

Universidad de Nariño

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Física



Modelamiento computacional de la propagación de ondas en una grieta seca, utilizando método de elementos finitos

TRABAJO DE GRADO

Para optar el título profesional de:

Físico

NORMAN AMILKAR MARTINEZ FIGUEROA

San Juan de Pasto, Colombia

Noviembre 2015

Universidad de Nariño

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Física

Modelamiento computacional de la propagación de ondas en una grieta seca, utilizando método de elementos finitos

NORMAN AMILKAR MARTINEZ FIGUEROA

TRABAJO DE GRADO

Director:

OSCAR CADENA IBARRA

Magister en Física

San Juan de Pasto, Colombia

Noviembre 2015

©2015 – NORMAN AMILKAR MARTINEZ FIGUEROA

“Las ideas y conclusiones aportadas en la tesis de grado son responsabilidad exclusiva de los autores”

Artículo 1. del acuerdo No. 324 del 11 de Octubre de 1966, emanado por el Honorable Consejo Directivo de la Universidad de Nariño.

Todos los derechos reservados.

Nota de aceptación

Oscar Cadena

Álvaro Rugeles

Jaime Betancourt

San Juan de Pasto, Noviembre 2015

Agradecimientos

Quiero agradecer primeramente a mi familia, que ha estado conmigo en este largo y difícil proceso universitario, por todo su apoyo y confianza en mis capacidades, a mi madre Maria Eugenia, mi padre Enrique y mi hermana Gisela Martinez.

Quiero agradecer especialmente al M.Sc. Oscar Cadena Ibarra del Servicio Geológico Colombiano - Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto OVSP y profesor de la Universidad de Nariño por su amistad, tiempo y dedicación en este proyecto.

Modelamiento computacional de la propagación de ondas en una grieta seca, utilizando método de elementos finitos

Resumen

En el presente trabajo se modela la propagación de ondas sísmicas en una grieta seca utilizando el método de elementos finitos emulando la apertura de un segmento de la grieta tras una inyección de gas, en este sentido se pretende estudiar la dinámica del origen de la sismicidad tipo LP. Este proyecto se basa en la teoría propuesta por Chouet en 1985 y 1986, quien a lo largo de su trabajo utilizó el método de diferencias finitas para la resolución de la ecuación de onda. Para la solución numérica de la ecuación de onda sísmica en este trabajo se utiliza el software científico MATLAB, mediante su toolbox *pdetool*, que permite obtener soluciones numéricas aproximadas empleando el método de elementos finitos. Se utilizó una adecuada parametrización elástica del medio para emular lavas andesíticas teniendo en cuenta que los sismogramas reales, con los que se comparan los sintéticos, son originados por el volcán Galeras cuya composición es precisamente andesítica. Se utilizaron diferentes funciones como perturbación o impulso inicial y se analiza la respuesta de la grieta a cada una de estas funciones mediante la generación de sismogramas sintéticos tanto en desplazamiento como en velocidad que fueron representados en los dominios del tiempo y frecuencia. Finalmente se contrastaron de forma cualitativa los sismogramas sintéticos con sismogramas reales de eventos sísmicos del volcán Galeras que se tienen registrados en el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto. Se pudo observar que la firma de la señal sísmica que deja una perturbación en una grieta depende fuertemente de la forma y duración de dicha perturbación. Los sismogramas sintéticos se asemejan a diferentes registros de sismos tipo LP en especial cuando la función de la perturbación inicial tiene duraciones entre 0.16 y 0.64 segundos.

Computational modeling of wave propagation in a dry crack, using finite element method

Abstract

In this project the seismic wave propagation is modeled on a dry crevice using the finite element method emulating the opening of a segment of the crack after an injection of gas in this sense is to study the dynamics of the origin of the seismicity rate LP. This project is based on the theory proposed by Chouet in 1985 and 1986, who throughout his work used the finite difference method for solving wave equation. For the numerical solution of the seismic wave equation in this work the scientific MATLAB software is used by pdetool toolbox, giving approximate numerical solution using the finite element method. A suitable elastic means to emulate parameterization andesitic lavas considering actual seismograms, with which compare synthetic, are caused by the Galeras volcano that is precisely andesitic composition was used. Different functions such as disturbance or initial impulse was used and the response of the crack is analyzed each of these functions by generating synthetic seismograms both displacement and speed that were represented in the time and frequency domains. Finally qualitatively synthetic seismograms were compared with actual seismograms of seismic events of the volcano Galeras which have registered with the Volcanological and Seismological Observatory of Pasto. It was observed that the signing of the seismic signal that leaves a disturbance in a crack depends heavily on the shape and duration of the disruption. The synthetic seismograms resemble different types of earthquakes LP records especially when the function of the initial disturbance have duration between 0.16 and 0.64 seconds.

Índice general

Título	I
Título	II
Aceptación	IV
Agradecimientos	V
Resumen	VI
Abstract	VII
Índice general	VIII
Lista de tablas	X
Lista de figuras	XI
Lista de anexos	XIV
Glosario	XV

1. Introducción	1
2. Definición del problema y justificación	3
2.1 Definición del problema	3
2.2 Justificación	4
3. Objetivos	5
3.1 Objetivo General	5
3.2 Objetivos Específicos	5
4. Marco de referencia de la investigación	6
4.1 Marco teórico	6

4.2 Marco conceptual	14
5. Metodología	16
5.1 Parametrización del terreno	17
5.2 Geometría	20
5.3 Función impulso	21
5.4 Simulación computacional con <i>PDETOOL</i>	26
6. Resultados y análisis	27
6.1 Resultados con la aproximación numérica de <i>PDETOOL</i>	27
6.2 Análisis y comparación con eventos reales	53
7. Discusión	85
8. Conclusiones	87
9. Recomendaciones	88
Bibliografía	89
Citas bibliográficas	90

LISTA DE TABLAS

Pag.

Tabla 1. Composición química roca andesita. Le Meitre 1976	13
--	----

LISTA DE FIGURAS

	Pag.
Figura 1. Parte inferior grieta y porción de perturbación.	8
Figura 2. Grieta, malla de elementos finitos y localización del sismómetro.	20
Figura 3. Impulso de Fourier de 0.2 segundos de duración.	21
Figura 4. Impulso o perturbación sinusoidal con 6 segundos de periodo.	22
Figura 5. Impulso inicial de la función Gauss.	23
Figura 6. Impulso de 5cm de amplitud, duración de 0.04 s usando Wavelets	25
Figura 7. Sismograma y espectro con impulso de Fourier	28
Figura 8. Sismograma y espectro del impulso sinusoidal.	29
Figura 9. Sismograma y espectro para el impulso Gaussiano.	30
Figura 10. Sismogramas para impulso wavelet de 0.02 segundos	31
Figura 11. Espectros para impulso wavelet de 0.02 segundos	32
Figura 12. Espectrogramas para impulso wavelet de 0.02 segundos	33
Figura 13. Sismogramas para impulso wavelet de 0.04 segundos	34
Figura 14. Espectros para impulso wavelet de 0.04 segundos	35
Figura 15. Espectrogramas para impulso wavelet de 0.04 segundos	36
Figura 16. Sismogramas para impulso wavelet de 0.08 segundos	37
Figura 17. Espectros para impulso wavelet de 0.08 segundos	38
Figura 18. Espectrogramas para impulso wavelet de 0.08 segundos	39
Figura 19. Sismogramas para impulso wavelet de 0.16 segundos	40

Figura 20. Espectros para impulso wavelet de 0.16 segundos	41
Figura 21. Espectrogramas para impulso wavelet de 0.04 segundos	42
Figura 22. Sismogramas para impulso wavelet de 0.32 segundos	43
Figura 23. Espectros para impulso wavelet de 0.32 segundos	44
Figura 24. Espectrogramas para impulso wavelet de 0.32 segundos	45
Figura 25. Sismogramas para impulso wavelet de 0.64 segundos	46
Figura 26. Espectros para impulso wavelet de 0.64 segundos	47
Figura 27. Espectrogramas para impulso wavelet de 0.64 segundos	48
Figura 28. Sismogramas para impulso wavelet de 1.28 segundos	49
Figura 29. Espectros para impulso wavelet de 1.28 segundos	50
Figura 30. Espectrogramas para impulso wavelet de 1.28 segundos	51
Figura 31. Evento de baja frecuencia 2014-11-10 07:36 pm hora local	53
Figura 32. Espectro evento de baja frecuencia 2014-11-10 07:36 pm	54
Figura 33. Espectrograma evento de baja frecuencia 2014-11-10 07:36 pm	55
Figura 34. Evento de baja frecuencia 2014-12-04 06:33 am hora local	56
Figura 35. Espectro evento de baja frecuencia 2014-12-04 06:33 am	57
Figura 36. Espectrograma evento del 2014-12-04 06:33 am hora local	58
Figura 37. Evento de baja frecuencia 2014-12-20 00:52 am hora local	59
Figura 38. Espectro evento de baja frecuencia 2014-12-20 00:52 am	60
Figura 39. Espectrograma evento del 2014-12-20 00:52 am hora local	61
Figura 40. Evento de baja frecuencia 2014-12-21 10:43 am hora local	62
Figura 41. Espectro evento de baja frecuencia 2014-12-21 10:43 am	63
Figura 42. Espectrograma evento del 2014-12-21 10:43 am hora local	64

Figura 43. Evento de baja frecuencia 2014-12-29 00:05 am hora local	65
Figura 44. Espectro evento de baja frecuencia 2014-12-29 00:05 am	66
Figura 45. Espectrograma evento del 2014-12-29 00:05 am hora local	67
Figura 46. Evento de baja frecuencia 2015-01-08 02:02 pm hora local	68
Figura 47. Espectro evento de baja frecuencia 2015-01-08 02:02 pm	69
Figura 48. Espectrograma evento del 2015-01-08 02:02 pm hora local	70
Figura 49. Evento de baja frecuencia 2015-01-13 05:13 am hora local	71
Figura 50. Espectro evento de baja frecuencia 2015-01-13 05:13 am	72
Figura 51. Espectrograma evento del 2015-01-13 05:13 am hora local	73
Figura 52. Evento de baja frecuencia 2015-01-26 01:55 am hora local	74
Figura 53. Espectro evento de baja frecuencia 2015-01-26 01:55 am	75
Figura 54. Espectrograma evento del 2015-01-26 01:55 am hora local	76
Figura 55. Evento de baja frecuencia 2015-02-22 02:15 pm hora local	77
Figura 56. Espectro evento de baja frecuencia 2015-02-22 02:15 pm	78
Figura 57. Espectrograma evento del 2015-02-22 02:15 pm hora local	79
Figura 58. Sismograma, espectro y espectrograma evento de baja frecuencia evento 2015-07-09 a las 06:39 pm	80
Figura 59. Sismograma, espectro y espectrograma evento de baja frecuencia evento 2015-10-16 a las 12:11 mediodía.	81
Figura 60. Sismograma, espectro y espectrograma evento de baja frecuencia evento 2015-10-23 a las 09:48 am aproximadamente.	82
Figura 61. Sismograma, espectro y espectrograma evento de baja frecuencia evento 2015-11-12 a las 07:13 am	83

LISTA DE ANEXOS

	Pag.
Anexo A. Codigo wavelet.m	90
Anexo B. Codigo ejec.m	92

GLOSARIO

Función impulso:	Perturbación en forma de onda mecánica que es la responsable de la producción del movimiento del terreno de la grieta.
Parámetros elásticos:	Parámetros de la elastodinámica que usa Lamé para descripción de un terreno siendo λ el primer parámetro elástico de Lamé y μ el módulo de elasticidad transversal o segundo módulo de Lamé.
OVSP:	El Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto (OVSP), hace parte de la red de Observatorios con que cuenta el Servicio Geológico Colombiano (antes INGEOMINAS), para adelantar la actividad misional de vigilancia e investigación de los volcanes activos del territorio Colombiano.
Grieta:	Estructura o espacio vacío en el interior de un volcán, que puede ser perturbada debido a intrusiones violentas de material magmático o termal proveniente del manto terrestre.
pdetool:	Este toolbox nos permite resolver ecuaciones diferenciales en derivadas parciales utilizando el método de elementos finitos.
Pasos de tiempo:	En este trabajo se entiende como paso de tiempo a 0.01 segundos, se tomó este tiempo para garantizar una rata de muestreo de 100 Hz.

INTRODUCCIÓN

El volcán Galeras (VG) es uno de los más activos de Colombia. Se encuentra localizado en el departamento de Nariño en el suroccidente colombiano en $1^{\circ}13.26' \text{ N}$ y $77^{\circ}21.54' \text{ W}$, con una altitud máxima de 4276m sobre el nivel del mar. Su cono activo está ubicado a 9km al occidente de Pasto, la capital del departamento. El VG es un estrato-volcán conformado por depósitos de flujos de lava andesítica, flujos piroclásticos y depósitos de caída. Después del ciclo eruptivo entre 1942 y 1944, el VG mostró nuevamente actividad a finales de 1988; el Servicio Geológico Colombiano (SGC), antes INGEOMINAS en 1989 empezó la observación permanente de su actividad con el establecimiento del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto (OVSP). Hoy en día, lo conocido como Galeras es el centro eruptivo más reciente y activo del denominado Complejo Volcánico Galeras (CVG), el cual posee una forma cónica con su edificio destruido en la parte occidental. Este volcán no pertenece a la categoría de los volcanes más destructivos, pero su importancia la tiene por su actividad, la mayor en Colombia. En su zona de influencia se encuentran establecidos nueve municipios y más de siete corregimientos, que en total albergan cerca de 500.000 habitantes, por lo anterior posee una gran documentación de su actividad y una permanente vigilancia.

La red de vigilancia sísmica del VG se estableció en el año de 1989 por el anteriormente Instituto Colombiano de Geología y Minería INGEOMINAS y hoy SGC, actualmente la red sísmica se compone de 14 estaciones sismológicas de las cuales 12 son de banda ancha y 2 de corto periodo, todas triaxiales. Las estaciones cuentan con sensores de velocidad, permanente radio-telemetría y están ubicadas entre 1 km y 10 km del cráter activo. Los datos digitales son adquiridos en tiempo real a una frecuencia de muestreo de 100 Hz en el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto (OVSP).

El VG ha registrado una variedad de señales sísmicas, algunas asociadas con fracturamientos de material cortical (volcano-tectónicos VT), otras asociadas con procesos de dinámica de fluidos en el sistema magma-gas (tremor TRE y eventos de largo período LP) y otras relacionadas con la transición de procesos originados directamente en el fluido y aquellos originados directamente en el sólido (híbridos HYB).

Adicionalmente, se han observado señales relacionadas con procesos superficiales que actúan directamente en el edificio volcánico tales como, flujos piroclásticos, flujos de lodo, avalanchas de escombros volcánicos y caída de rocas.

Las observaciones sísmicas también han mostrado una clase particular de eventos LP, no ordinarios, llamados Tornillos (TO) (Torres et al., 1996), encontrados en varios volcanes andesíticos. Los Tornillos muestran formas de onda aproximadamente sinusoidales, su contenido espectral es monocromático y se resaltan pocos picos espectrales.

Según Chuet 1985, 1986 los sismos asociados con dinámica de fluidos en el interior el sistema volcánico pueden estar relacionados con la presencia de grietas las cuales pueden ser perturbadas por distintos fenómenos como por ejemplo explosiones súbitas en inmediaciones de la grieta o la introducción violenta de fluidos. En este sentido el objetivo de este proyecto es estudiar el comportamiento de una grieta seca a la aplicación de diferentes tipos de perturbaciones representadas por funciones que se aplican sobre un pequeño segmento de uno de los lados de la grieta. Se utiliza el método de elementos finitos mediante el software MatLab para dar solución numérica a la ecuación de onda sísmica. Se asignaron valores adecuados a los parámetros elásticos de la grieta emulando el comportamiento de lavas andesíticas debido a que los sismogramas sintéticos se comparan con sismogramas reales registrados en Galeras.

Con este trabajo se pretende aportar al entendimiento de la fuente de la sismicidad tipo LP, en particular con el estudio de diferentes formas de perturbación y sus consecuencias en términos de la propagación de ondas en la grieta y los registros sintéticos que generan.

2.DEFINICIÓN DEL PROBLEMA Y JUSTIFICACIÓN

2.1 Definición del problema.

Dentro de la investigación en sismología volcánica es de gran importancia el estudio de las características propias de la fuente generadora de sismos tipo LP, en la actualidad para tales estudios es conveniente realizar simulaciones computacionales con miras a obtener sismogramas sintéticos como consecuencia de emular diferentes tipos de fuente y que se puedan comparar con sismogramas reales.

Teniendo en cuenta lo anterior se plantea la siguiente cuestión:

¿Cómo se afecta la propagación de ondas sísmicas en una grieta seca a la aplicación de diferentes tipos de perturbación?

En la siguiente investigación se busca dar respuesta a esta pregunta modelando de manera computacional la propagación de ondas en la grieta seca utilizando el software científico MATLAB, en su toolbox *pdetool* para producir sismogramas sintéticos en desplazamiento y velocidad como respuesta a la aplicación de diferentes tipos de perturbación como explosiones o inyección súbita de fluidos dentro de la grieta.

2.2 Justificación

La importancia de realizar simulaciones a nivel computacional de la manera en que se propagan las perturbaciones sísmicas en una grieta, radica en que mediante la solución del problema mediante métodos numéricos podemos encontrar propiedades características de las fuentes que generan sismos tipo LP. Este proceso computacional también permite generar información sísmica sintética que ayuda a la interpretación de las señales sísmicas reales convirtiéndose en un insumo importante para detectar señales que son predecesoras de erupciones volcánicas, convirtiéndose de esta manera en una técnica más en los esfuerzos para alcanzar un pronóstico temprano encaminado hacia el objetivo de que las autoridades de gestión de riesgo tomen las medidas adecuadas para la preservación de la vida de las zonas de riesgo volcánico.

A corto plazo, este proyecto conformara la base para futuras tesis en el estudio de grietas en donde se tome en cuenta movimiento de fluidos al interior de la grieta y estudios en donde se busque hacer una comparación cuantitativa de los sismogramas sintéticos con los sismogramas reales de los que se tienen registro en el OVSP, puesto que en el presente trabajo únicamente se realiza una comparación cualitativa con estos sismogramas.

El siguiente estudio tendrá una gran utilidad para el área de geofísica del departamento de Física de la Universidad de Nariño debido a que abre las puertas a extensiones y profundizaciones en el estudio del comportamiento sísmico de este tipo de estructuras que conforman un volcán, además en que es base para el entendimiento de las características de las fuentes generadoras de las señales sísmicas de bajas frecuencias registradas en el OVSP.

3. OBJETIVOS

3.1 Objetivo General

Modelar computacionalmente la propagación de ondas sísmicas en una grieta seca, como respuesta a diferentes tipos de perturbación, mediante el uso del método de elementos finitos.

3.2 Objetivos específicos

1. Realizar la parametrización elástica de la grieta seca emulando un material similar al que compone las lavas andesíticas.
2. Utilizar el método de elementos finitos mediante el software MatLab para dar solución numérica a la propagación de ondas sobre la grieta seca como consecuencia de la aplicación de diferentes tipos de perturbación.
3. Generar sismogramas sintéticos de la respuesta obtenida a la aplicación de las diferentes perturbaciones y contrastarlas cualitativamente con sismogramas reales originados en el volcán Galeras.

4. MARCO DE REFERENCIA DE LA INVESTIGACIÓN

4.1 Marco teórico

En la naturaleza podemos encontrar diversas señales sísmicas producidas por distintos factores, entre los que se encuentran los volcanes. Nos vamos a enfocar exclusivamente en eventos sísmicos de tipo volcánicos.

En el estudio mundial de estas señales, se han realizado clasificaciones de los eventos dependiendo la fuente de producción de estas señales sísmicas. En un primer caso se encuentran los eventos asociados a fractura de roca en el edificio volcánico, dichos eventos se caracterizan por tener un arribo muy impulsivo y tienen una fácil diferenciación de sus fases de ondas de cuerpo, por ser eventos localizados en la estructura volcánica son conocidos como eventos VT o Volcano-Tectonicos.[1]

También se pueden clasificar eventos asociados a procesos hidrotermales o flujos de magma-gas en el volcán, dichos eventos están caracterizados por señales con bajas frecuencias en sus espectros, se puede organizar estos eventos en dos grupos dependiendo del tiempo de duración del evento, por ejemplo los LP o eventos de Largo Periodo, se caracterizan por ser eventos cortos, mientras que los eventos de tipo Tremor tiene una mayor duración y se producen cuando en la fuente se da una liberación muy lenta de la energía. [2]

Se puede dar el caso en que la señal tenga asociada procesos de ruptura de roca y movimiento de fluidos, por tanto dichos eventos son otro caso que se tratan como eventos Híbridos.

Se presentan también eventos especiales para algunos volcanes del mundo, dichos eventos son particulares debido a la forma y las frecuencias en el espectro de la señal sísmica. Como ejemplo tenemos los eventos tipo TO o Tornillo, llamados así debido a la forma de la señal que se asemeja a dicho utensilio, estos eventos se presentan regularmente en el volcán Galeras y en algunos otros volcanes del mundo.[3]

Por

otra

parte los sismos son ondas que precisan de un medio material para propagarse, por tanto son ondas mecánicas que se propagan por la tierra a partir de un hipocentro o foco donde se produjo el evento, podemos dividir dichas ondas sísmicas en tres grupos:

Ondas P, primarias o longitudinales, que son las ondas donde el movimiento de las partículas se orienta con la dirección de propagación de la onda.

Ondas S, secundarias o transversales, que son las ondas donde el movimiento de las partículas se orienta perpendicularmente a la dirección de propagación de la onda sísmica.

Ondas superficiales, que resultan de interacción de las ondas P y S a lo largo de la superficie terrestre.

Las ondas P, son las que se registran de primeras en los sismogramas, posteriormente están las ondas S y por últimos las ondas superficiales más lentas pero las que más daño causan.

Chouet en 1986 usa el método de diferencias finitas y lo aplica al estudio de la dinámica de una grieta llena de fluido tridimensional excitado en resonancia por el fallo repentino de una pequeña barrera de la zona Δs grieta en la superficie. La respuesta al impulso de la grieta se examina para diversas relaciones de ancho de fisura para tomar medidas de longitud y para varios valores de la rigidez grieta $C = (b / \mu) (L / d)$, donde b es el módulo de compresibilidad del fluido, μ es la rigidez del sólido, y L y D son la longitud y el espesor de la grieta, respectivamente. El movimiento de la grieta se caracteriza por distintas escalas de tiempo que representan la duración de la rotura frágil y los períodos de resonancia acústica en las dimensiones lateral y longitudinal de la fuente. La ruptura tiene una duración proporcional a la zona de expansión grieta y el gatillo es responsable de la excitación de la grieta en resonancia; los períodos resonantes son proporcionales a la rigidez de grieta y a la anchura y la longitud de la grieta. La onda grieta sostener la resonancia es análoga a la onda que se propaga en un tubo de pozo lleno de líquido. Es dispersivo, que muestra una velocidad de fase que disminuye al aumentar la longitud de onda. Su velocidad de onda es siempre menor que la velocidad acústica del fluido y muestra una fuerte dependencia de la rigidez crack, disminuyendo a medida que la rigidez aumenta.

El movimiento inicial de la superficie de la grieta es una abertura, y la onda compresional radiada de campo lejano se inicia con una compresión fuerte, pero breve, que tiene una duración proporcional a la rigidez y el tamaño del área de

ruptura grieta; la amplitud de este pulso se incrementa con la zona de ruptura, pero disminuye al aumentar la rigidez. El flujo en la cavidad recién creada provoca una caída de presión en el fluido, que produce un colapso parcial de la pared propagado sobre la superficie de la grieta a la velocidad de la onda de la grieta. El colapso de la superficie de la grieta genera un débil componente a largo plazo de la dilatación después de la primera moción de compresión en el tren de ondas P de campo lejano; el componente de dilatación es más clara en la señal de las grietas más rígidos cuando se ve en la dirección de la ruptura. La pérdida de energía por radiación es más fuerte para las altas frecuencias, lo que resulta en un enriquecimiento progresivo de la respuesta grieta en frecuencias más bajas durante la duración de la resonancia. Estas características de la fuente se traducen en una firma de gran campo que se caracteriza por un contenido de alta frecuencia cerca de su aparición y dominado por un componente a largo plazo en su coda. La duración de la fuente muestra una fuerte dependencia de la viscosidad del fluido y viscoso asociado de amortiguación en la pared de la grieta.

