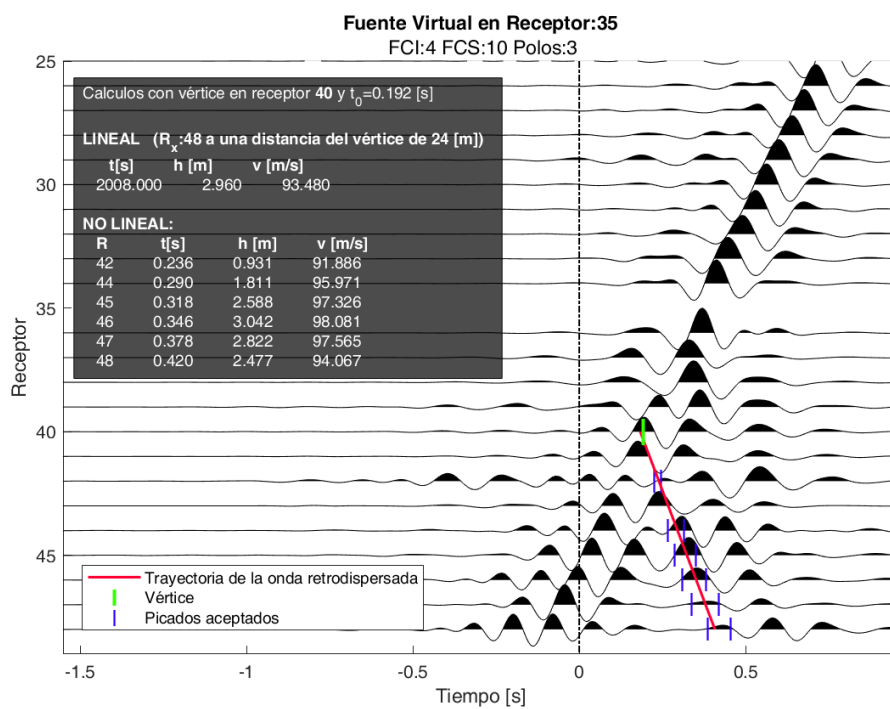
B. RESULTADOS



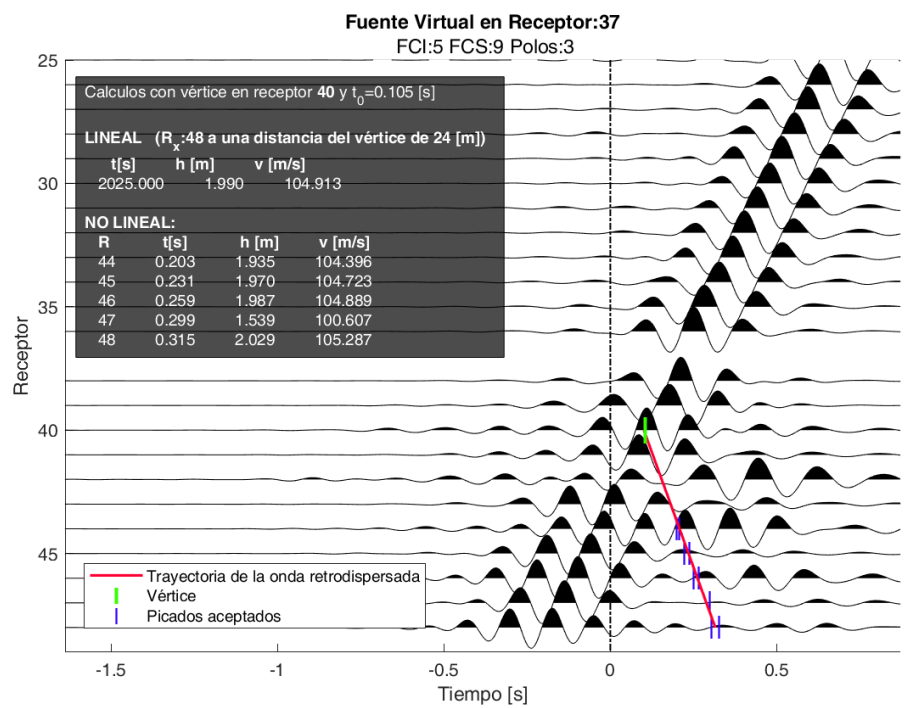


B. RESULTADOS