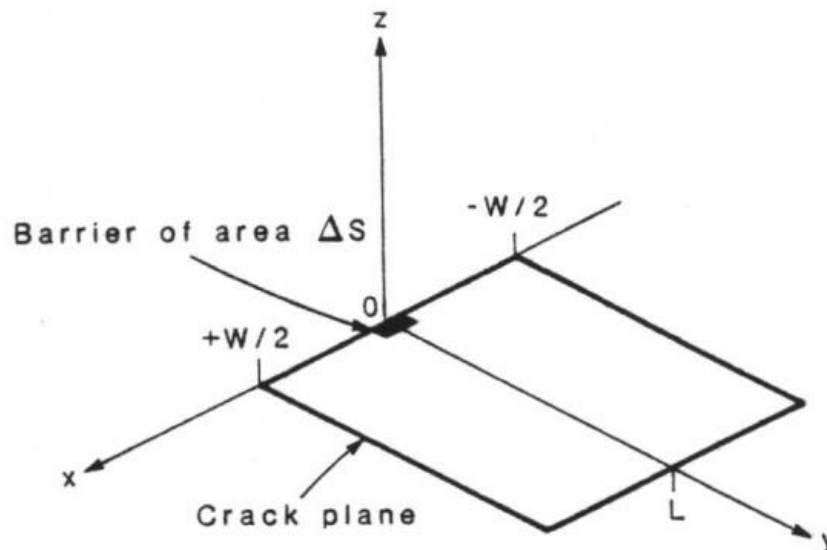


Figura 1. Parte inferior de la grieta que trabaja Chouet 1986. Fuente Chouet 1986.

La figura 1, muestra en un rectángulo sombreado negro la parte de la grieta que sufrirá el cambio brusco de volumen en la grieta debido a la explosión súbita o movimiento impulsivo de un flujo magmático, de igual manera en este trabajo como se muestra en la figura 2, se tratara una grieta de iguales características pero con dimensiones fijas de 40 metros por 40 metros.

Chouet 1986, escribe las ecuaciones de movimiento del sólido como un sistema de nueve ecuaciones hiperbólicas de la siguiente manera:

$$\frac{\partial}{\partial t} \sigma_{xx} = \lambda \left(\frac{\partial \dot{u}}{\partial x} + \frac{\partial \dot{v}}{\partial y} + \frac{\partial \dot{w}}{\partial z} \right) + 2\mu \frac{\partial \dot{u}}{\partial x} \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \sigma_{yy} = \lambda \left(\frac{\partial \dot{u}}{\partial x} + \frac{\partial \dot{v}}{\partial y} + \frac{\partial \dot{w}}{\partial z} \right) + 2\mu \frac{\partial \dot{v}}{\partial y} \quad (2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \sigma_{zz} = \lambda \left(\frac{\partial \dot{u}}{\partial x} + \frac{\partial \dot{v}}{\partial y} + \frac{\partial \dot{w}}{\partial z} \right) + 2\mu \frac{\partial \dot{w}}{\partial z} \quad (3)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \sigma_{xy} = \mu \left(\frac{\partial \dot{u}}{\partial y} + \frac{\partial \dot{v}}{\partial x} \right) \quad (4)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \sigma_{xz} = \mu \left(\frac{\partial \dot{u}}{\partial z} + \frac{\partial \dot{w}}{\partial x} \right) \quad (5)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \sigma_{yz} = \mu \left(\frac{\partial \dot{v}}{\partial z} + \frac{\partial \dot{w}}{\partial y} \right) \quad (6)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \dot{u} = \frac{1}{\rho_1} \left(\frac{\partial}{\partial x} \sigma_{xx} + \frac{\partial}{\partial y} \sigma_{xy} + \frac{\partial}{\partial z} \sigma_{xz} \right) \quad (7)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \dot{v} = \frac{1}{\rho_1} \left(\frac{\partial}{\partial x} \sigma_{xy} + \frac{\partial}{\partial y} \sigma_{yy} + \frac{\partial}{\partial z} \sigma_{yz} \right) \quad (8)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \dot{w} = \frac{1}{\rho_1} \left(\frac{\partial}{\partial x} \sigma_{xz} + \frac{\partial}{\partial y} \sigma_{yz} + \frac{\partial}{\partial z} \sigma_{zz} \right) \quad (9)$$

Para nuestro caso, en lugar de trabajar con estas nueve ecuaciones diferenciales hiperbólica, vamos a trabajar con la ecuación de movimiento más general que relaciona los esfuerzos con los desplazamientos

$$\sigma_{ij,j}(\mathbf{X}, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(\mathbf{X}, t)}{\partial t^2} \quad (10)$$

Y la componente en x:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}(\mathbf{X}, t)}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}(\mathbf{X}, t)}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}(\mathbf{X}, t)}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2 u_x(\mathbf{X}, t)}{\partial t^2} \quad (11)$$

y con la ley constitutiva de Hooke para colocar los esfuerzos en términos de las deformaciones:

$$\sigma_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu e_{ij} \quad (12)$$

Y calculamos los términos de la componente x de la ecuación de movimiento, desintegrando la ley constitutiva de Hooke (12) así:

$$\sigma_{xx} = \lambda \theta + 2\mu e_{xx} = \lambda \theta + 2\mu \frac{\partial u_x}{\partial x} \quad (13)$$

$$\sigma_{xy} = \mu e_{xy} = \mu \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) \quad (14)$$

$$\sigma_{xz} = \mu e_{xz} = \mu \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right) \quad (15)$$

Derivando (13) con respecto a x, (14) con respecto a y, (15) con respecto a z:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} = \lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} + 2\mu \frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2} \quad (16)$$

$$\frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} = \mu \left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u_y}{\partial y \partial x} \right) \quad (17)$$

$$\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = \mu \left(\frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial z \partial x} \right) \quad (18)$$

Y reemplazando en la ecuación de movimiento (11) llegamos a que:

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 (u_x) = \rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} \quad (19)$$

Que considerando las tres componentes:

$$(\lambda + 2\mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}(\mathbf{X}, t)) + \mu \nabla^2 \mathbf{u}(\mathbf{X}, t) = \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}(\mathbf{X}, t)}{\partial t^2} \quad (20)$$

Y dado que en este trabajo usamos el pde tool de MatLab que trabaja funciones escalares, vamos a tomar únicamente la componente z de esta ecuación y será la ecuación de onda sísmica a solucionar para nuestras simulaciones

$$\rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} - (\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 u_z}{\partial z^2} = 0 \quad (21)$$

Es una ecuación de onda, una ecuación diferencial lineal en derivadas parciales de segundo orden. Más adelante en la parametrización del medio se realizan una serie de cálculos para llegar a implementar esta ecuación en pde tool.

Para la simulación que vamos a trabajar es importante resaltar que vamos a trabajar la ecuación diferencial previamente tratada, condiciones de frontera y un método para solucionar dicha ecuación diferencial que para este caso es el método de elementos finitos que por defecto usa MATLAB para solucionar ecuaciones diferenciales por aproximaciones de manera numérica.

El MEF o método de elementos finitos permite obtener una solución numérica aproximada sobre un cuerpo, estructura o dominio (medio continuo) sobre el que están definidas ciertas ecuaciones diferenciales en forma débil o integral que caracterizan el comportamiento físico del problema dividiéndolo en un número elevado de subdominios no-intersectantes entre sí denominados «elementos finitos». El conjunto de elementos finitos forma una partición del dominio también denominada discretización.[4]

Dentro de cada elemento se distinguen una serie de puntos representativos llamados nodos. Dos nodos son adyacentes si pertenecen al mismo elemento finito; además, un nodo sobre la frontera de un elemento finito puede pertenecer a varios elementos. El conjunto de nodos considerando sus relaciones de adyacencia se llama «malla».

Los cálculos se realizan sobre una malla de puntos (llamados nodos), que sirven a su vez de base para discretización del dominio en elementos finitos. La generación de la malla se realiza usualmente con programas especiales llamados generadores de mallas, en una etapa previa a los cálculos que se denomina pre-proceso. De acuerdo con estas relaciones de adyacencia o conectividad se relaciona el valor de un conjunto de variables incógnitas definidas en cada nodo y denominadas grados de libertad. El conjunto de relaciones entre el valor de una determinada variable entre los nodos se puede escribir en forma de sistema de ecuaciones lineales (o linealizadas). La matriz de dicho sistema de ecuaciones se llama matriz de rigidez del sistema. El número de ecuaciones de dicho sistema es proporcional al número de nodos.

Típicamente el análisis de los elementos finitos se programa computacionalmente para calcular el campo de desplazamientos y, posteriormente, a través de relaciones cinemáticas y constitutivas las deformaciones y tensiones respectivamente, cuando se trata de un problema de mecánica de sólidos deformables o más generalmente un problema de mecánica de medios continuos. El método de los elementos finitos es muy usado debido a su generalidad y a la facilidad de introducir dominios de cálculo complejos (en dos o tres dimensiones). Además el método es fácilmente adaptable a problemas de transmisión de calor,

de mecánica de fluidos para calcular campos de velocidades y presiones (mecánica de fluidos computacional, CFD) o de campo electromagnético. Dada la imposibilidad práctica de encontrar la solución analítica de estos problemas, con frecuencia en la práctica ingenieril los métodos numéricos y, en particular, los elementos finitos, se convierten en la única alternativa práctica de cálculo.

Una importante propiedad del método es la convergencia; si se consideran particiones de elementos finitos sucesivamente más finas, la solución numérica calculada converge rápidamente hacia la solución exacta del sistema de ecuaciones.[5]

4.2 Marco conceptual

En el estudio de grietas en sismología volcánica Bernard Chouet ha realizado un trabajo de toda la vida en el cual el inicia con el estudio de la propagación de ondas sísmicas en una grieta para campo cercano, posteriormente se centró en el caso en el que interfieren fluidos en el interior de la grieta como factor amortiguador de las ondas sísmicas dichos trabajos se pueden evidenciar a continuación.

Groud motion near an expanding preexisting crack. BERNARD CHOUET, 1983.

En este artículo Chouet presenta un estudio del movimiento del terreno en campo cercano cuando se asume la existencia previa de una grieta con tensión en su superficie.

Se estudia la respuesta del terreno ante una pequeña perturbación en el fondo de la grieta y las componentes en tres dimensiones del desplazamiento para la grieta.

Se aprecia que la respuesta del terreno está fuertemente ligada como era de esperarse a los parámetros físicos de las capas componente de la tierra.

En cercanías al epicentro, inicialmente el desplazamiento es predominantemente vertical pero conforme nos alejamos de este, el desplazamiento se vuelve en su mayoría horizontal.

Acoustic properties of a crack containing magmatic or hidrothermal fluids. Hiroyuki Kumagai, Bernard Chouet, Journal of geophysical research, 2000.

En el que se estiman las propiedades acústicas de una grieta que contiene material magmático o fuentes hidrotermales para cuantificar las propiedades de la fuente generadora de eventos tipo Largo Periodo (LP) asumiendo la grieta como la fuente generadora de los eventos sísmicos.

Esta investigación de tipo experimental pertenece al área de geofísica y tiene una parte teórica en la cual se estudiarán las distintas funciones generadoras de sismos que se pueden presentar para una grieta seca ($b=0$) con b , módulo de Bulk además se realizarán aproximaciones matemáticas y parametrizaciones del medio para reproducir con la mayor precisión posible las condiciones reales del terreno para el volcán Galeras.

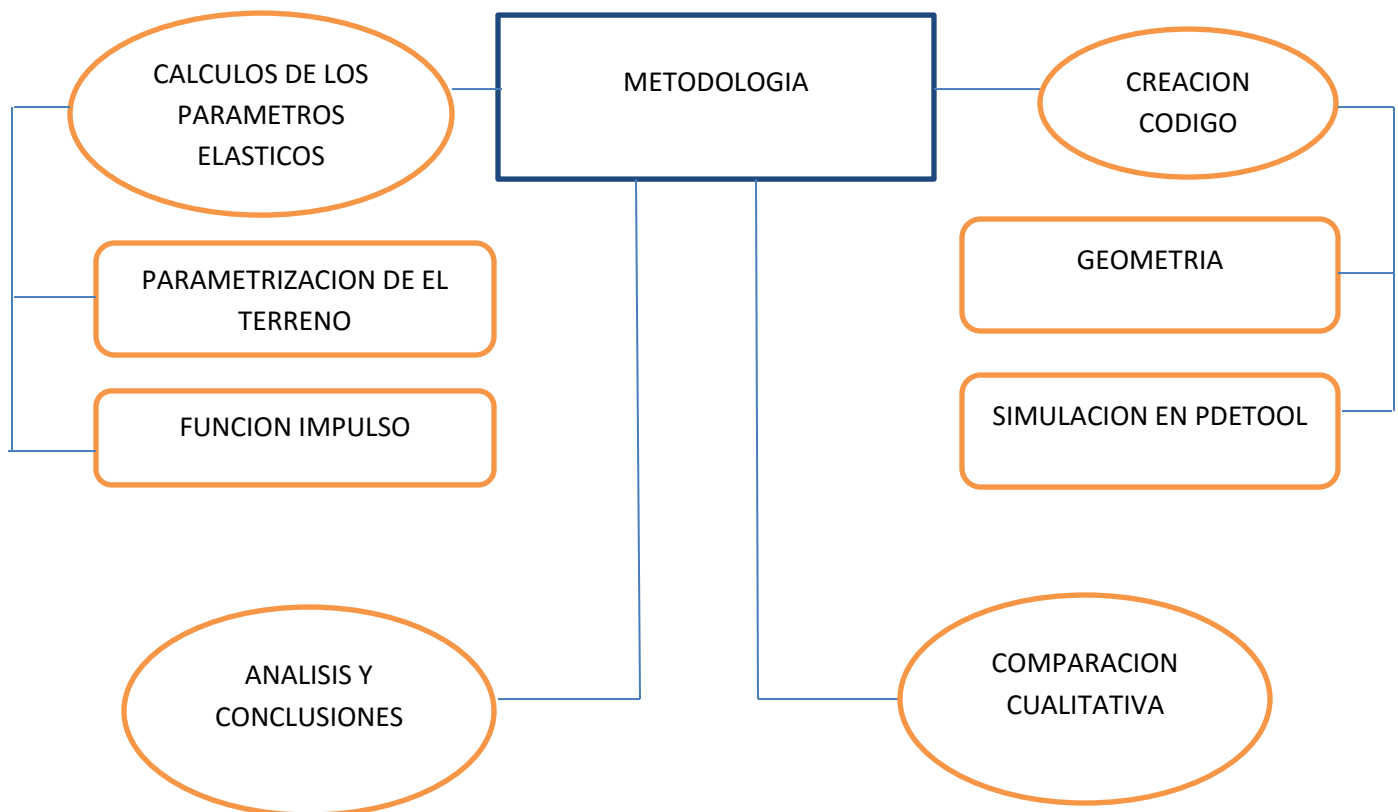
También el proyecto tiene una parte computacional en la cual se realizarán simulaciones en MATLAB en base a la teoría, para observar como es la respuesta y el comportamiento de los distintos parámetros elásticos en presencia de una perturbación sísmica, en esta parte será muy importante tener en cuenta la función que genera el sismo, se realizarán distintas comparaciones de los posibles casos que se presenten.

Por último el proyecto también busca comparar los resultados o los sismogramas sintéticos tanto en desplazamiento como en velocidades, con sismogramas reales que se han presentado en el volcán Galeras, por tanto se evidencia que este proyecto es de tipo teórico-práctico.

5. METODOLOGÍA

Con el fin de desarrollar la investigación de una manera ordenada, sistemática y eficiente, se desarrolló en cuatro etapas:

1. Desarrollo cálculos teóricos para acoplar la ecuación de onda a pdetool de MATLAB y parametrizar el terreno, para el volcán Galeras.
2. Creación de un algoritmo en Matlab que simule el comportamiento y la respuesta del terreno ante la presencia de una grieta con una perturbación sísmica.
3. Extracción de sismogramas sintéticos.
4. Comparación cualitativa con eventos reales del volcán Galeras.



5.1 Parametrización del terreno.

En primer lugar se hace los análisis de la composición del terreno en su mayor parte compuesto de roca andesita que se genera a partir de un magma diferenciado asociado al volcanismo de zonas de subducción.

Composición química promedio de las andesitas expresadas en porcentaje de masa de óxidos es: [6]

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
58,70	0,88	17,24	3,31	4,09	0,14	3,37	6,88	3,53	1,64	0,21

Tabla 1. Los números son promedios de 2600 análisis de andesitas.

Dentro de los parámetros característicos más importantes de la roca andesita, tenemos el módulo de elasticidad (K) que tiene un valor de 2175 PSI que en Pascales es 1.49e+7 Pa o 1.49e+7N/m² , en base a este valor podemos calcular los parámetros de Lamé, vitales para iniciar la parametrización del terreno con parámetros que puedo ingresar a la ecuación de onda sísmica que vamos a usar.

$$(\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}(X, t)) + \mu\nabla^2\mathbf{u}(X, t) = \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}(X, t)}{\partial t^2} \quad (22)$$

Donde λ y μ son los parámetros de Lamé, $\mathbf{u}$ es el vector desplazamiento y ρ es la densidad aproximada del terreno, que en este caso vamos a tomar como 2700 Kg/m³

Para obtener λ y μ vamos a usar las siguientes relaciones de la elastodinámica: [9]

$$\lambda = \frac{3K\nu}{1 + \nu} \quad (23)$$

Donde ν es el radio de Poisson que en este caso tomaremos como ¼ y $\lambda = \mu$ [6]

Entonces tenemos que:

$$\lambda = \frac{3Kv}{1+v} = \frac{3 \left(1.49e + 7 \frac{N}{m^2} \right)^{1/4}}{1 + 1/4} \quad (24)$$

$$\lambda = 8.94e + 6 \frac{N}{m^2} \quad (25)$$

Por tanto del análisis de Chouet, 1986 [6]

$$\mu = 8.94e + 6 \frac{N}{m^2} \quad (26)$$

Tengo los valores numéricos de los parámetros elásticos de Lamé que caracterizan el medio o el terreno que conforma la grieta, por tanto ahora puedo comenzar a acoplar la ecuación de onda sísmica a pdetool, el toolbox de MATLAB.

Para el desplazamiento en la componente z será:

$$(\lambda + \mu) \nabla (\nabla \cdot (\mathbf{u}_z, 0, 0)) + \mu \nabla^2 (\mathbf{u}_z, 0, 0) = \rho \frac{\partial^2 (\mathbf{u}_z, 0, 0)}{\partial t^2} \quad (27)$$

Por tanto los operadores nabla únicamente actuarán en la componente z del desplazamiento $\mathbf{u}$ por tanto la ecuación queda:

$$(\lambda + \mu) \frac{\partial^2 \mathbf{u}_z}{\partial z^2} \hat{\mathbf{k}} + \mu \frac{\partial^2 \mathbf{u}_z}{\partial z^2} \hat{\mathbf{k}} = \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}_z}{\partial t^2} \hat{\mathbf{k}} \quad (28)$$

Eliminando el vector unitario de dirección $\hat{\mathbf{k}}$ tenemos que:

$$(\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 \mathbf{u}_z}{\partial z^2} = \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}_z}{\partial t^2} \quad (29)$$

Luego la ecuación de onda sísmica para la componente z queda:

$$\rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} - (\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 u_z}{\partial z^2} = 0 \quad (30)$$

Esta es la ecuación que necesitamos es la ecuación (21) y la debemos ingresar e implementar en pdetool, para obtener soluciones en la geometría que estamos estudiando, entonces realizando la comparación con la ecuación hiperbólica general que nos propone pdetool, que tiene exactamente esta presentación:

$$d * \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} - \nabla \cdot (c * \nabla u) + a * u = f \quad (31)$$

donde a,c,d y f son parámetros de la ecuación hiperbólica que debemos conocer y calcular para definir nuestra ecuación diferencial que busquemos solucionar para este proyecto esta ecuación diferencial es la ecuación de onda sísmica.

Entonces comparando con la ecuación de onda sísmica para la componente z, es fácil inferir que:

$$a=0 \text{ y } f=0$$

$$c=\lambda+2\mu = 26820000 \text{ N/m}^2$$

$$d= \rho = 2700 \text{ Kg/m}^3$$

Ahora que tenemos todos los parámetros de la ecuación hiperbólica que utiliza el toolbox pdetool de MATLAB, continuaremos parametrizando la geometría que vamos a usar, en este caso la superficie de la grieta, donde se van a propagar los sismos.

5.2 Geometría

La interfaz gráfica de pdetool permite al usuario ingresar de manera rápida la superficie que desea trabajar y las condiciones de frontera en posición y velocidades de manera muy eficiente.

En este caso como se puede apreciar, la grieta esta vista en planta y se nota que tiene 40 metros de largo por 40 de ancho, además en el lado inferior tiene un segmento de lado 2 metros por un metro de ancho, que es la porción de la superficie que se ve perturbada por la función impulso.

También en la figura se nota el mallado que estamos usando para la resolución de la ecuación diferencial por el método de elementos finitos, el mallado triangular tiene 233 nodos, cada uno de los cuales tiene una solución en desplazamiento de la ecuación, para cada paso de tiempo.

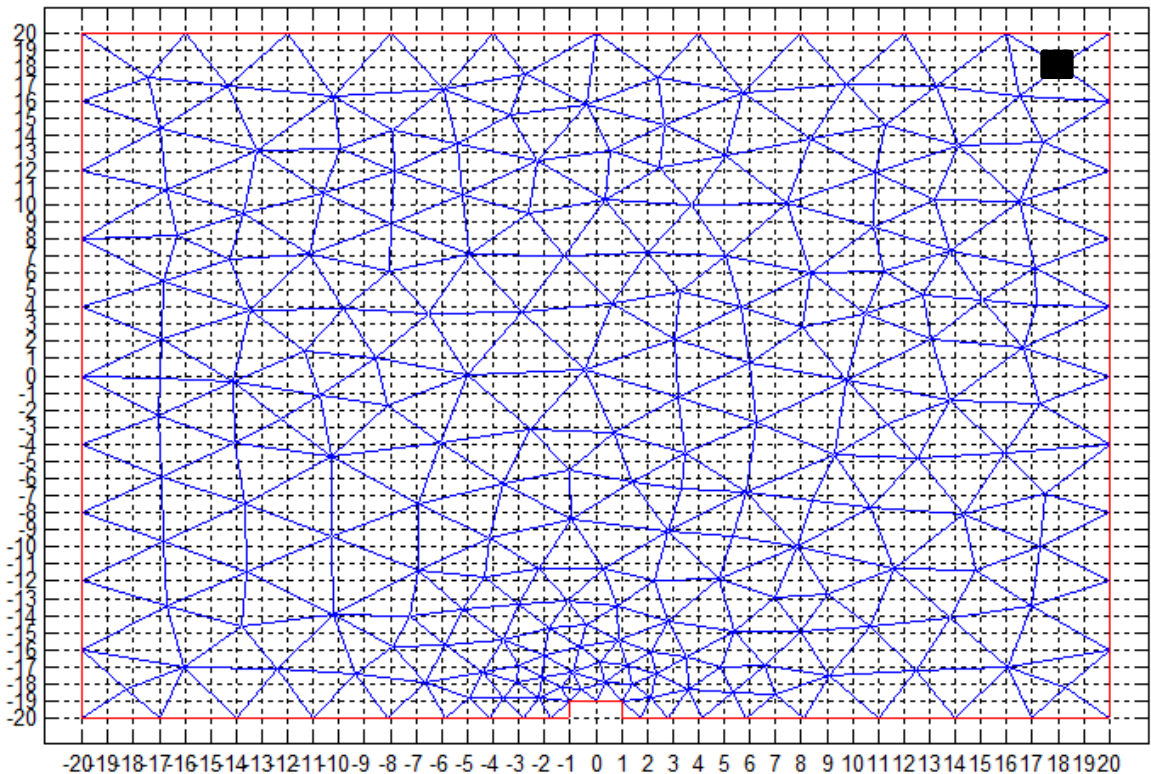


Figura 2. Grieta, malla de elementos finitos y localización del sismómetro.

En la figura el cuadrado negro de la esquina superior derecha representa la posición en la que se ubica un sismómetro que tomara los registros sísmicos, está localizado exactamente en el nodo número 83 del mallado.

La línea roja hace referencia a la frontera de la superficie que en su gran mayoría está limitada a la condición de frontera de primer tipo o condición de Dirichlet a la posición cero, es decir es libre de oscilar y moverse, pero la porción rectangular de 2x1 metros está obligada a moverse con la función impulso o con la perturbación inicial que a continuación se explicará.

5.3 Función impulso

Inicialmente habían sido propuestas funciones paso para simular una explosión súbita en la superficie de la grieta que genera un descenso súbito de una porción de la grieta. Esta idea como se explicó anteriormente en donde comparamos las distintas funciones impulso que podíamos usar, se descartó debido a que MATLAB en el Toolbox que estamos usando, no permite implementar una suma iterada de términos hacia un valor grande, que es la idea central de expansiones en series de Fourier de cualquier función escalón, debido a esto se necesita ingresar termino a término la expansión, lo que genera un tiempo de procesamiento computacional demasiado grande y en algunos casos los equipos computacionales se pueden bloquear puesto que se los procesamiento que se realizan son demasiados.

Los impulsos de este tipo, tienen la siguiente forma:

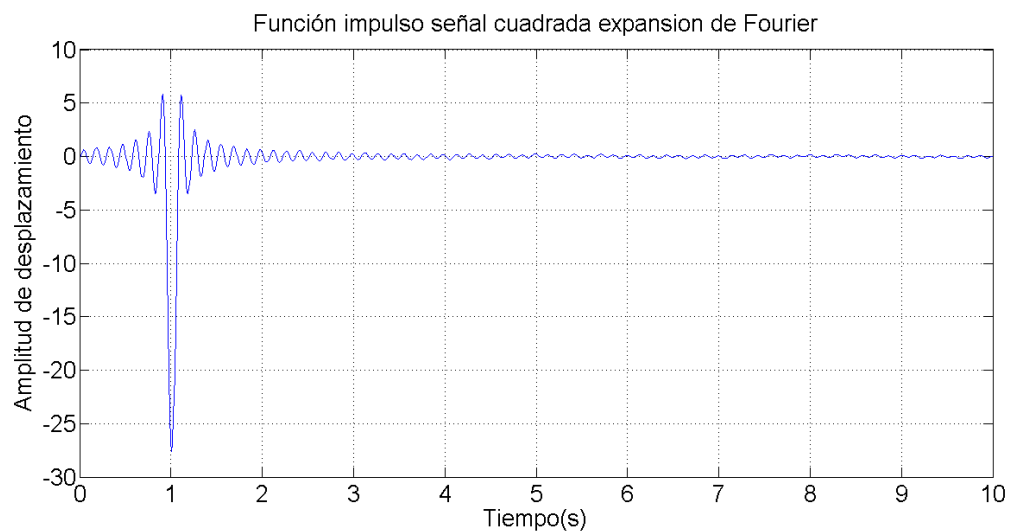


Figura 3. Impulso de Fourier de 0.2 segundos de duración.

Para generar algunos sismogramas sintéticos también usamos una función periódica simple como es la función trigonométrica seno, esta función nos permitió reconocer como deberían ser los impulsos generadores de la perturbación en la grieta, descartamos esta función debido a que no se puede generar una perturbación corta en el tiempo, un impulso que apenas tome unos pocos pasos de tiempo.

La siguiente figura muestra el impulso de tipo periódico seno que usamos:

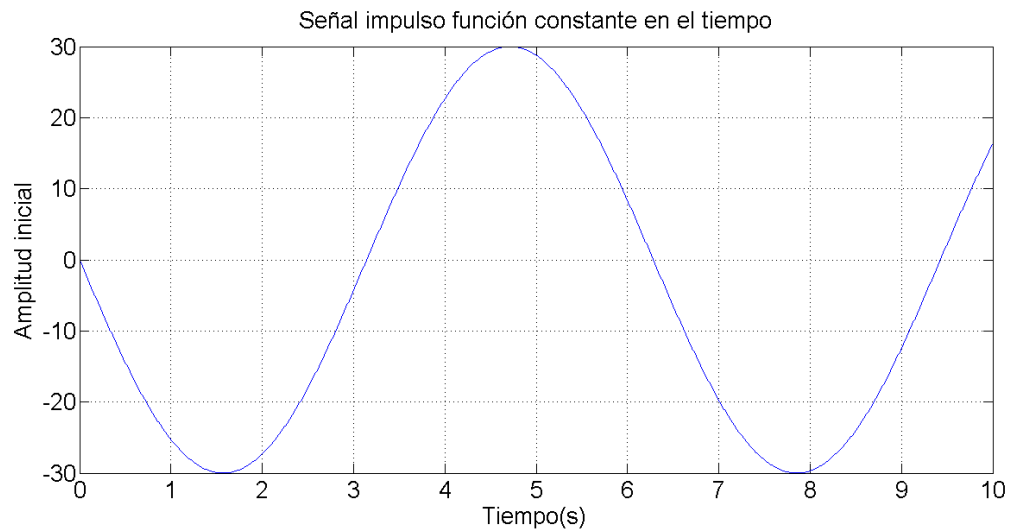


Figura 4. Impulso o perturbación sinusoidal con 6 segundos de periodo.

La función Gaussiana era una importante opción inicialmente, dado que con ella se puede simular un rápido descenso de una porción de la grieta y prácticamente no se generan ningún tipo de ondas remanentes y el ancho de la función, se puede controlar fácilmente con el parámetro de desviación, pero el problema de usar esta función e implementarla en MATLAB, estuvo en que los valores de ancho en el tiempo que necesitamos son muy pequeños, y la parte exponencial de la Gaussiana comienza a incrementar de manera incontrolable con el tiempo, por ello el Toolbox de MATLAB lanza un error, debido a que no puede manejar dichos valores.

La función impulso Gaussiana tiene la siguiente forma:

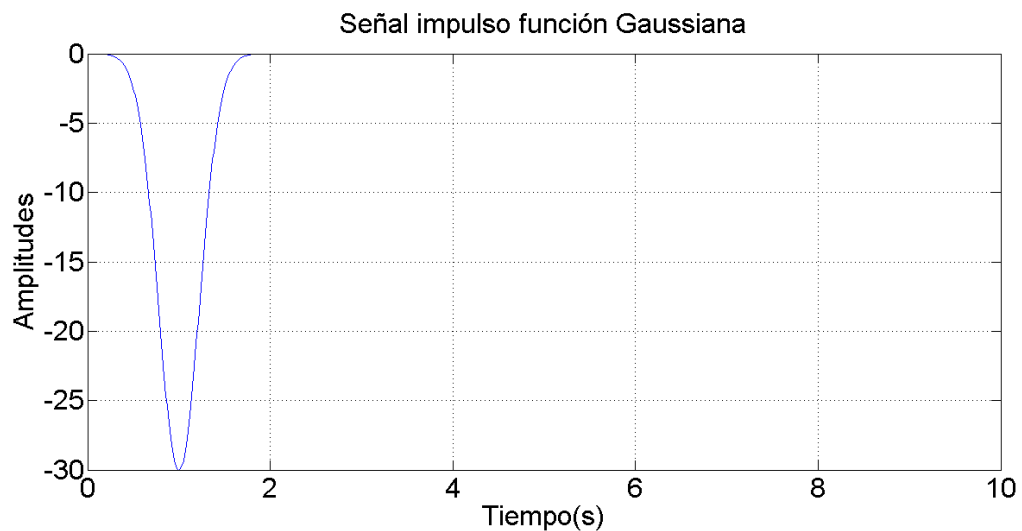


Figura 5. Impulso inicial de la función Gauss.

Como se mira en la figura 6, la duración del impulso es cercano a 1 segundo, puesto que pdetool de MATLAB no permite parametrizar de la manera que quisiéramos la función, aun así se obtienen sismogramas algo lógicos y con espectros en baja frecuencia.

La solución estuvo en usar Wavelets u ondículas, que son un tipo especial de transformada matemática que representa una señal en términos de ondas dilatadas y trasladadas, que en algunos casos tienen expresiones analíticas, que pueden ser usadas por su forma, en este caso estamos usando la Wavelet “sombrero Mexicano” llamada así coloquialmente por su forma.

La Wavelet “sombrero Mexicano” también tiene una exponencial en su expresión, pero compensa las grandes variaciones que sufre al evaluarse con variaciones en su otra parte conformadora, por ello fue de gran ayuda al implementarse en MATLAB, debido a que reduce increíblemente los tiempos de evaluación computacional.

Inicialmente esta Wavelet posee unas ondas remanentes importantes anterior y posterior a el impulso generador de perturbación, dichas ondas son un problema en la simulación dado que generan perturbaciones que no me interesan en la simulación y que afectan todas las medidas, en el proceso de selección de esta función, entonces debimos variar algunos parámetros de tal manera que la Wavelet tenga un comportamiento muy similar a la Gaussiana y eliminando en gran parte las ondas remanentes.

Para manejar en el toolbox pdetool de MATLAB la expresión analítica de la wavelet sombrero Mexicano, tiene la forma:

$$F(t) = -\frac{1}{60} * (3 - t^2) * e^{-at^2/2} \quad (32)$$

Si se compara esta función, con la expresión analítica genérica de esta wavelet, se podrá notar que tiene ciertas modificaciones impuestas por nosotros para obtener una mejor forma de la perturbación, primero que todo el valor constante 1/60 es ingresado para obtener una amplitud de la ondícula de 0.05 metros que será nuestra amplitud inicial de ahora en adelante, es decir que la porción rectangular de la grieta que baja súbitamente, baja 5 centímetros y el menos es para generar el impulso hacia abajo, por otra parte el valor 3 es impuesto para disminuir las ondas remanentes que se pueden generar antes y después de la ondícula, por último el valor de a es el que modifica los pasos de tiempo que va durar la perturbación, en este caso se trabajaron 7 distintos pasos de tiempo 2,4,8,16,32,64 y 128, que se analizaran en los resultados de este proyecto.

En la siguiente figura se puede apreciar cómo se pueden conseguir las duraciones en el impulso que queremos del orden de centésimas de segundo, con tiempos de procesamiento computacional inferiores a los 3 minutos contrario a 40 minutos que puede durar la simulación con series de Fourier, por tanto se usaron Wavelets en el resto de este proyecto.

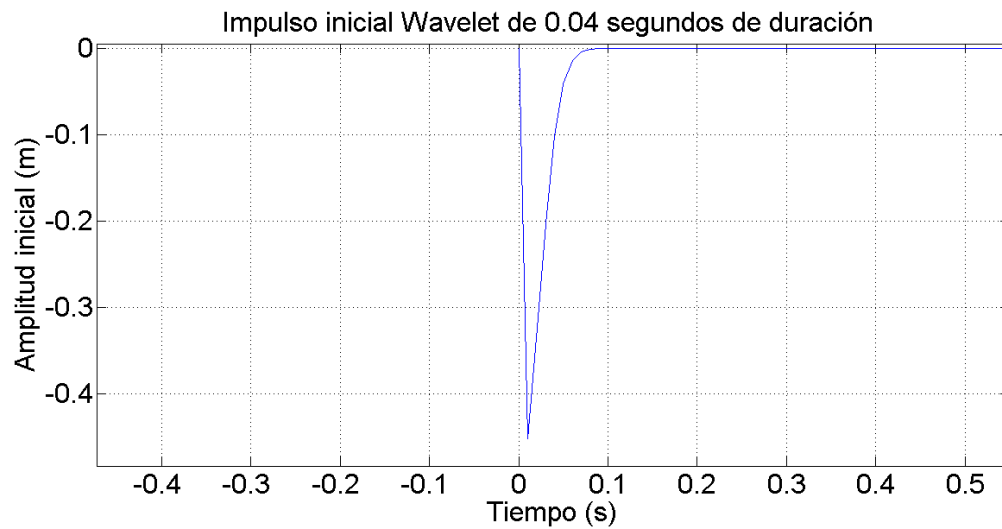


Figura 6. Donde se evidencia un impulso de aproximadamente 5 cm de amplitud negativa, con una duración de 0.04 segundos usando Wavelets.

5.4 Simulación computacional con *PDETOOL*

Ahora bien, se realizaron 7 simulaciones para funciones impulso o perturbaciones wavelets de duración 0.02,0.04,0.08,0.16,0.32,0.64 y 0.128 segundos de duración o 2,4,8,16,32,64 y 128 pasos de tiempo con amplitud de 5 cm hacia abajo, para simular el descenso de la porción de la grieta debido a un incremento de la presión en ese área producto de una explosión súbita.

Se tomaron tiempos de 0 a 40 segundos con pasos de tiempo de 0.01 segundos, por tanto nuestra razón de toma de datos es de 100 Hz.

El toolbox *pdetool*, genera una matriz de soluciones 233x4001 donde las filas corresponde a la solución de cada nodo, y las columnas corresponden a los pasos de tiempo, por tanto si tomo una fila obtengo los desplazamientos del nodo para todo el intervalo de tiempo que estoy trabajando.

El programa *ejec.m* desarrollado por nosotros, que se anexa a este proyecto, está escrito bajo MATLAB y es el que se encarga de tomar la solución de un nodo en particular localizado en el extremo superior derecho de la superficie, y genera de esta solución los sismogramas, espectros y espectrogramas en desplazamiento y velocidad para la simulación. En otras palabras en código *ejec.m* es el que genera los sismogramas sintéticos que son un objetivo en este proyecto.

El código *ejec.m* obtiene el sismograma en velocidad mediante el comando `diff()`; que deriva la señal inicial en desplazamientos, para el cálculo de los espectros el código usa la Transformada rápida de Fourier que determina la transformada de Fourier discreta y para obtener los espectrogramas usa Transformada de Fourier de Término Reducido que calcula el contenido en frecuencia sinusoidal y de fase en secciones locales de una señal así como sus cambios con respecto al tiempo.

6. RESULTADOS Y ANALISIS

6.1 Resultados con la aproximación numérica de *PDETOOL*

En esta sección del trabajo se presentarán inicialmente los sismogramas y espectros de los impulsos de Fourier, Gauss y sinusoidal. Posteriormente se presentarán los resultados para las 7 simulaciones anteriormente descritas con funciones wavelets, para estas funciones se presentan los sismogramas sintéticos tanto en desplazamiento como en velocidad, así como el espectro y el espectrograma de cada evento.

Se consideraron todos los sismogramas sintéticos en velocidad también, puesto que en el OVSP se manejan los registros reales en velocidades y no en desplazamientos y de esta manera podremos realizar la evaluación cualitativa pertinente.

Impulso con series de Fourier

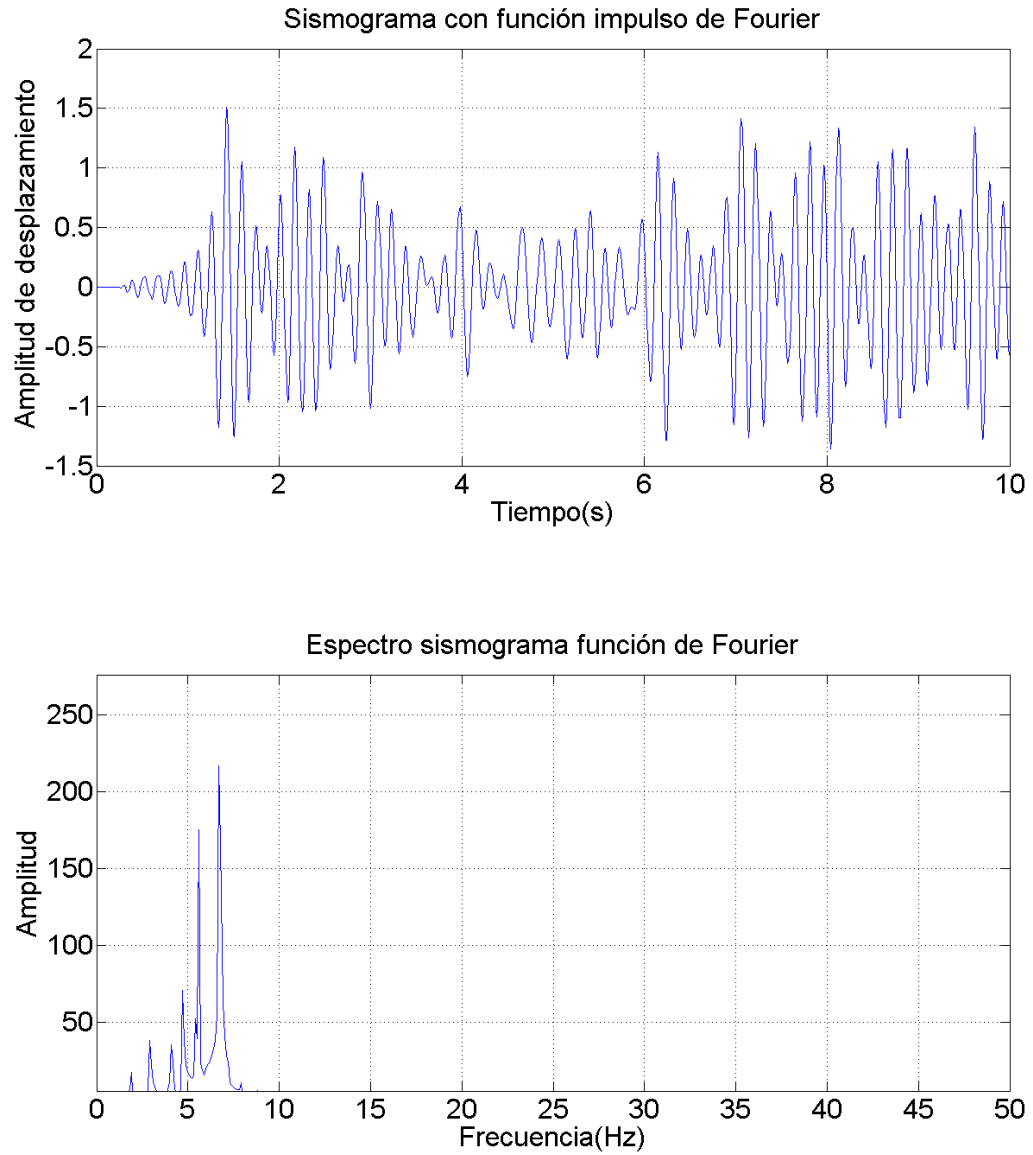


Figura 7. Sismograma y espectro del evento sísmico producto del impulso de Fourier de la figura 3.

Señales del impulso sinusoidal

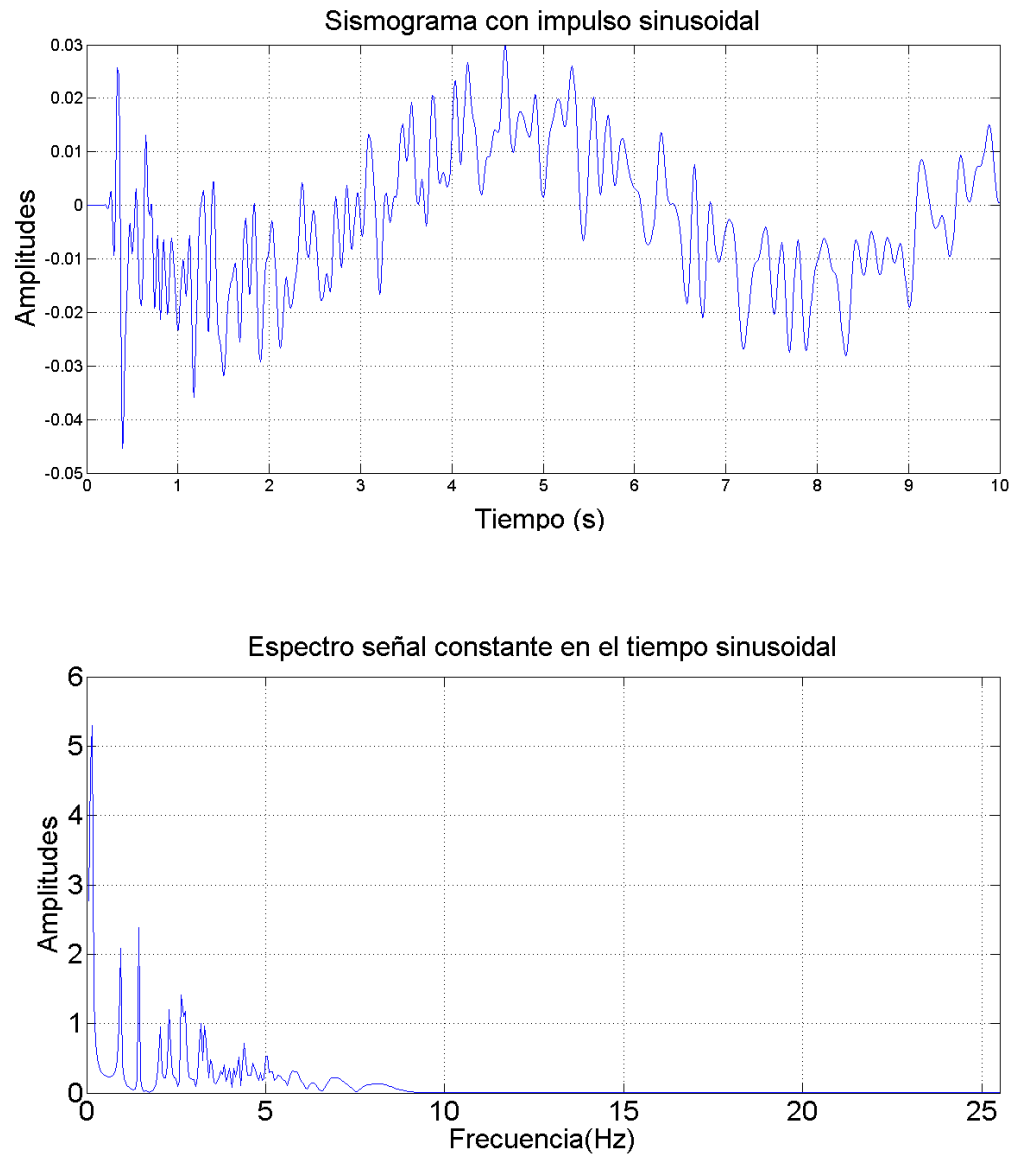


Figura 8. Sismograma y espectro del impulso sinusoidal que se puede apreciar en la figura 4.

Señales con impulso Gauss.

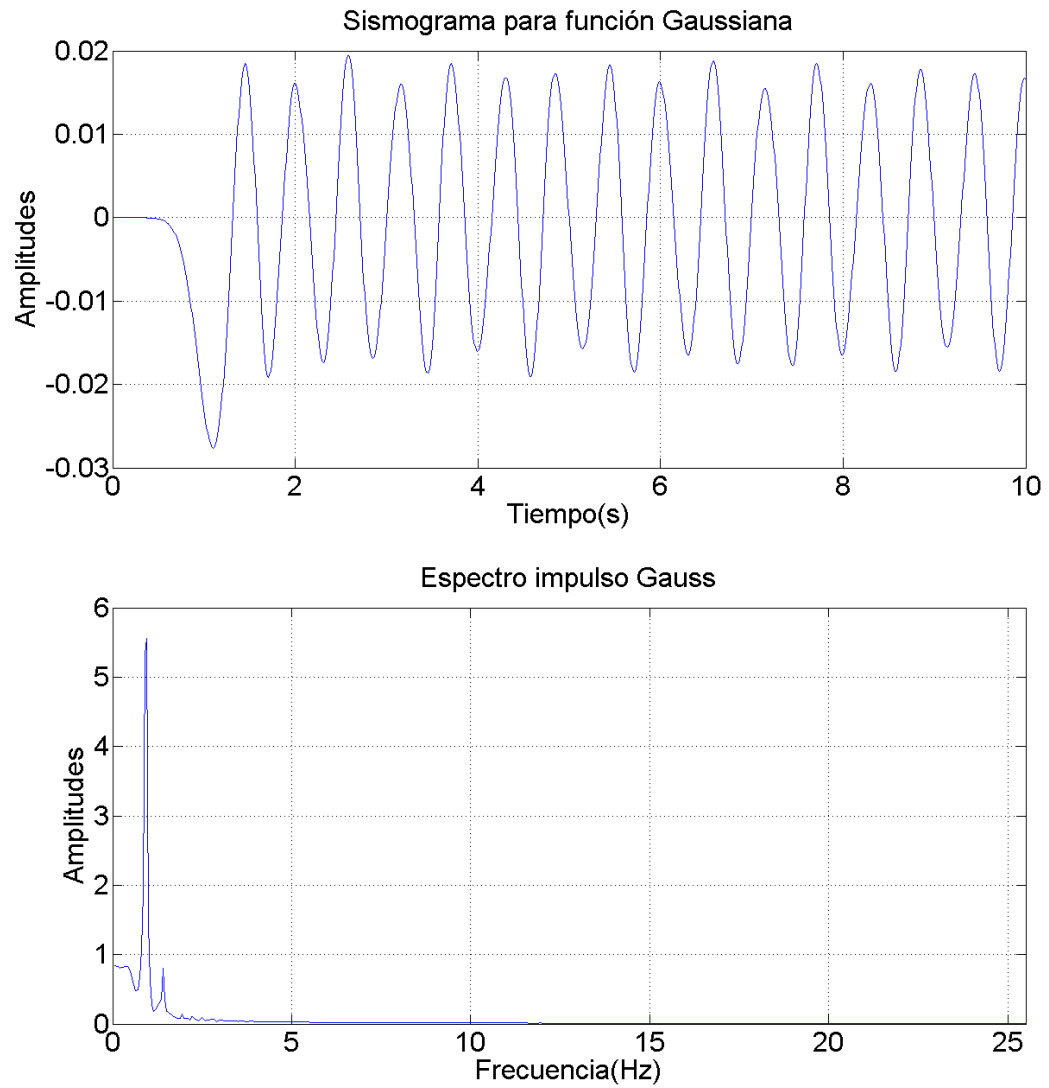


Figura 9. Sismograma y espectro para el impulso Gaussiano de 1 segundo de duración de la figura 6.