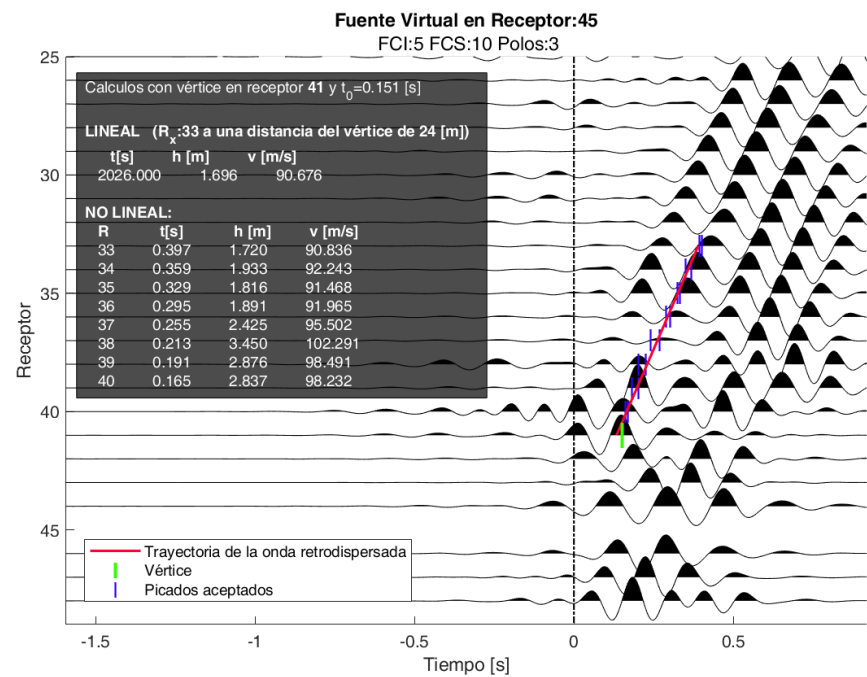
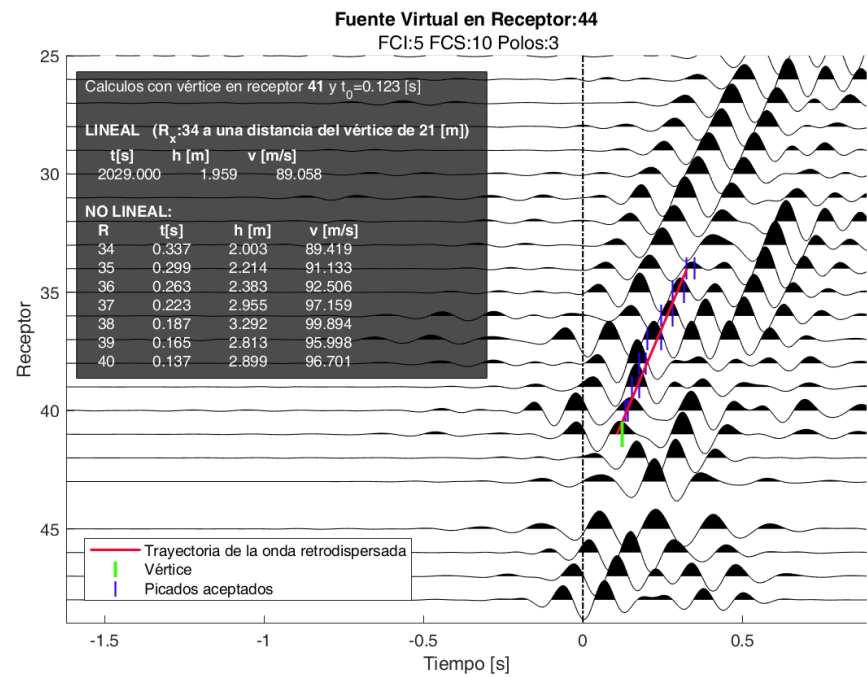




B. RESULTADOS



B.2. Grupo 3



B. RESULTADOS