Ahora se presentan las simulaciones con impulsos Wavelet

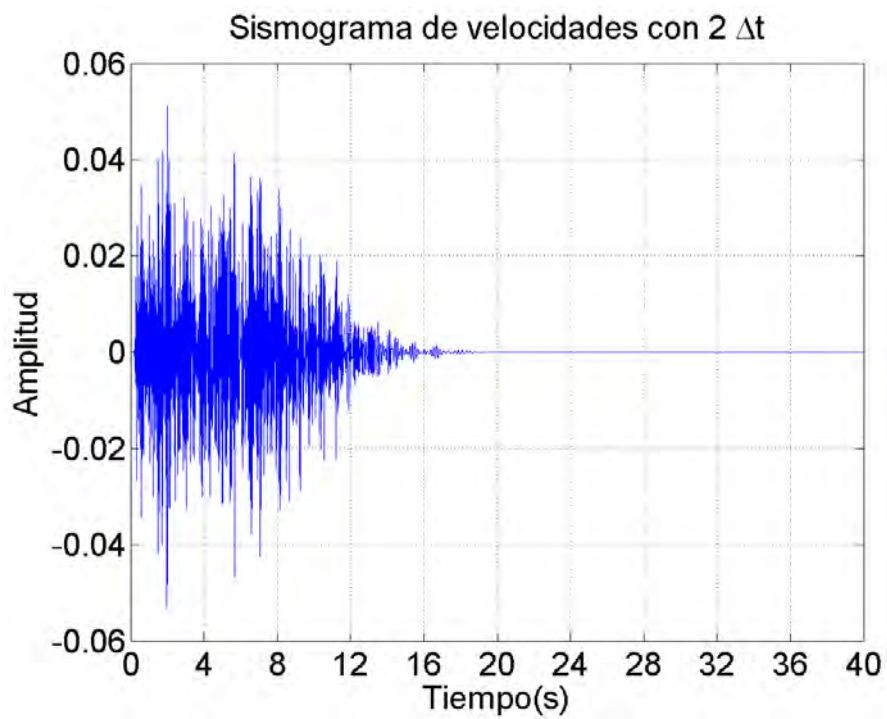
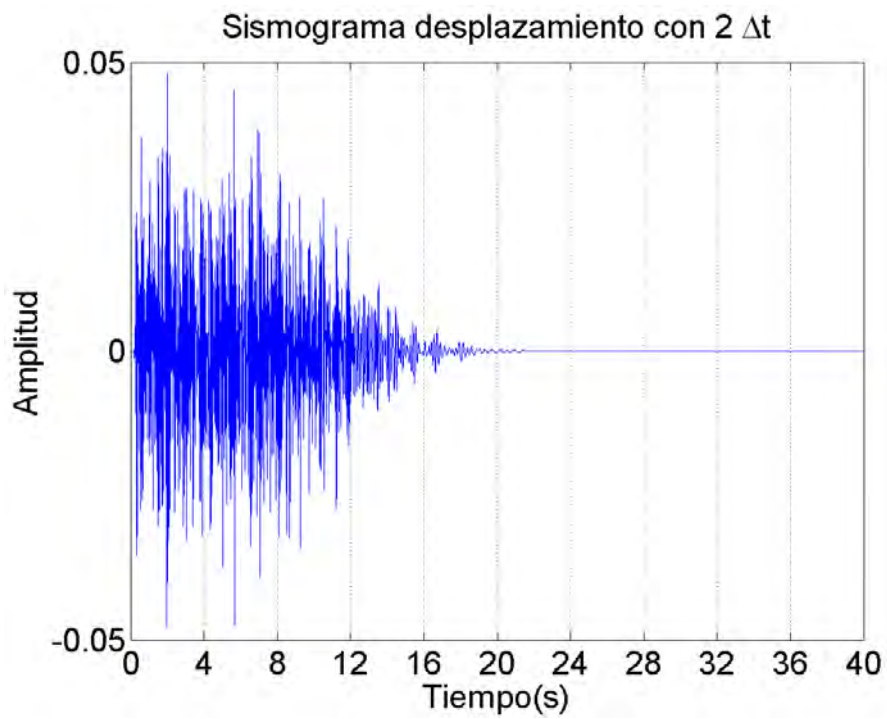


Figura 10. Sismograma en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 0.02 segundos y amplitud negativa de 5 cm.

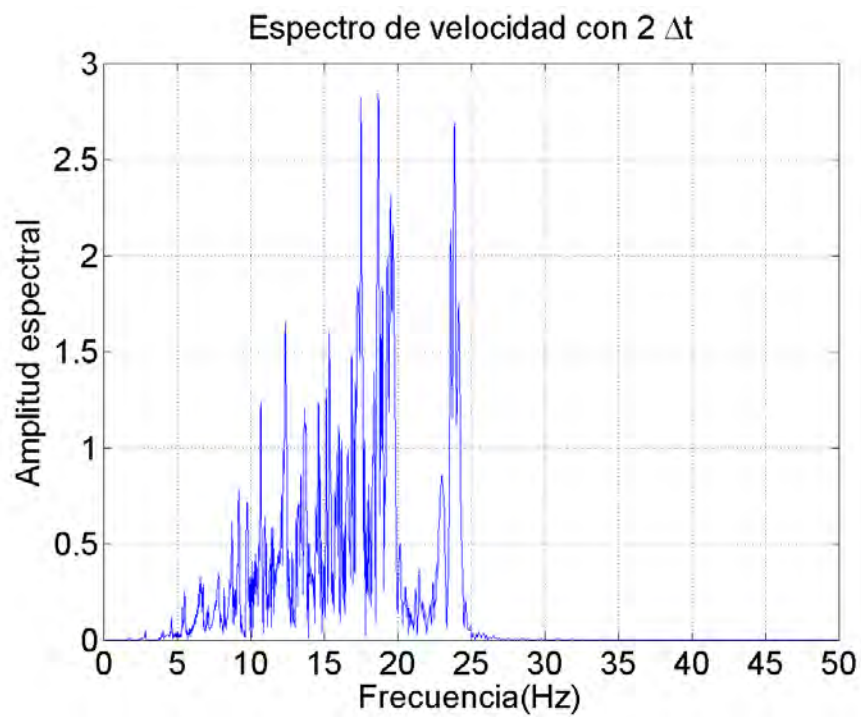
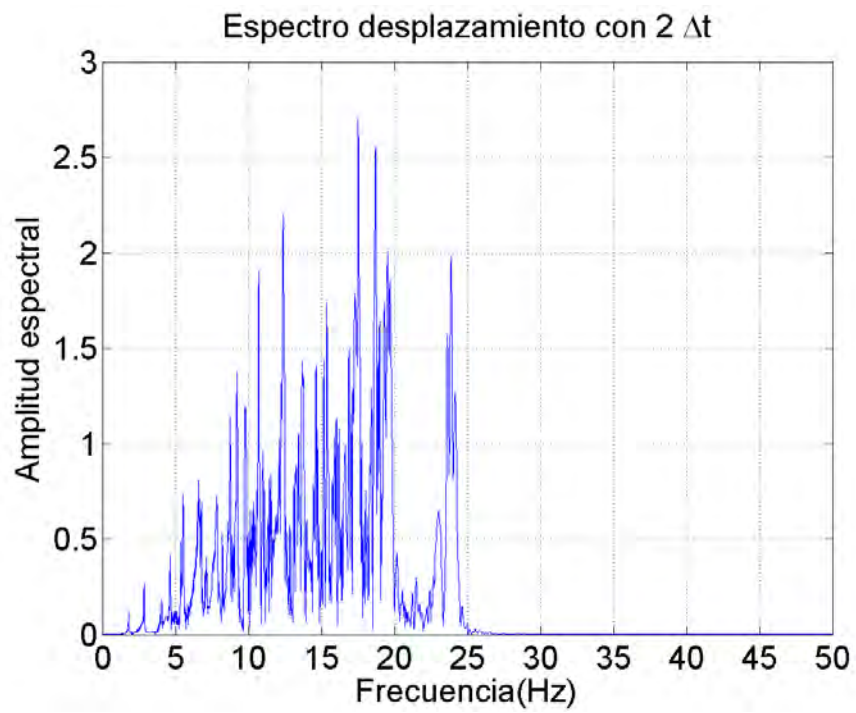


Figura 11. Espectro en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 0.02 segundos y amplitud 5 cm hacia abajo.

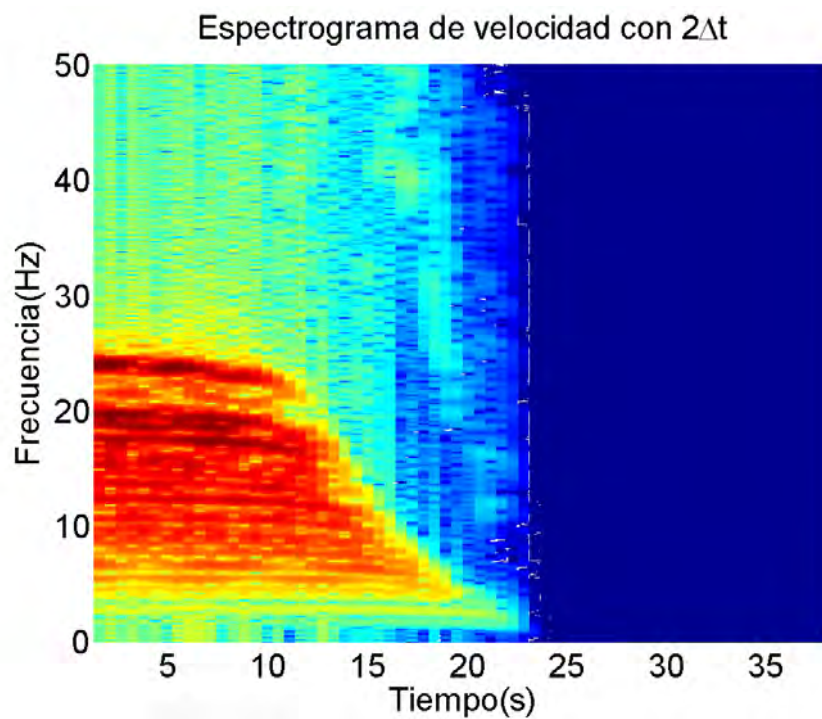
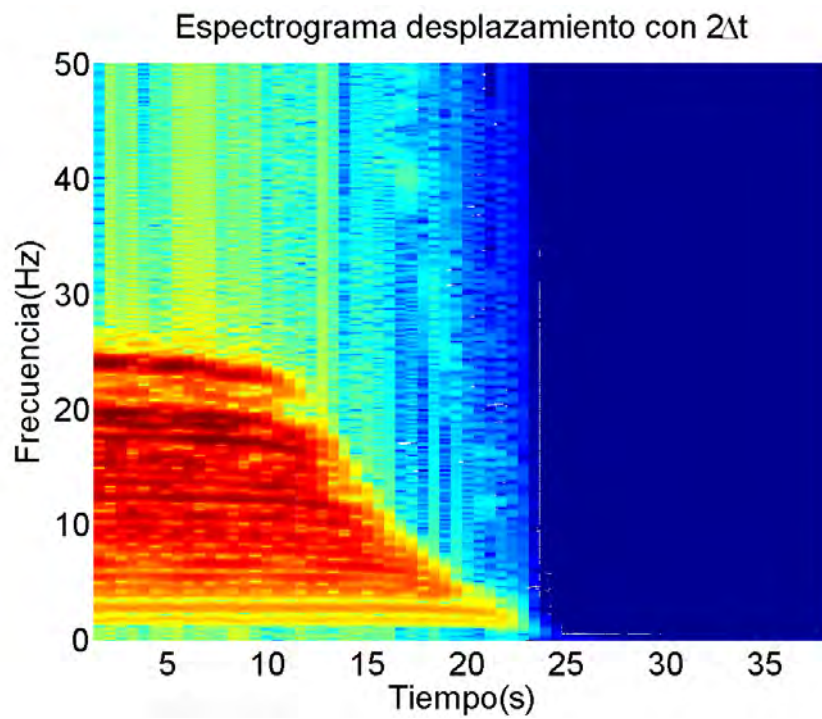


Figura 12. Espectrograma en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 0.02 segundos y amplitud negativa de 5 cm.

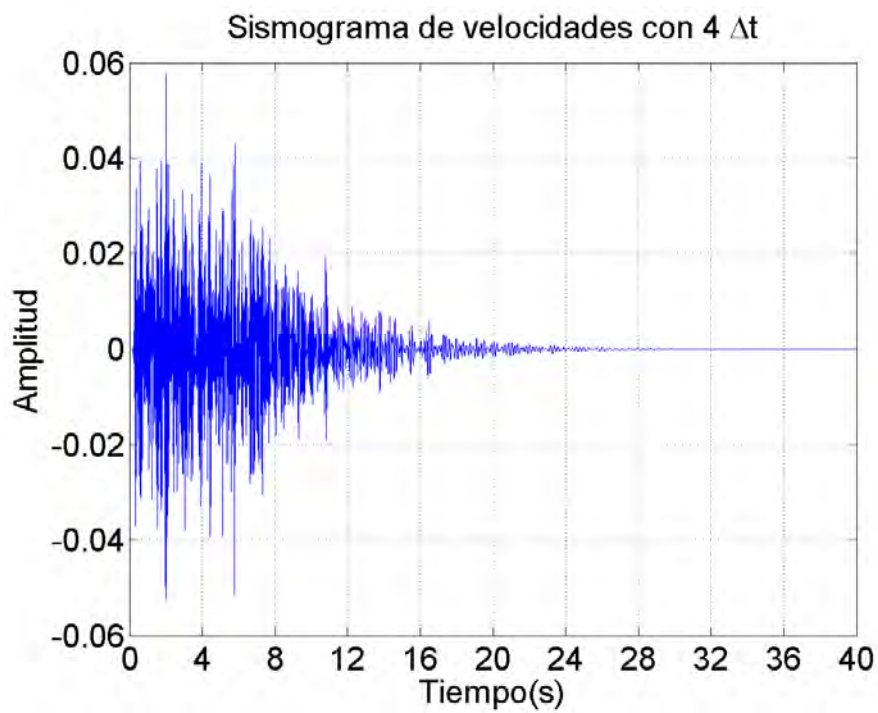
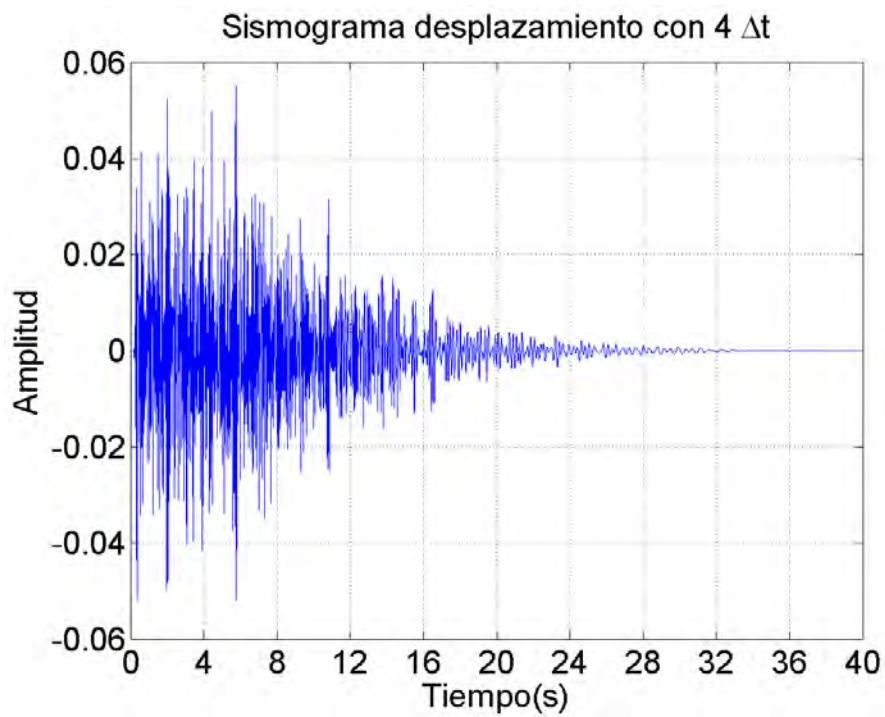


Figura 13. Sismograma en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 0.04 segundos y amplitud negativa de 5 cm.

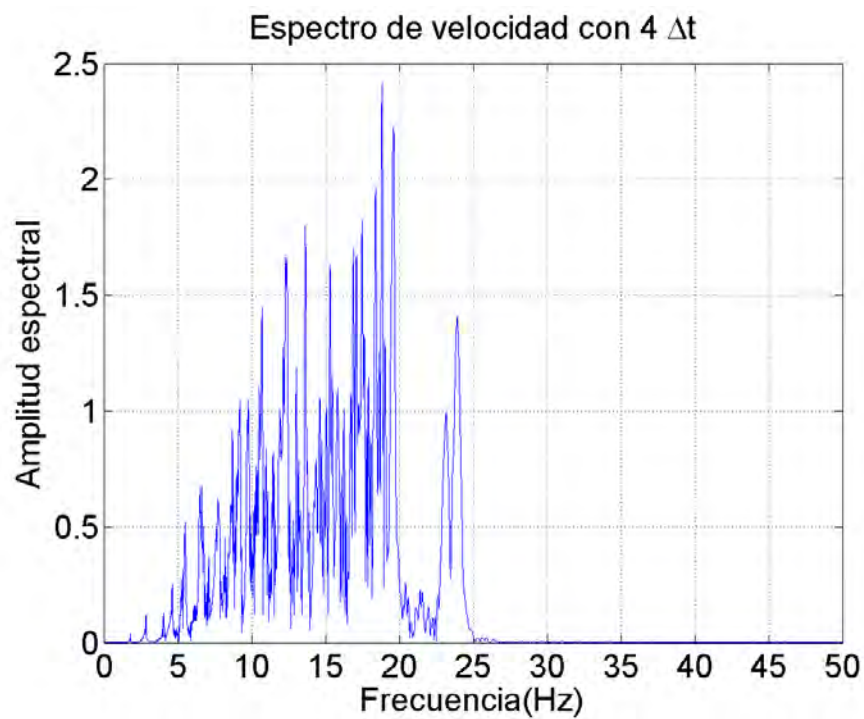
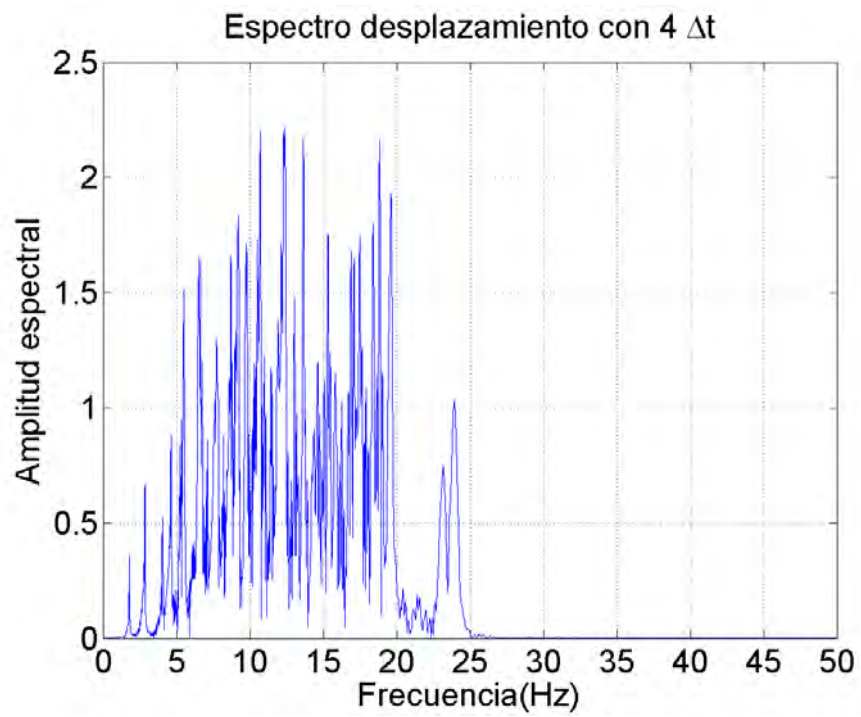


Figura 14. Espectro en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 0.04 segundos y una amplitud negativa de 5 cm.

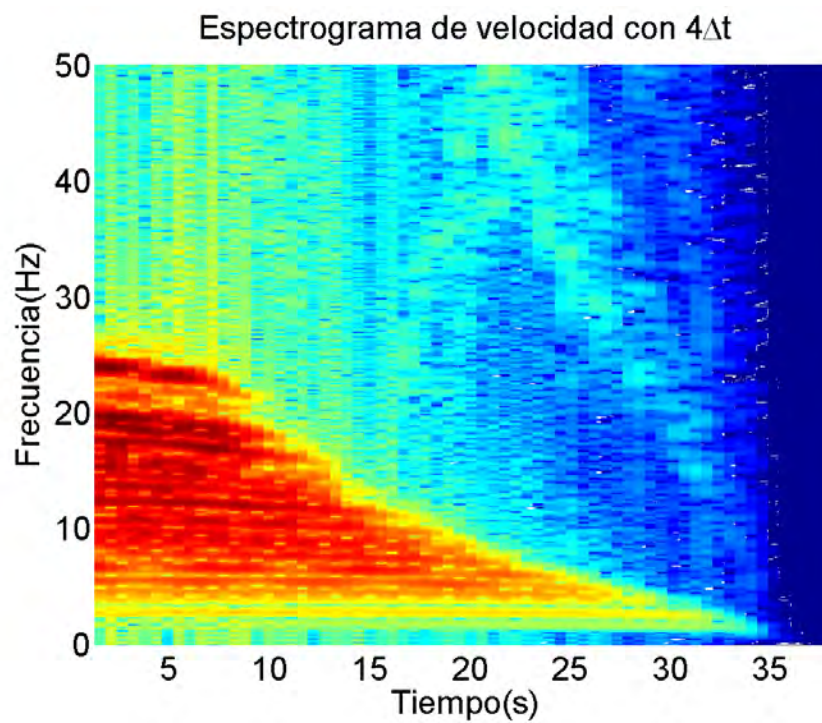
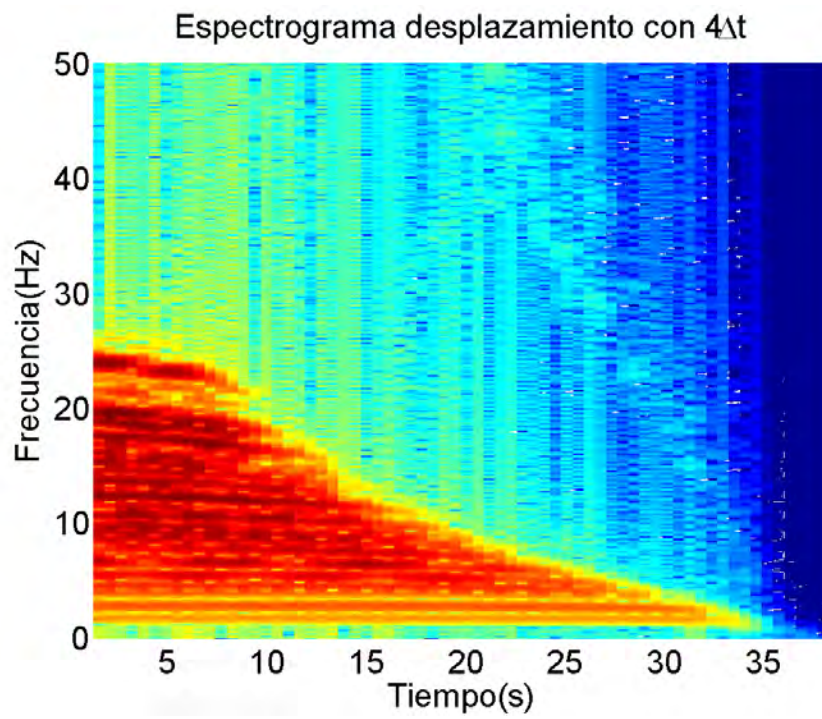


Figura 15. Espectrograma en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 0.04 segundos y amplitud negativa de 5 cm.

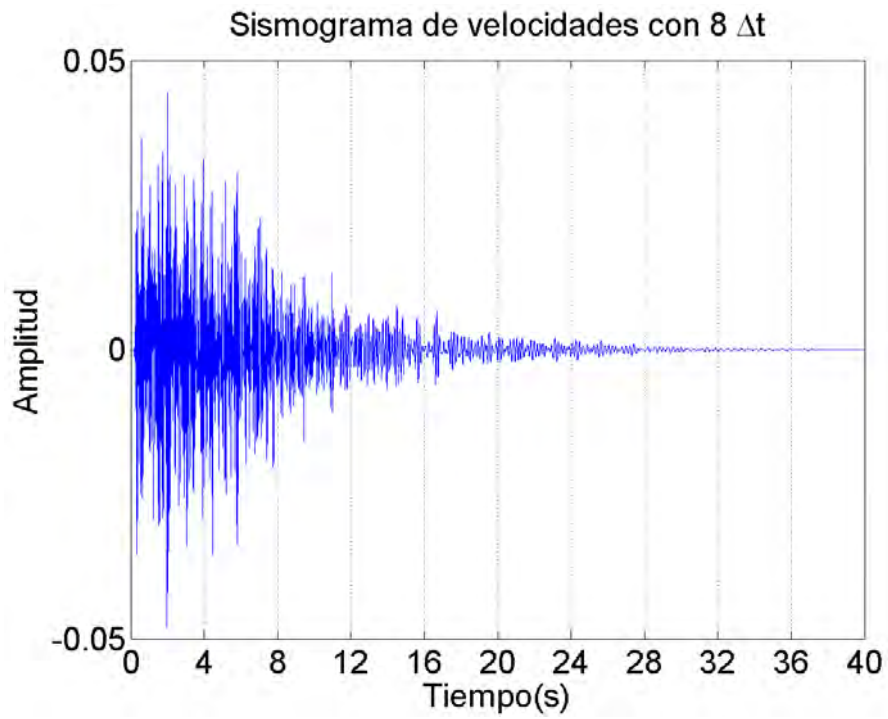
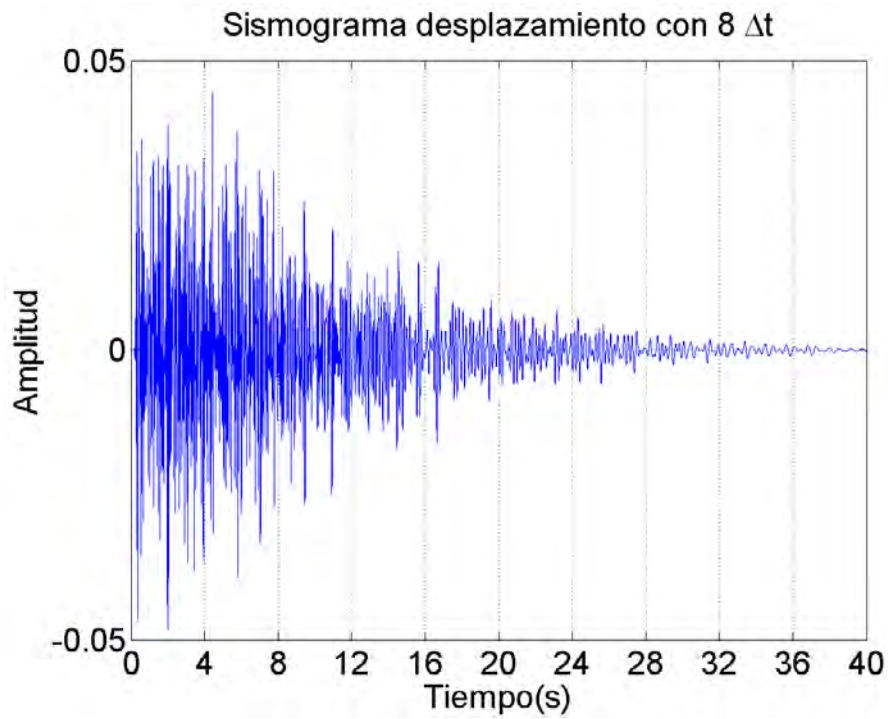


Figura 16. Sismograma en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 0.08 segundos y amplitud negativa de 5cm.

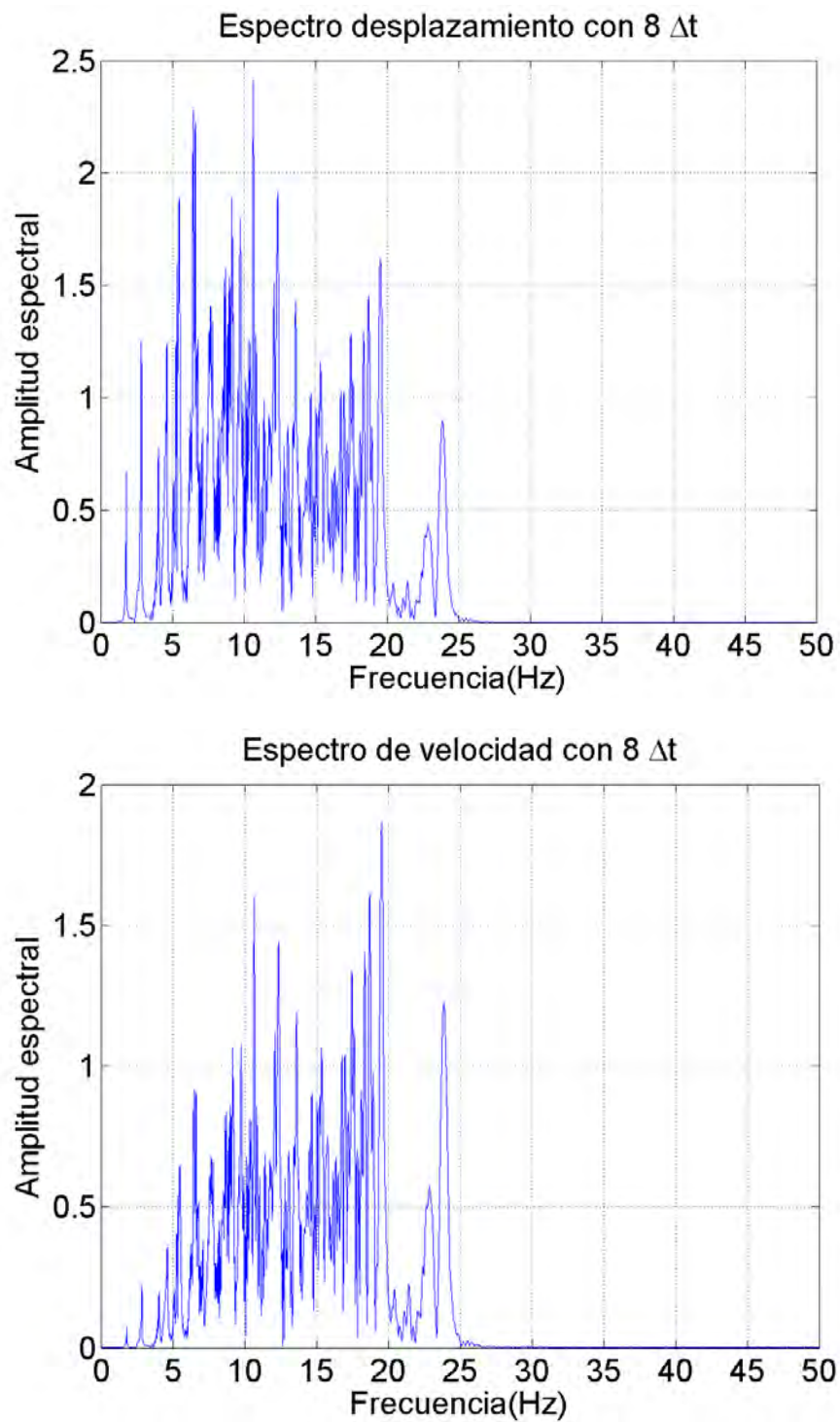


Figura 17. Espectro en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 0.08 segundos y amplitud negativa de 5cm.

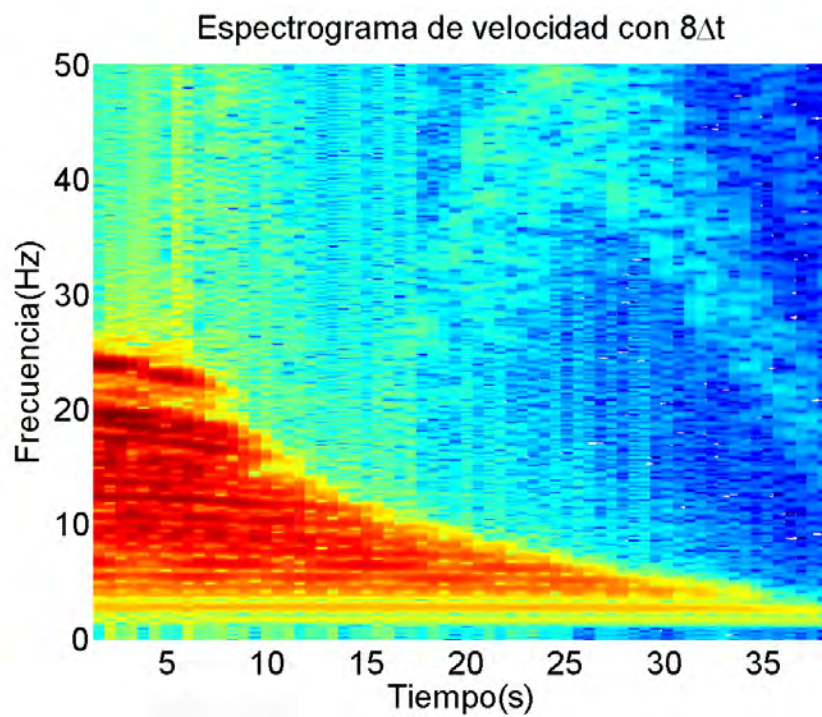
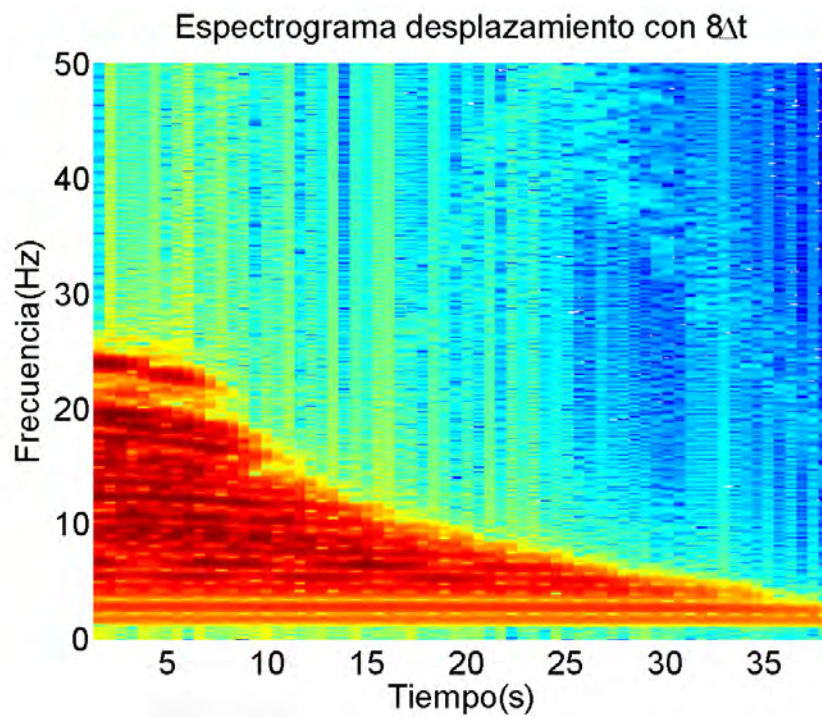


Figura 18. Espectrograma en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 0.08 segundos y amplitud negativa 5 cm.

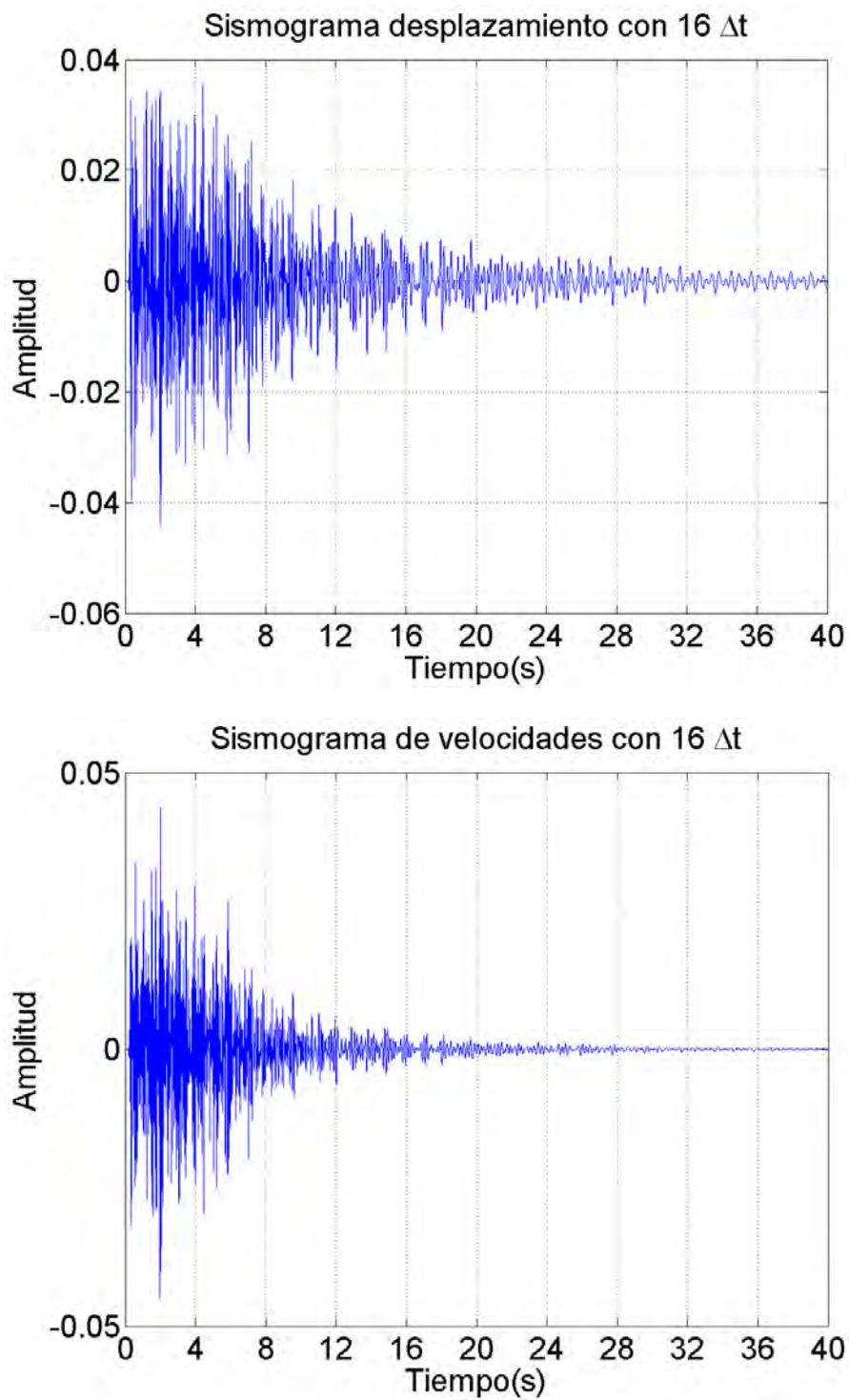


Figura 19. Sismograma en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 0.16 segundos y amplitud negativa de 5 cm.

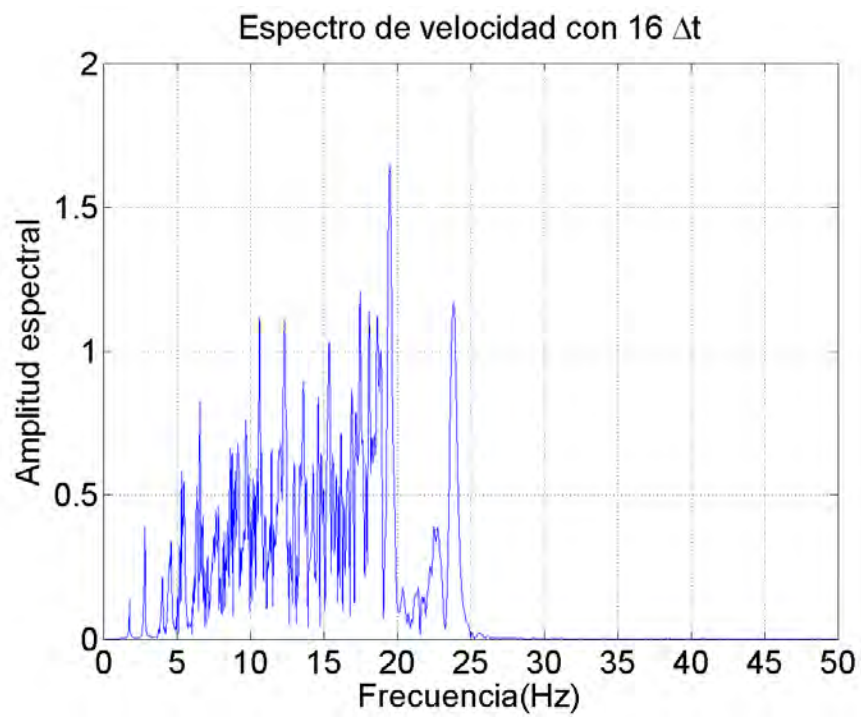
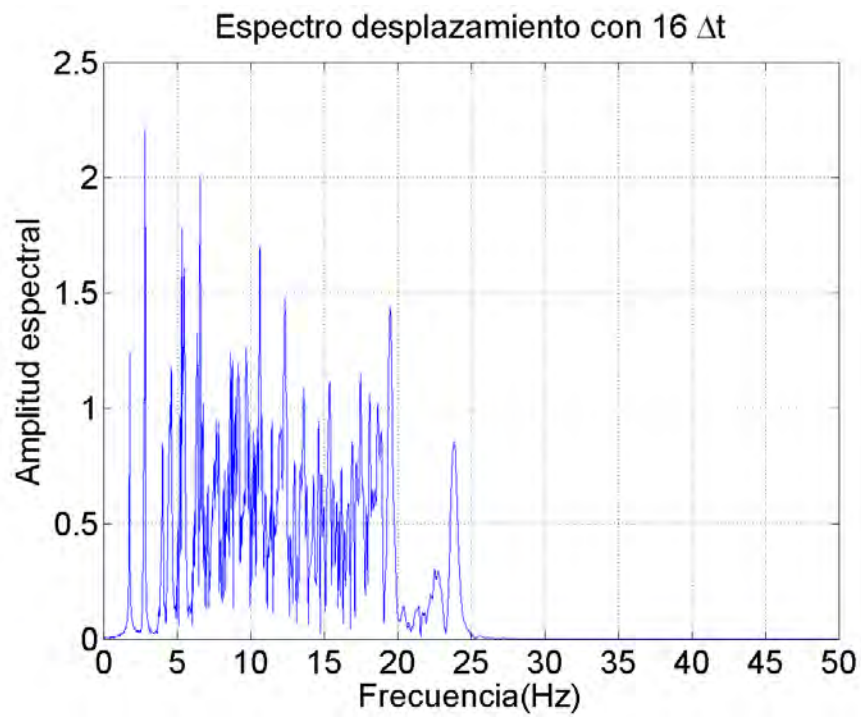


Figura 20. Espectro en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 0.16 segundos y amplitud negativa de 5cm.

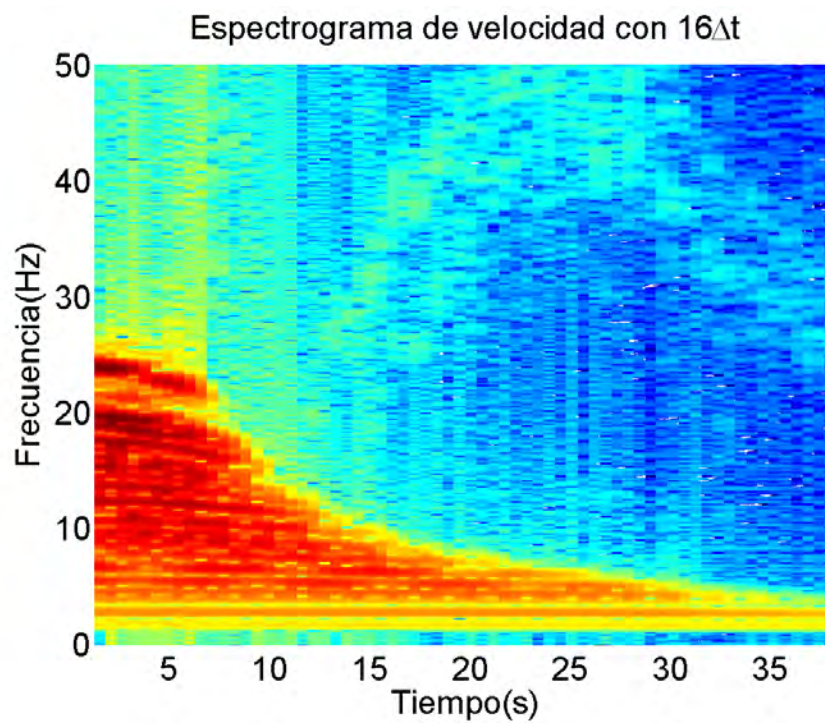
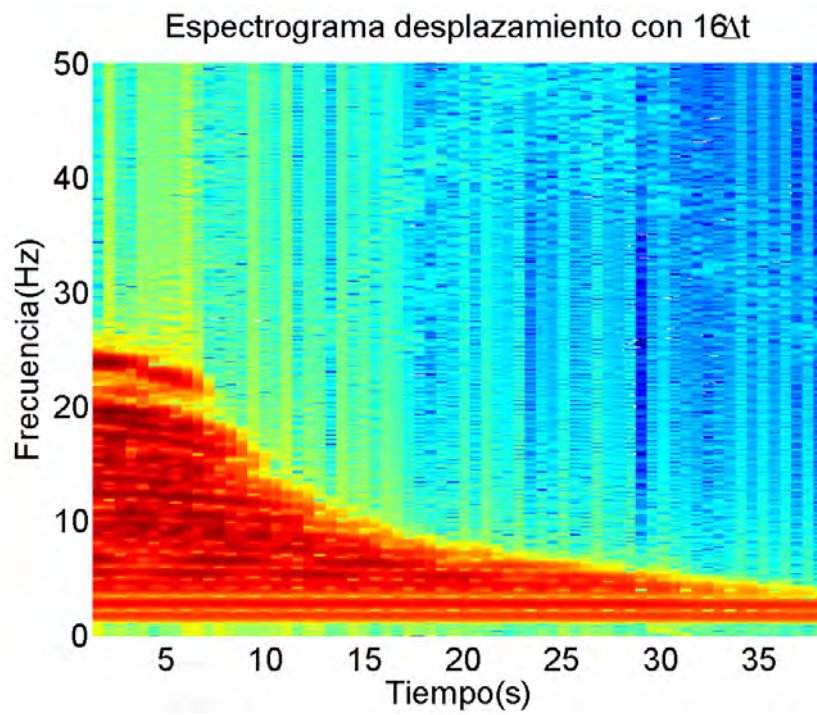


Figura 21. Espectrograma en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 0.16 segundos y amplitud negativa 5 cm.

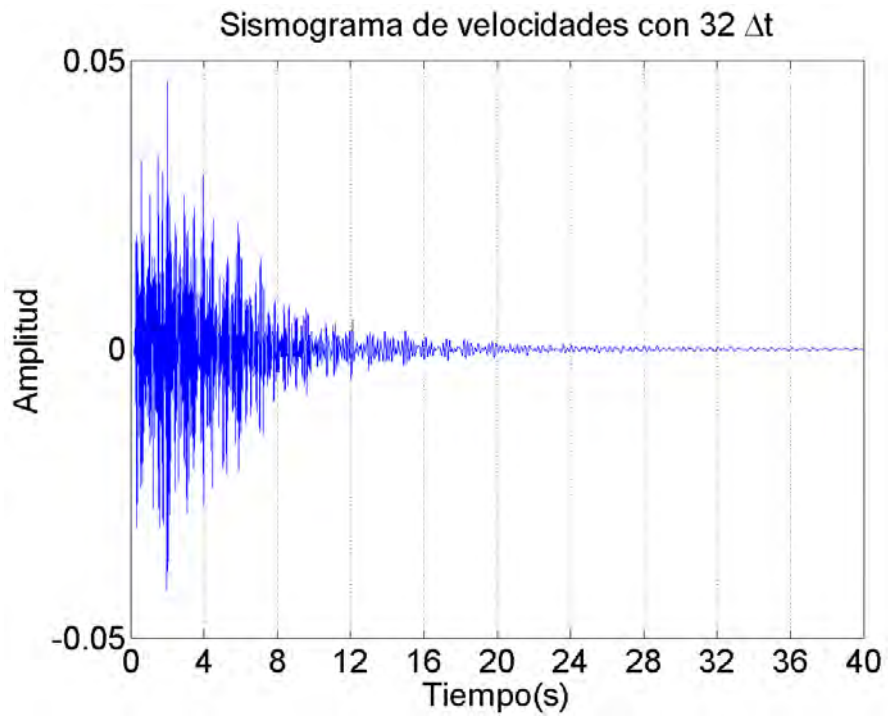
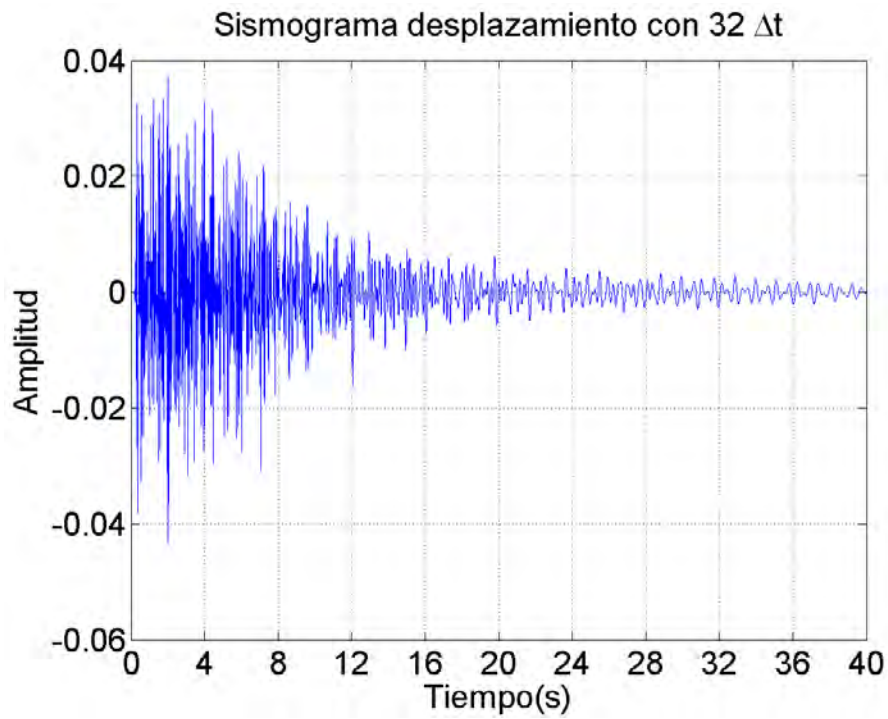


Figura 22. Sismograma en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 0.32 segundos y amplitud negativa de 5 cm.

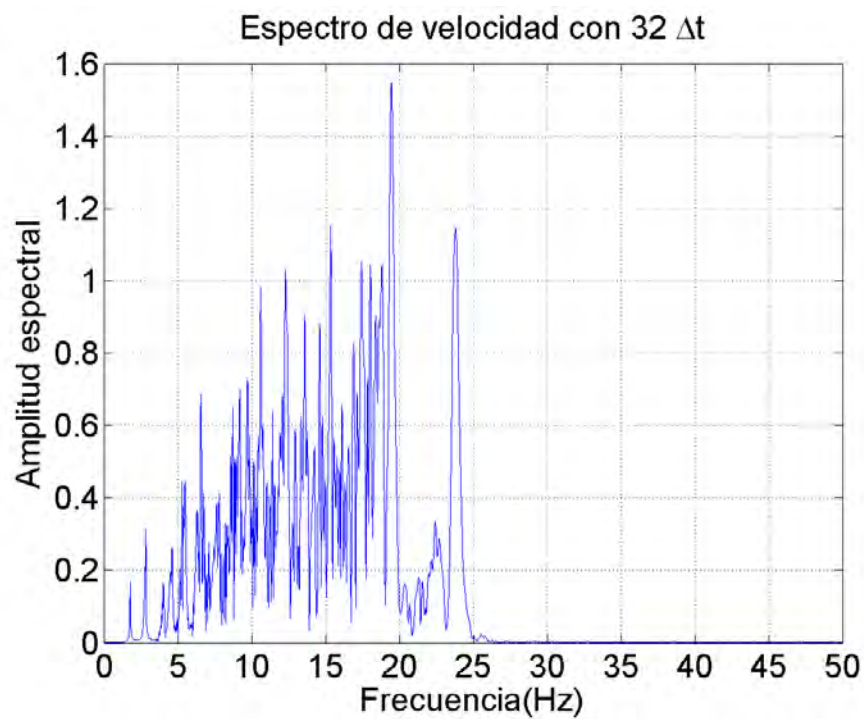
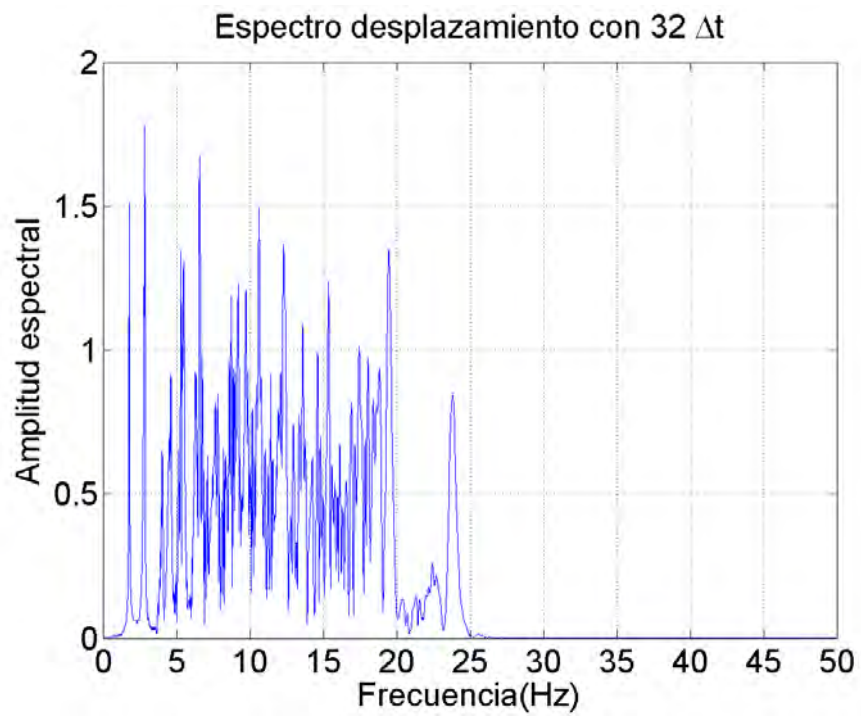


Figura 23. Espectro en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duraci3n 0.32 segundos y amplitud negativa de 5cm.

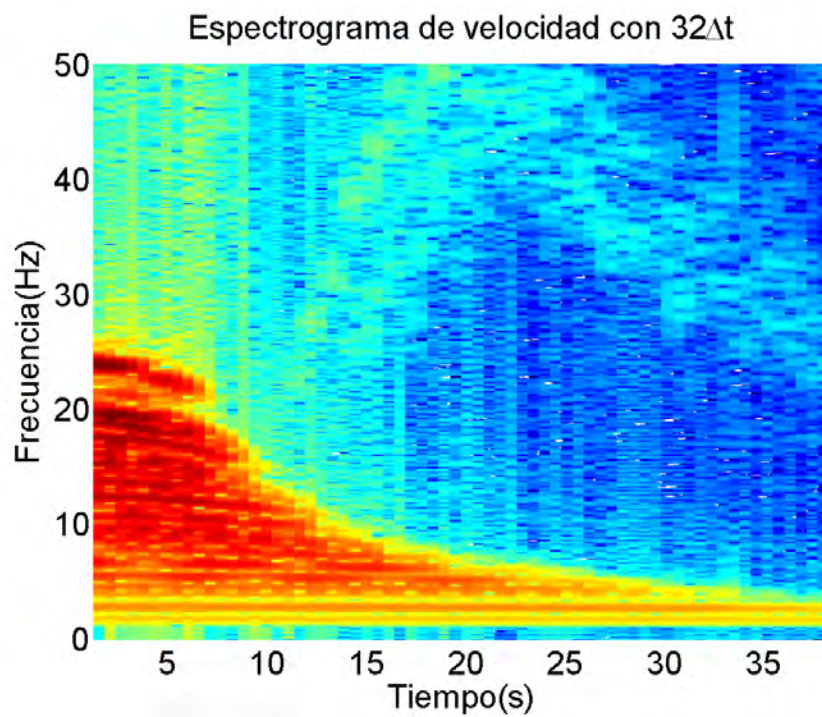
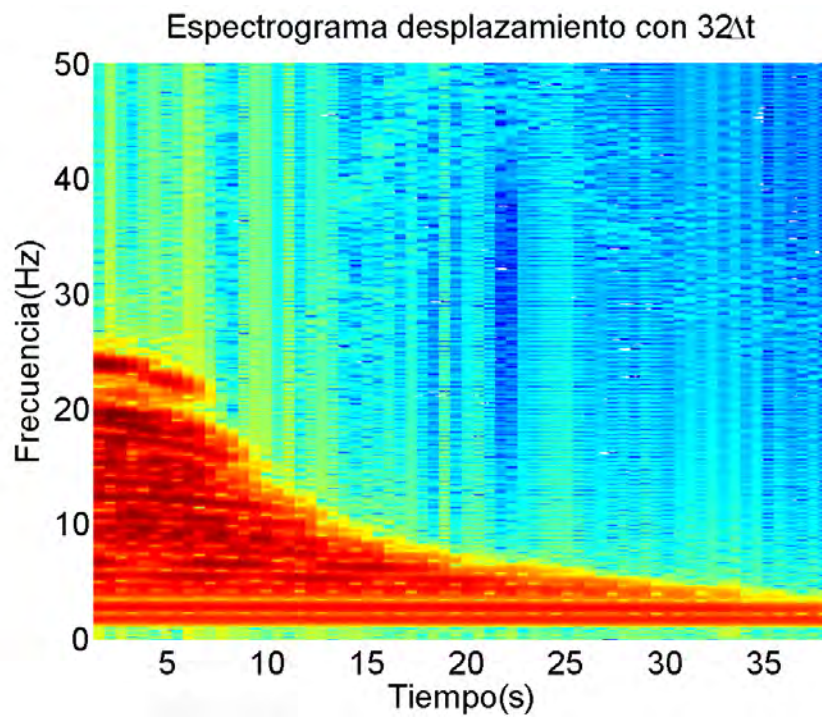


Figura 24. Espectrograma en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 0.32 segundos y amplitud negativa 5 cm.

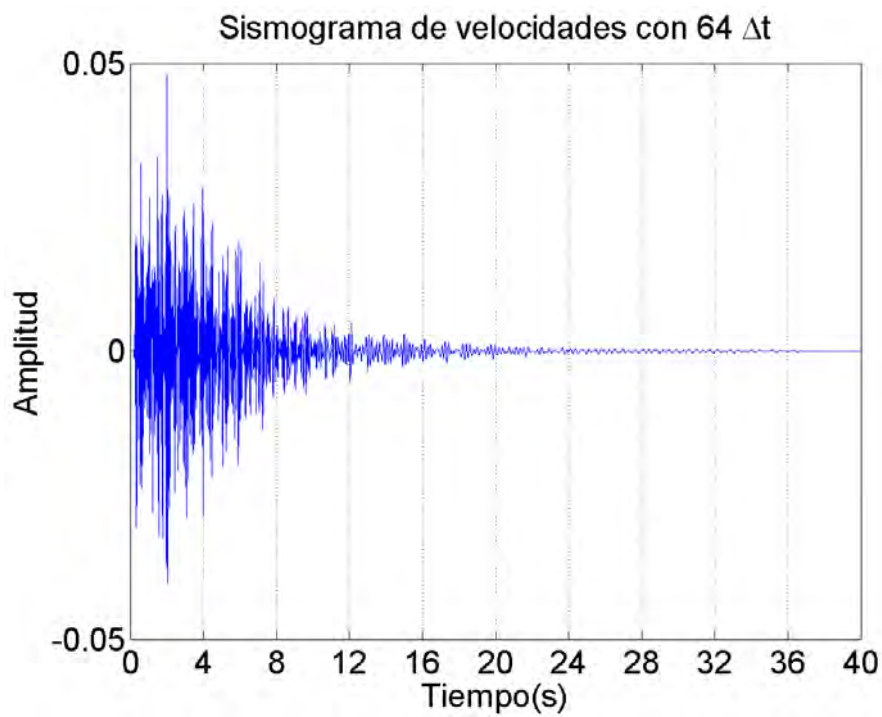
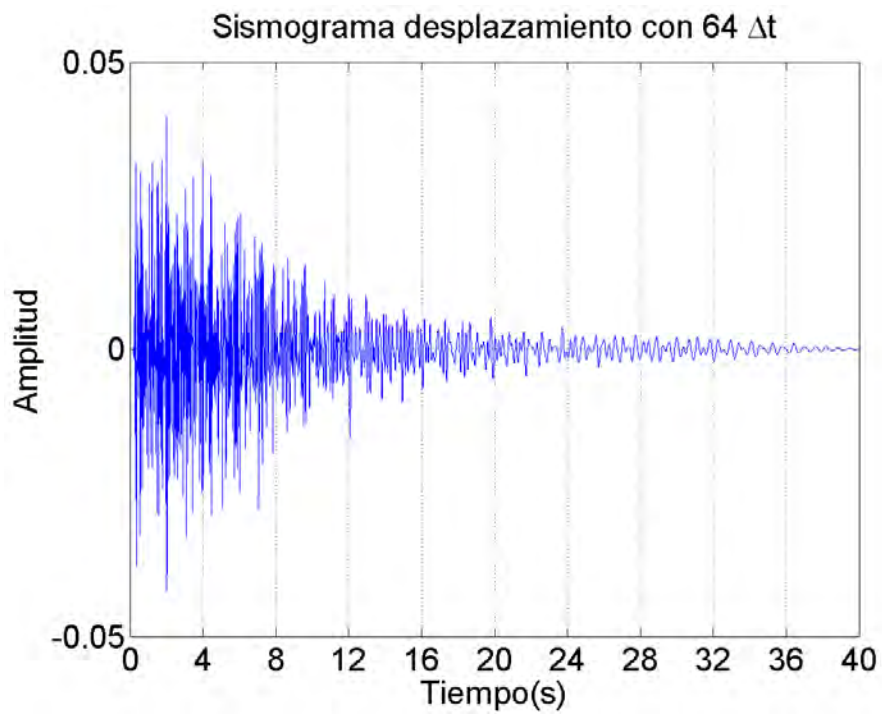


Figura 25. Sismograma en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 0.64 segundos y amplitud negativa de 5 cm.

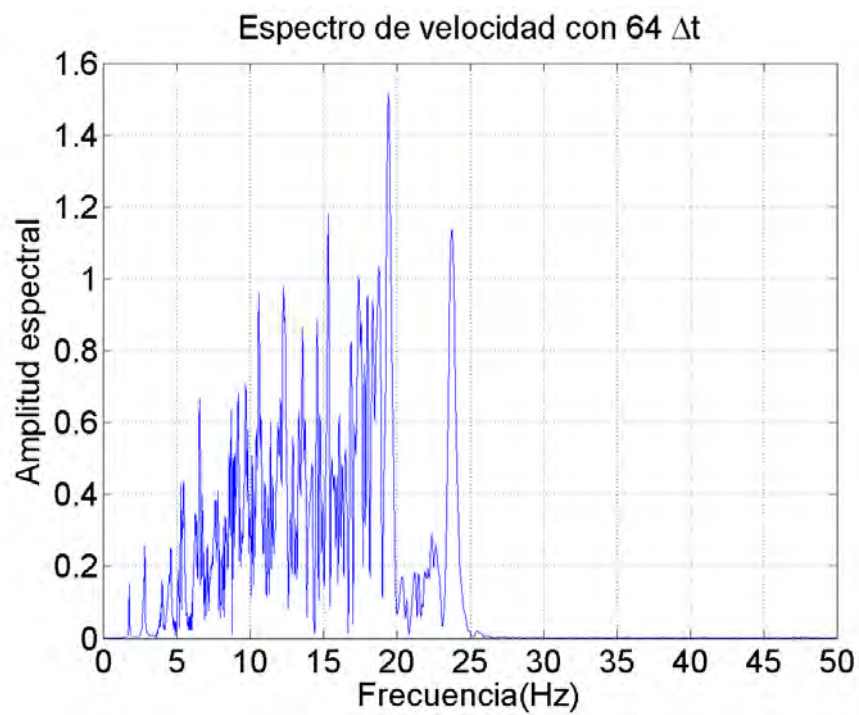
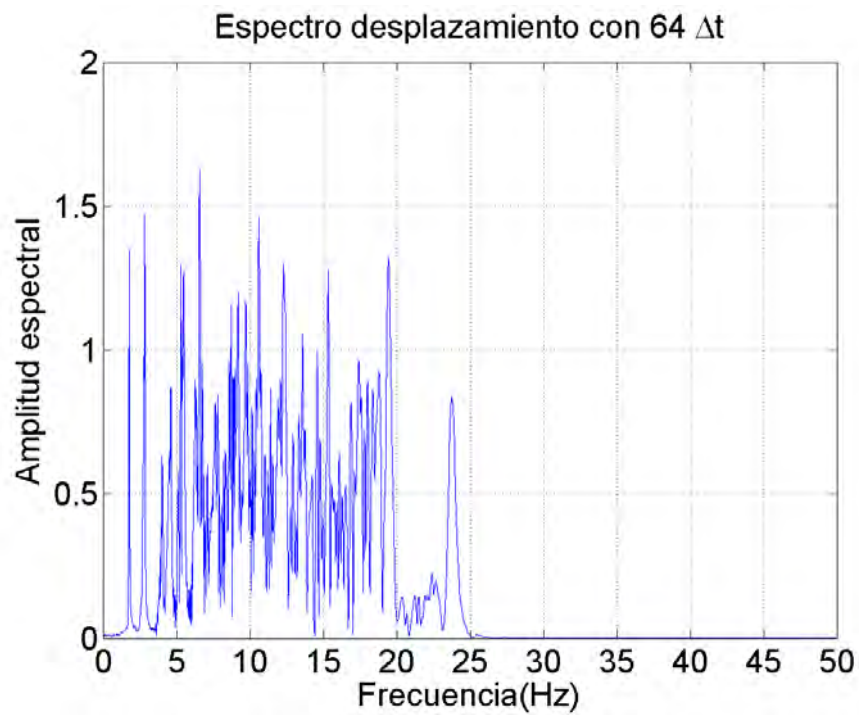


Figura 26. Espectro en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 0.64 segundos y amplitud negativa de 5cm.

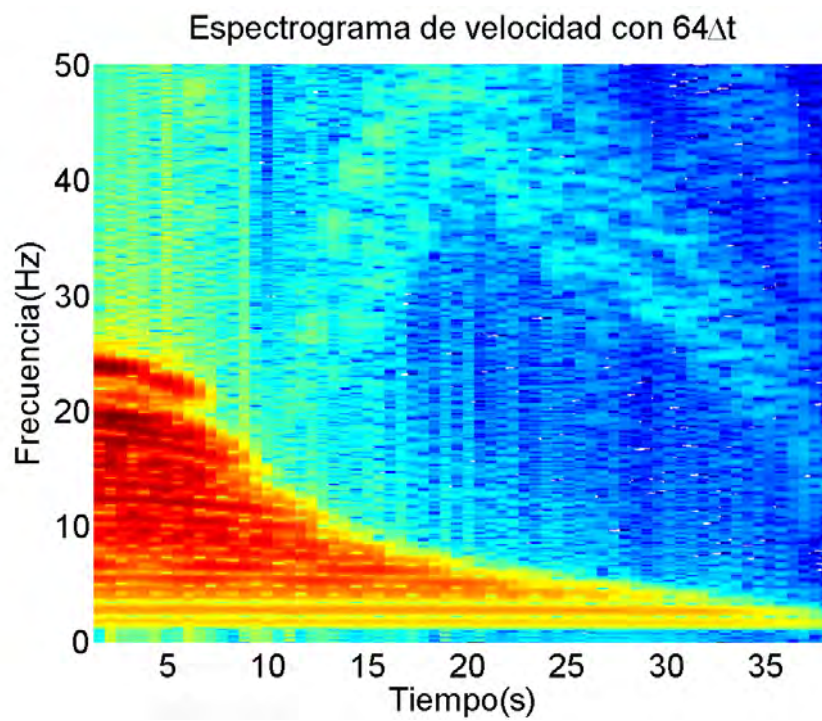
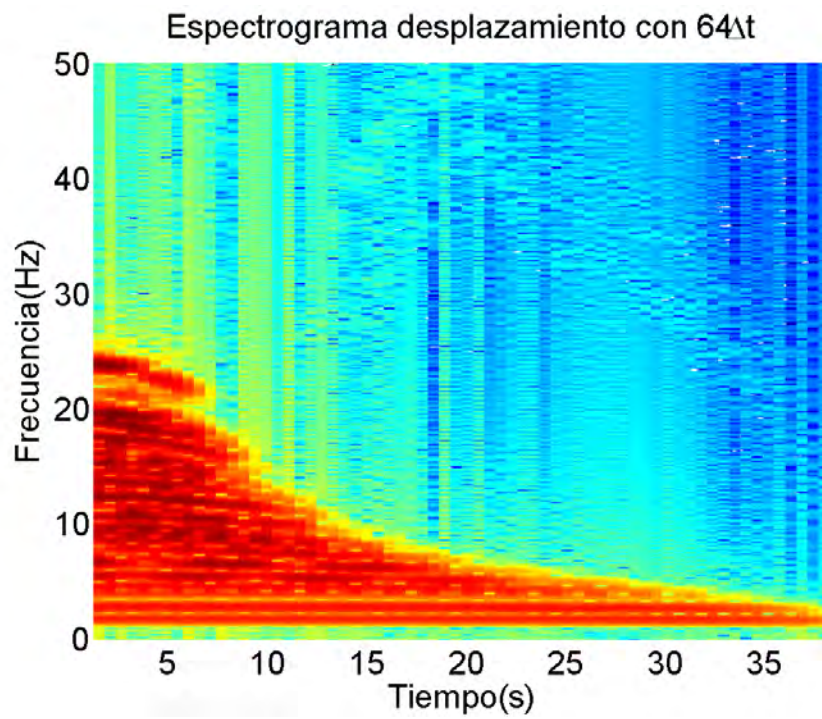


Figura 27. Espectrograma en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 0.64 segundos y amplitud negativa 5 cm.

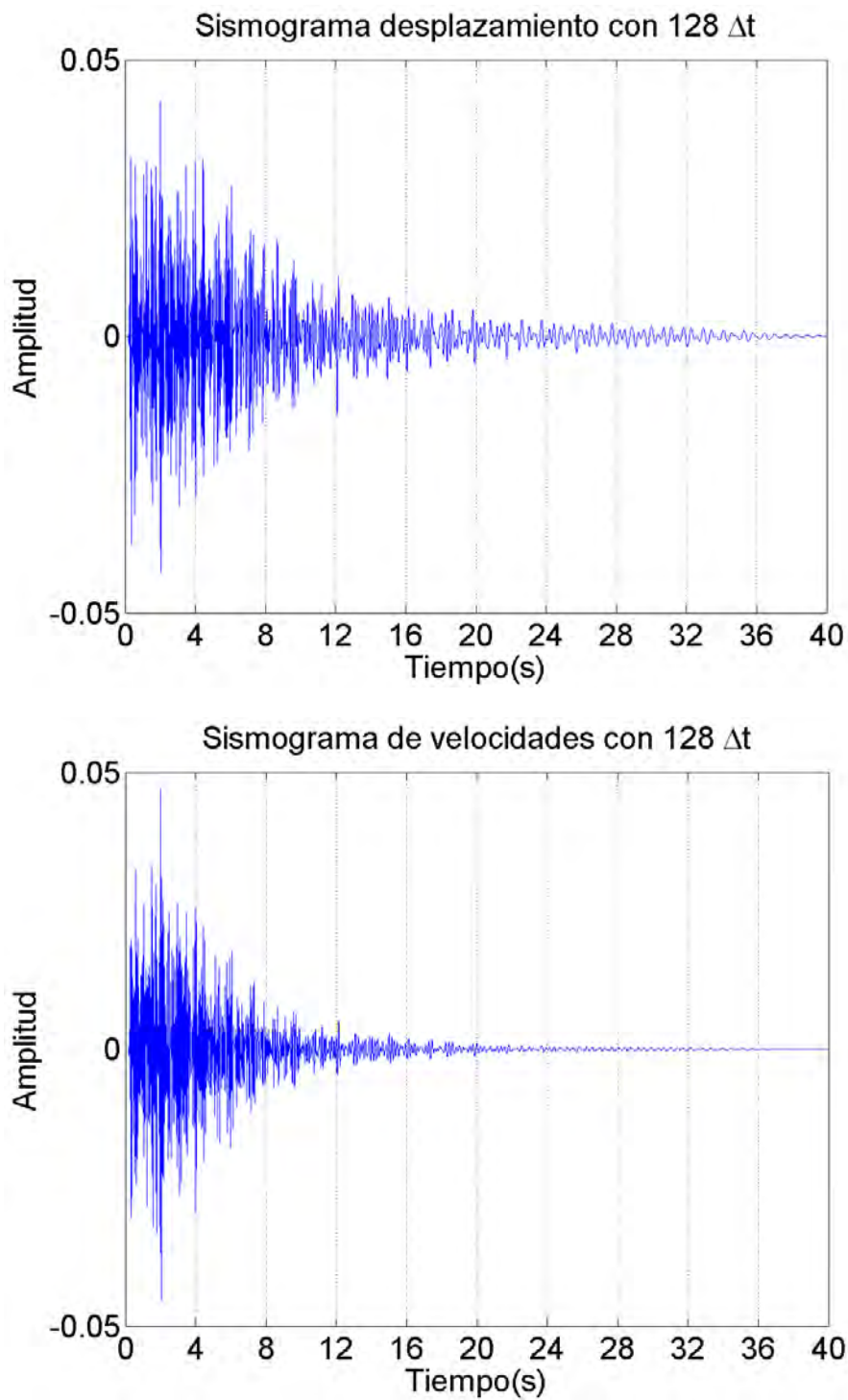


Figura 28. Sismograma en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 1.28 segundos y amplitud negativa de 5 cm.

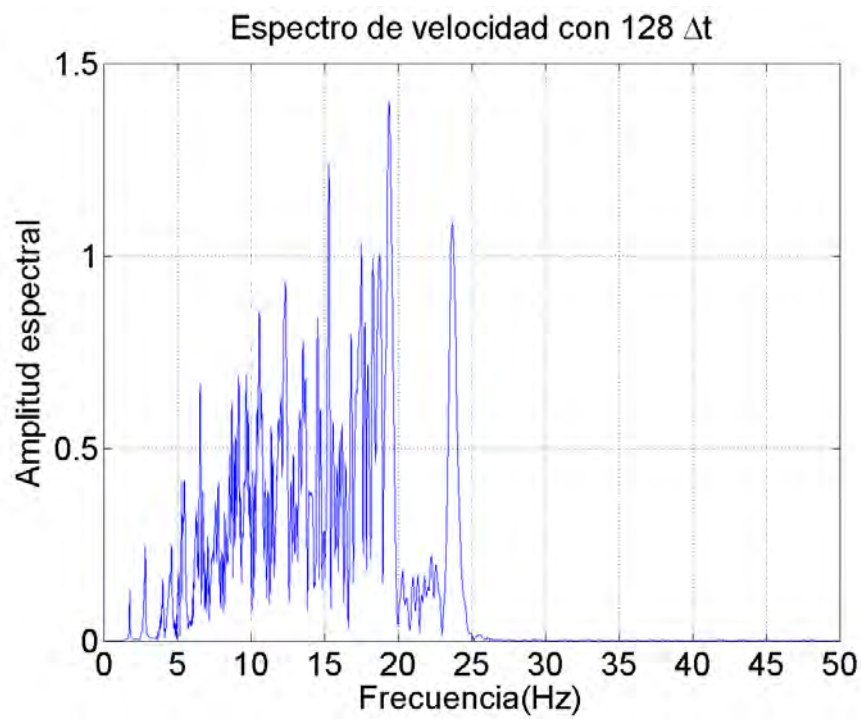
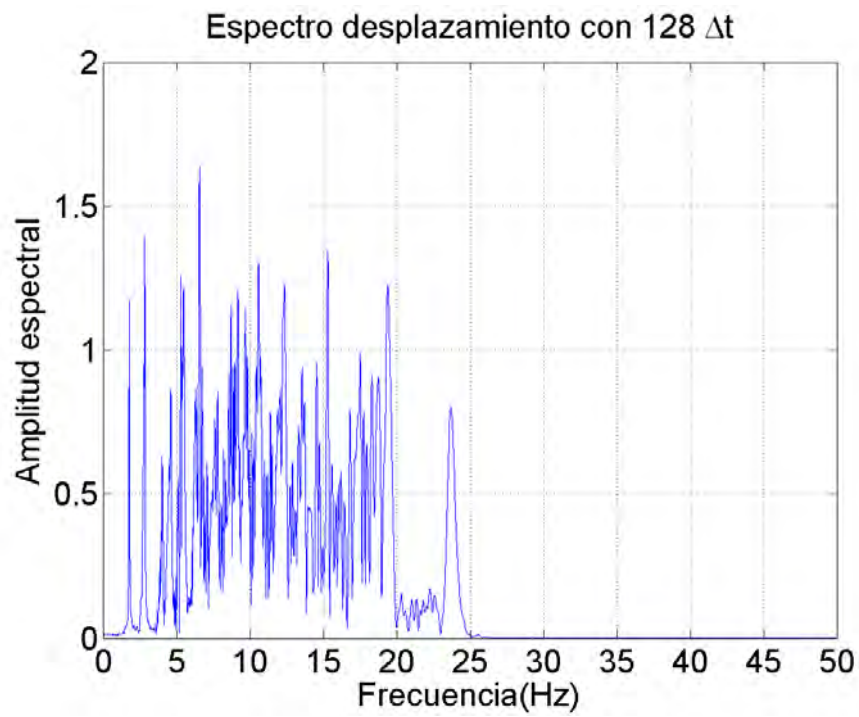


Figura 29. Espectro en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 1.28 segundos y amplitud negativa de 5cm.

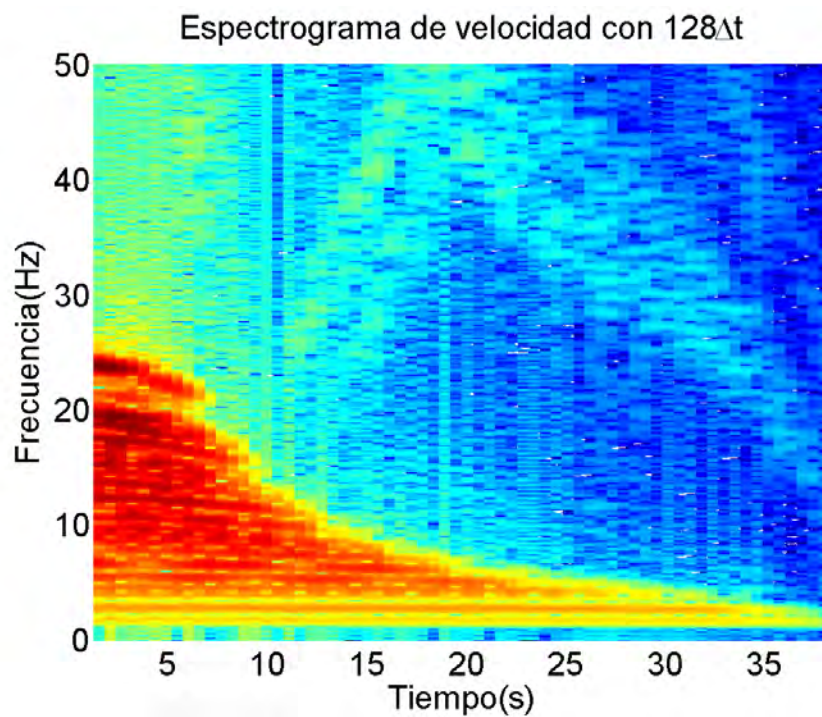
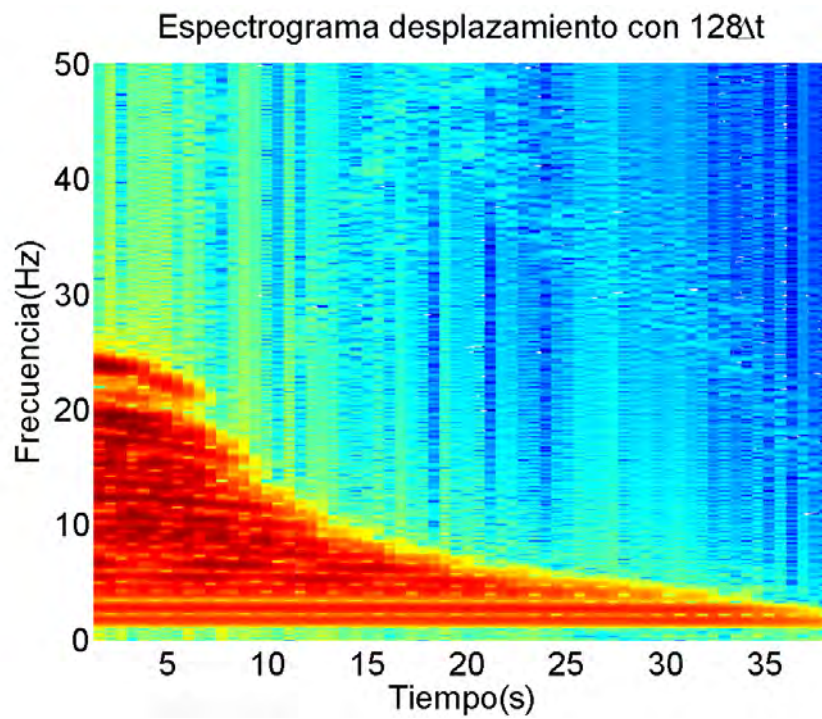
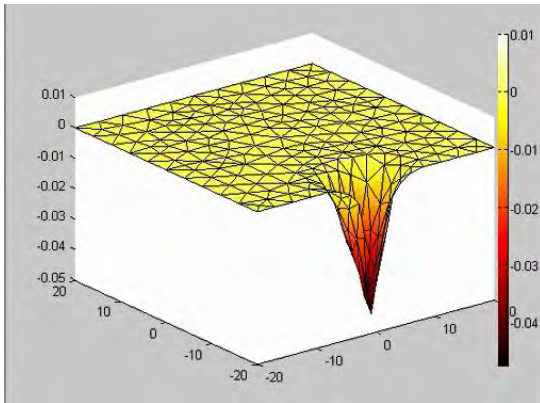
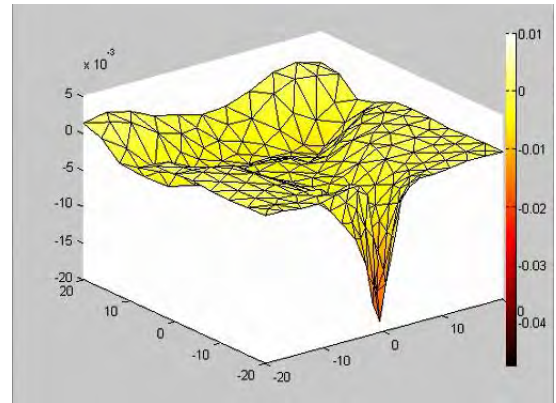


Figura 30. Espectrograma en desplazamiento y velocidad para impulso Wavelet de duración 1.28 segundos y amplitud negativa 5 cm.

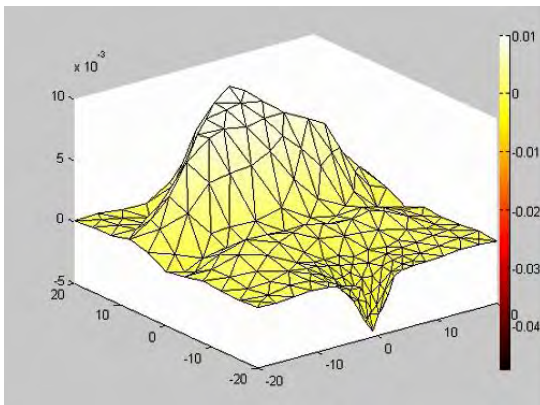
Y para la simulación con wavelet de 0.64 segundos de duración y 5 cm de amplitud presentamos capturas de pantalla para la animación:



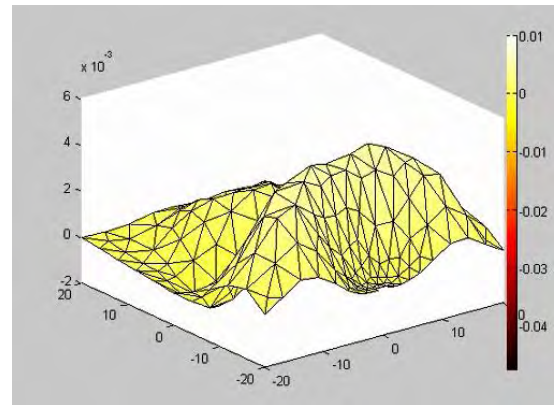
0.5 segundos



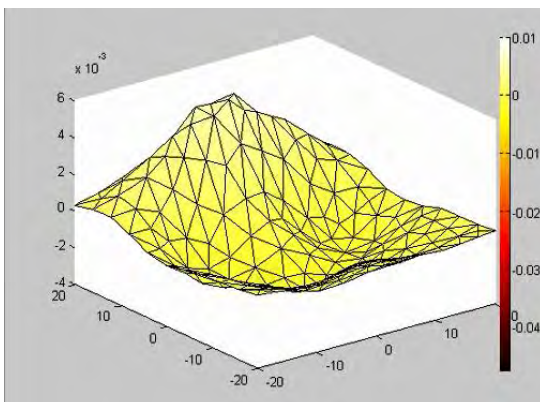
1 segundo



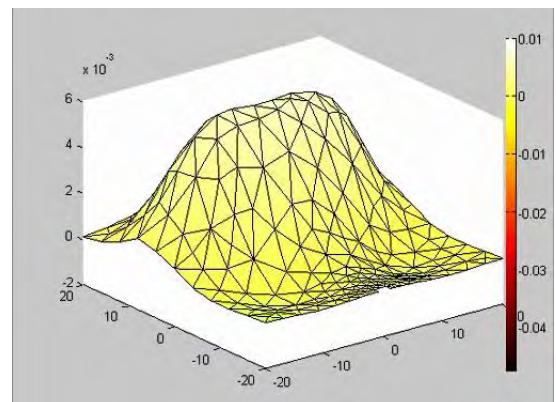
1.5 segundos



2 segundos



2.5 segundos



3 segundos

6.2. Análisis y comparación con eventos reales

Con la colaboración del Coordinador del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto el Ing. Diego Gómez y la asesoría técnica del Ing. Roberto Torres, se realizó una búsqueda de eventos tipo LP en la base de datos de registros sísmicos de las estaciones del volcán Galeras Anganoy y Cufiño, de los años 2014 y 2015.

Las estaciones sismométricas de Anganoy y Cufiño del volcán Galeras que están muy cercanas al cráter volcánico esto es importante debido a que en este proyecto no se tomaron en cuenta efectos de campo lejano y por tanto se deben hacer comparaciones para sismogramas tomados con estaciones cercanas al epicentro de los eventos sísmicos. Se tomaron registros entre el 9 de noviembre de 2014 y el 12 de noviembre de 2015, donde podemos hacer una similitud con nuestros sismogramas sintéticos.

A continuación expondremos los sismogramas, espectros y espectrogramas reales que se encuentran en los registros del OVSP, es importante aclarar que aparte de estos eventos en dicho intervalo de tiempo, también se presentaron otros tipos de sismos que no tienen las características que buscamos debido a que seguramente tienen diferentes características en la fuente generadora de estos sismos.

Algunos eventos ocurrieron cuando la estación de Anganoy no estaba recibiendo correctamente la señal, pero no se descartaron porque en la estación Cufiño se alcanzan a apreciar muy bien las características que estamos buscando en el evento sísmico.

En las gráficas la hora que aparece es la hora UT u hora mundial, que se lee como la hora local más cinco horas.

Para el 9 de noviembre de 2014 a las 07:36 de las noches tenemos:

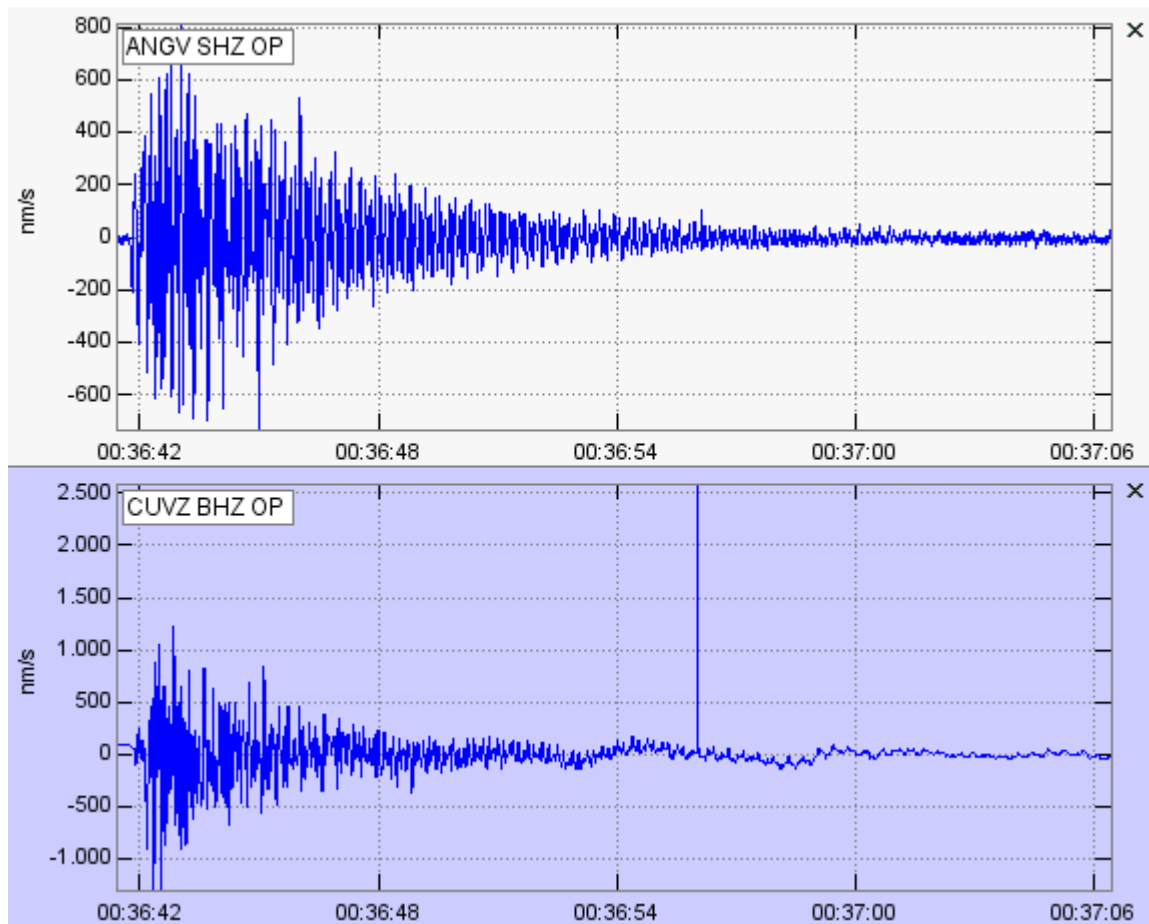


Figura 31. Cortesía de SGC - OVSP evento de baja frecuencia 2014-11-10 07:36 pm hora local.

Una clara similitud en la forma de onda de la señal del sismograma.

De igual manera podemos evidenciar en el espectro de este evento

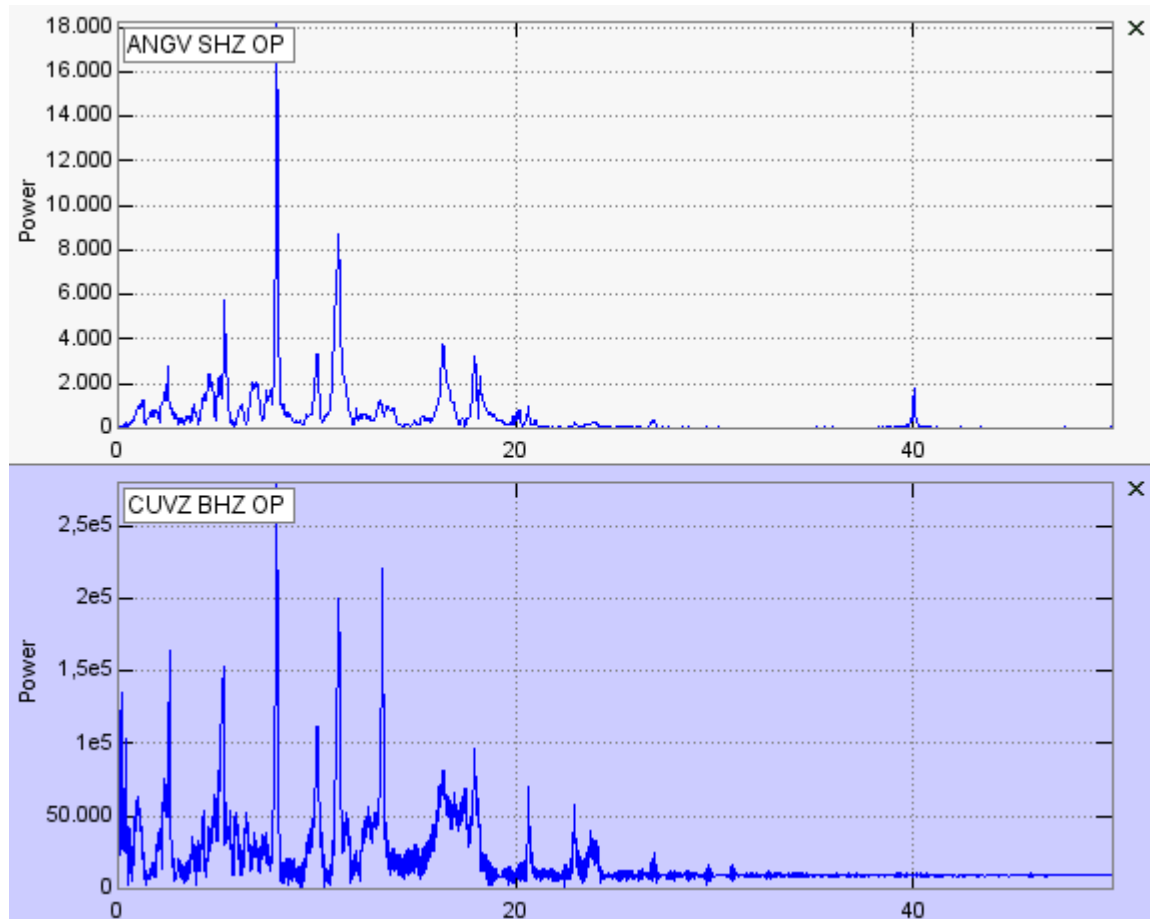


Figura 32. Cortesía de SGC - OVSP espectro evento de baja frecuencia 2014-11-10 07:36 pm.

Que sus frecuencias se encuentran en el rango de 0 a 25 Hz aproximadamente tal como nuestros resultados computacionales.

Se puede apreciar en la estación de Anganoy un pico espectral pequeño en 40 Hz que no se aprecia en Cufiño, esto puede deberse a un agente externo a la fuente o ruido normal de la estación.

En el espectrograma de este evento

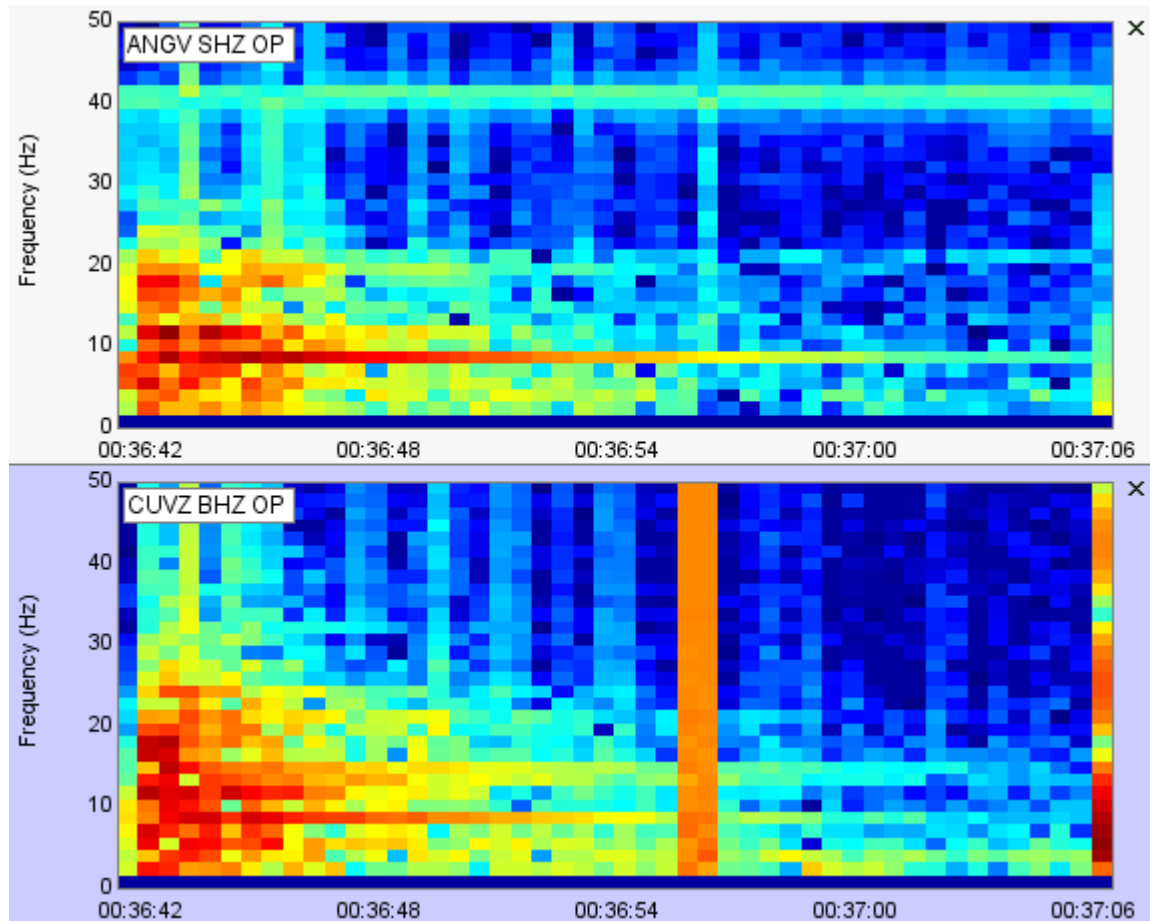


Figura 33. Cortesía de SGC - OVSP espectrograma evento de baja frecuencia 2014-11-10 07:36 pm.

Se puede apreciar cierta similitud con nuestros espectrogramas, aunque existen unas franjas extrañas en cufiño, debido al procesamiento matemático de overlapping en la transformada de Fourier corta en el tiempo.

El siguiente evento se presentó el 4 de diciembre de 2014

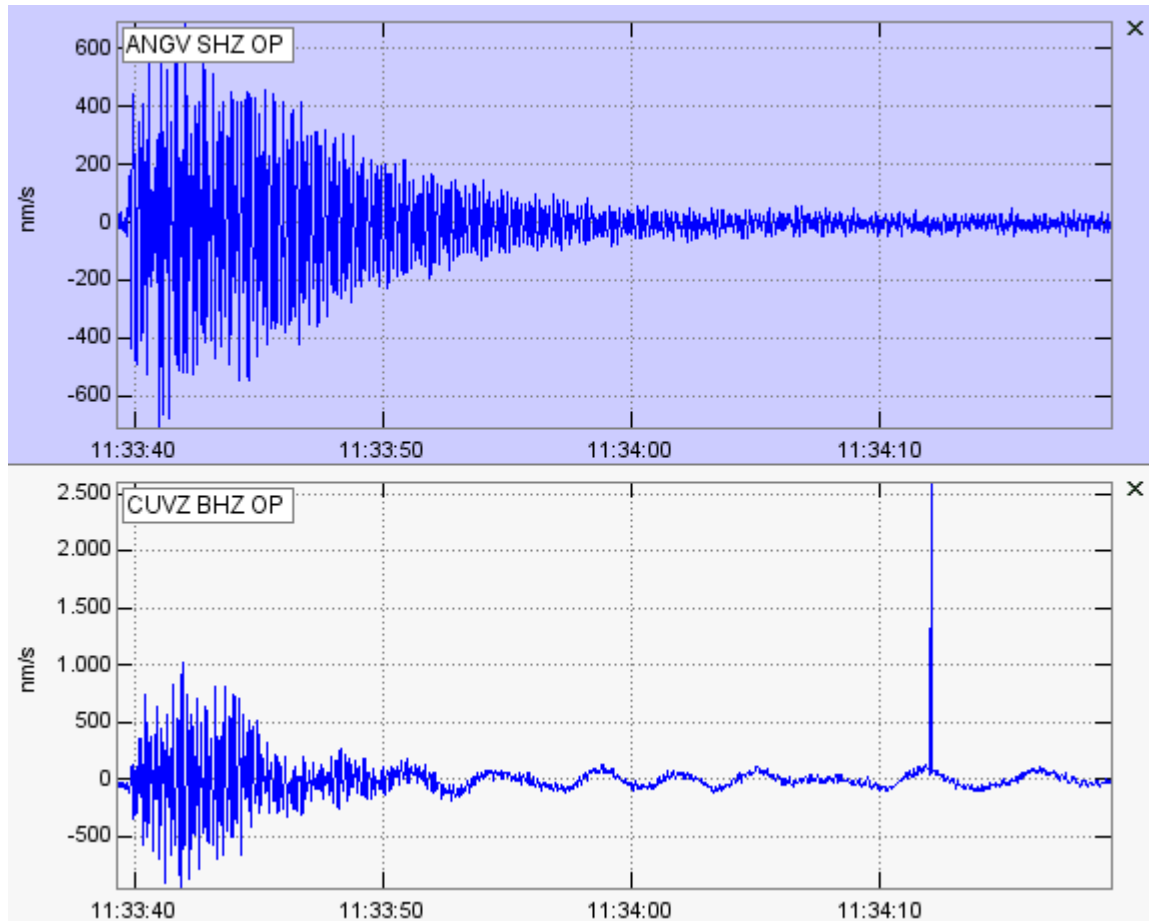


Figura 34. Cortesía de SGC - OVSP evento de baja frecuencia 2014-12-04 06:33 am hora local.

Una clara similitud en la forma de onda de la señal del sismograma con los sismogramas sintéticos que tenemos.

De igual manera podemos evidenciar en el espectro de este evento

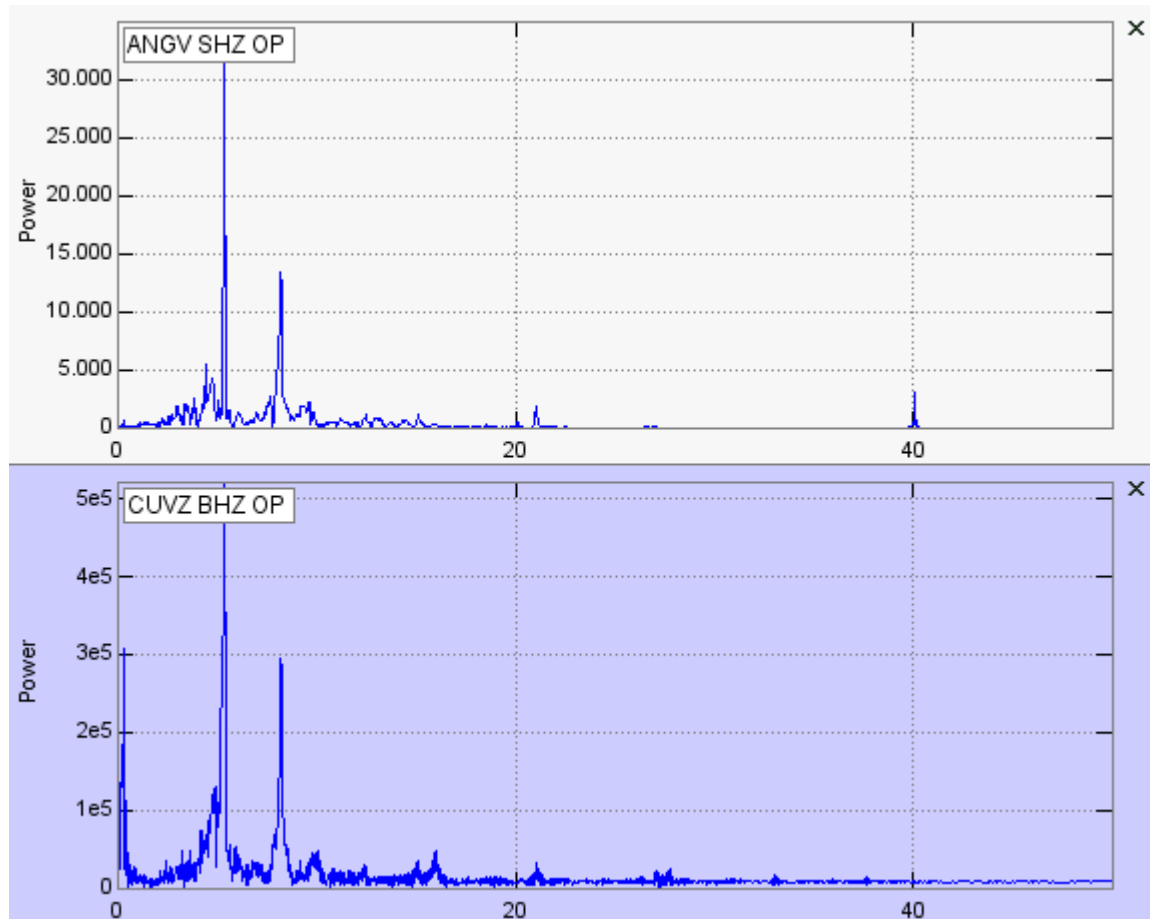


Figura 35. Cortesía de SGC - OVSP espectro evento de baja frecuencia 2014-12-04 06:33 am hora local.

Que sus frecuencias se encuentran en el rango de 0 a 25 Hz aproximadamente tal como nuestros resultados computacionales.

Se puede apreciar en la estación de Anganoy un pico espectral pequeño en 40 Hz que no se aprecia en Cufiño, esto puede deberse a un agente externo a la fuente o ruido normal de la estación.

Y en el espectrograma de este evento

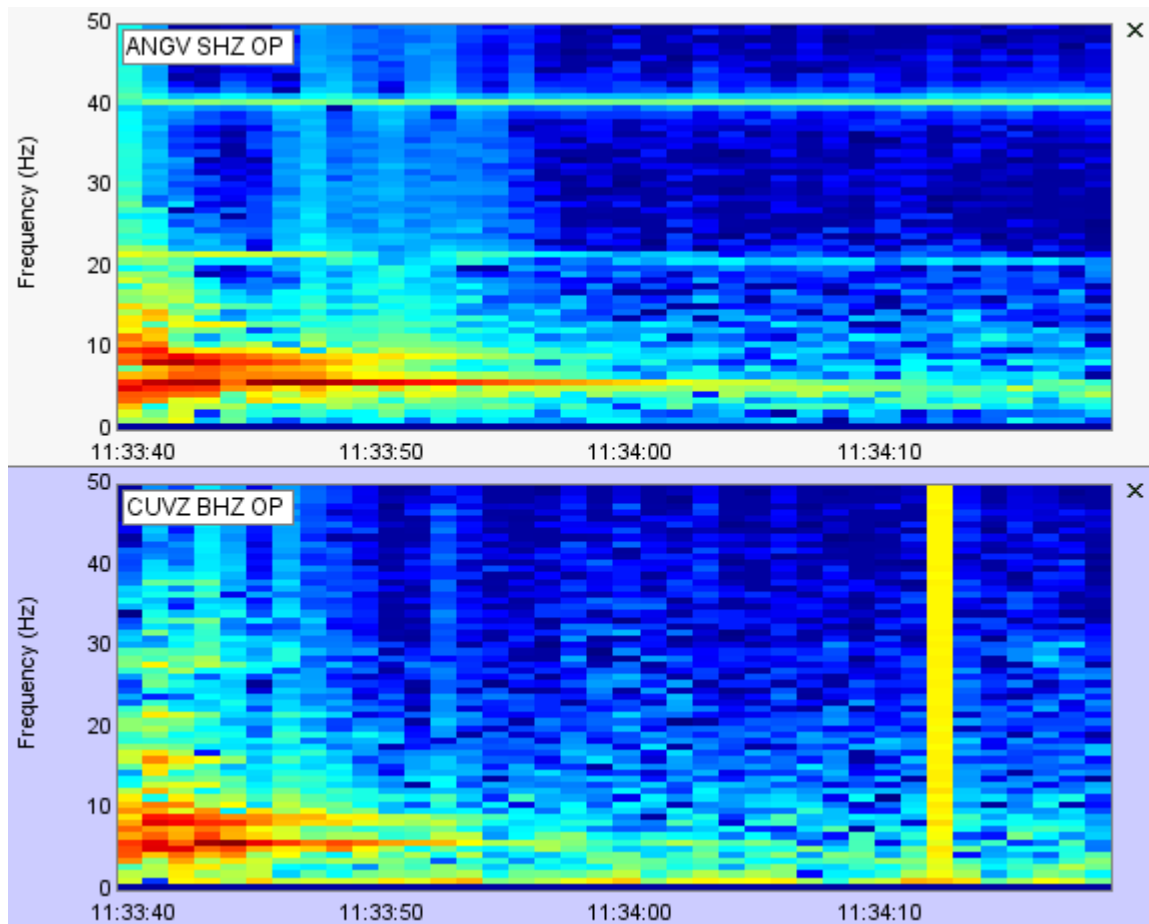


Figura 36. Cortesía de SGC - OVSP espectrograma evento de baja frecuencia 2014-12-04 06:33 am hora local.

Se puede apreciar cierta similitud con nuestros espectrogramas, aunque existen unas franjas extrañas en cuñño, debido al procesamiento matemático de overlapping en la transformada de Fourier corta en el tiempo.

Para el 20 de diciembre de 2014 tenemos

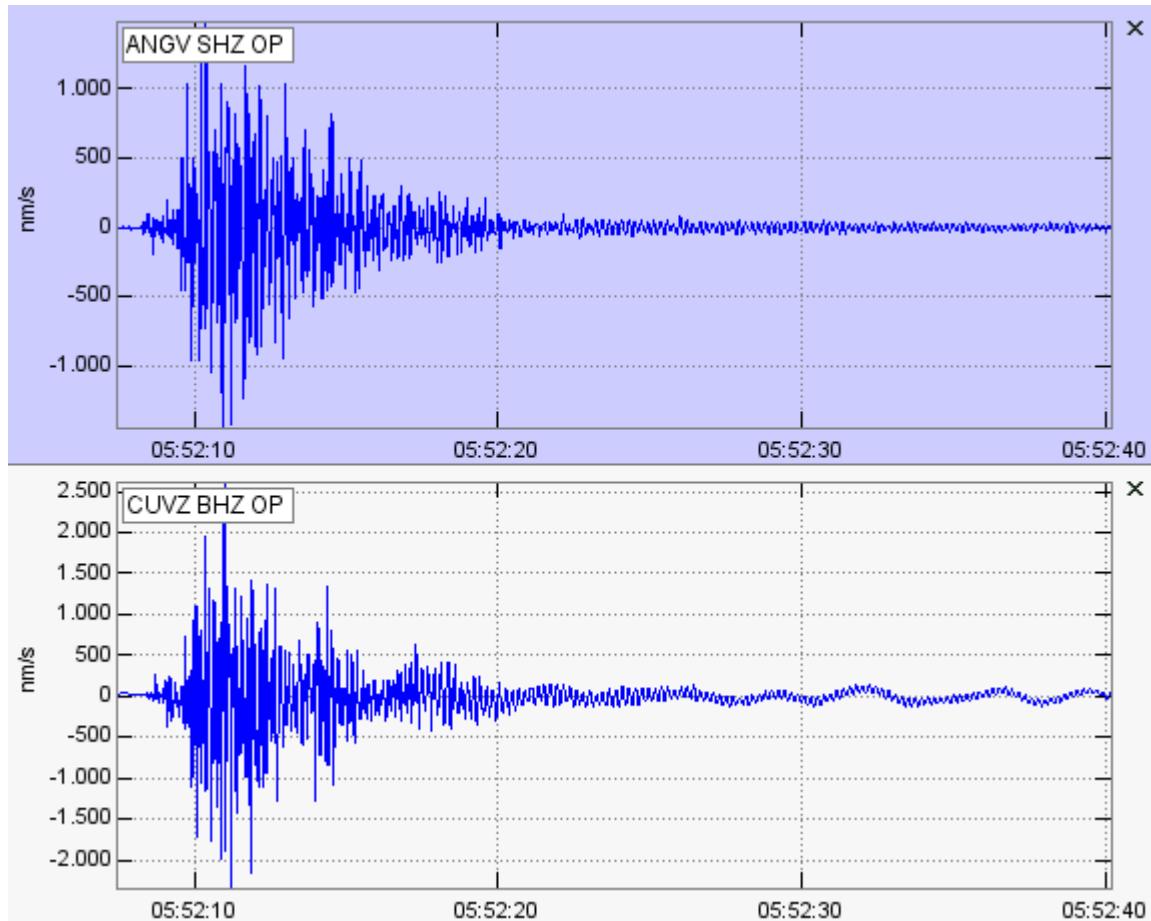


Figura 37. Cortesía de SGC - OVSP evento de baja frecuencia 2014-12-20 00:52 am hora local.

Una clara similitud en la forma de onda de la señal del sismograma con los sismogramas sintéticos que tenemos.

De igual manera podemos evidenciar en el espectro de este evento

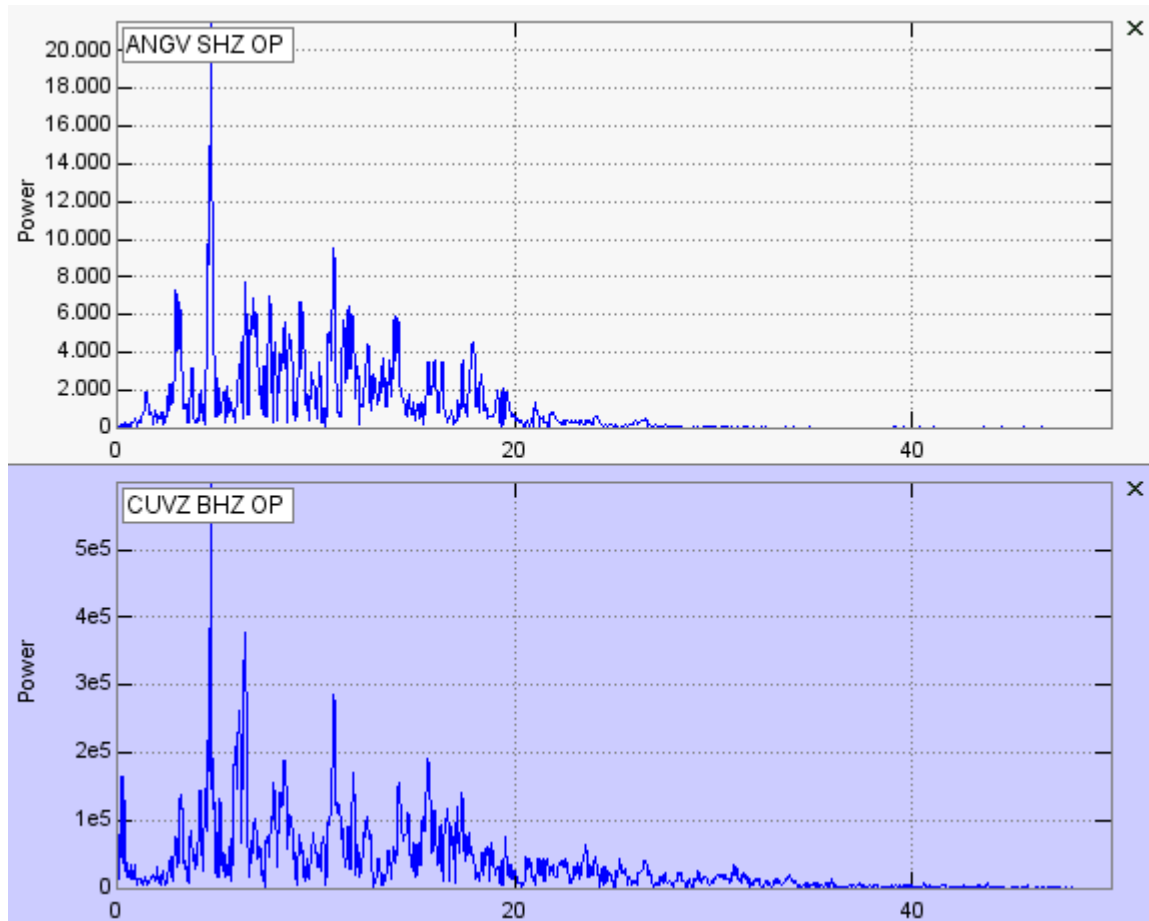


Figura 38. Cortesía de SGC - OVSP espectro evento de baja frecuencia 2014-12-20 00:52 am hora local.

Que sus frecuencias se encuentran en el rango de 0 a 25 Hz aproximadamente tal como nuestros resultados computacionales.

Y en el espectrograma de este evento

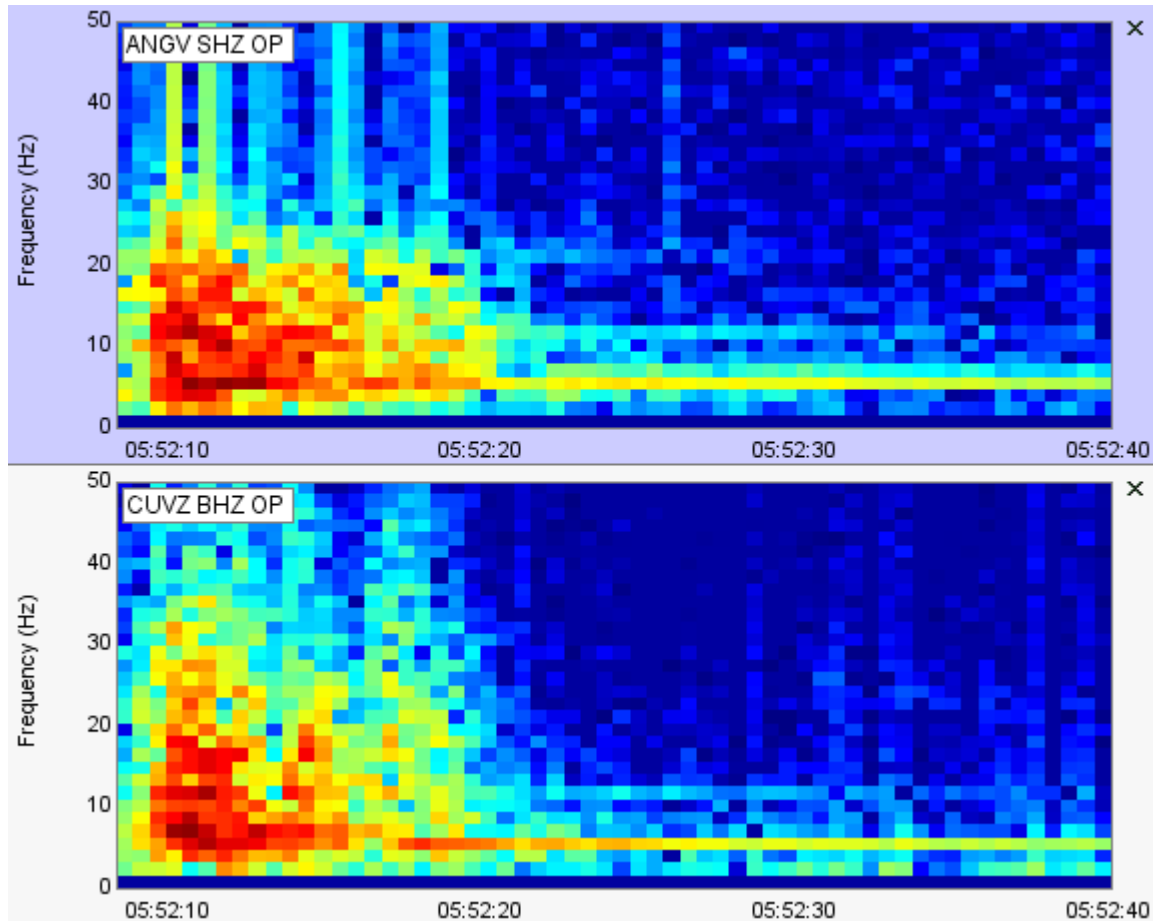


Figura 39. Cortesía de SGC - OVSP espectrograma evento de baja frecuencia 2014-12-20 00:52 am hora local.

Se puede apreciar cierta similitud con nuestros espectrogramas sintéticos computacionales.

Para el 21 de diciembre de 2014 tenemos

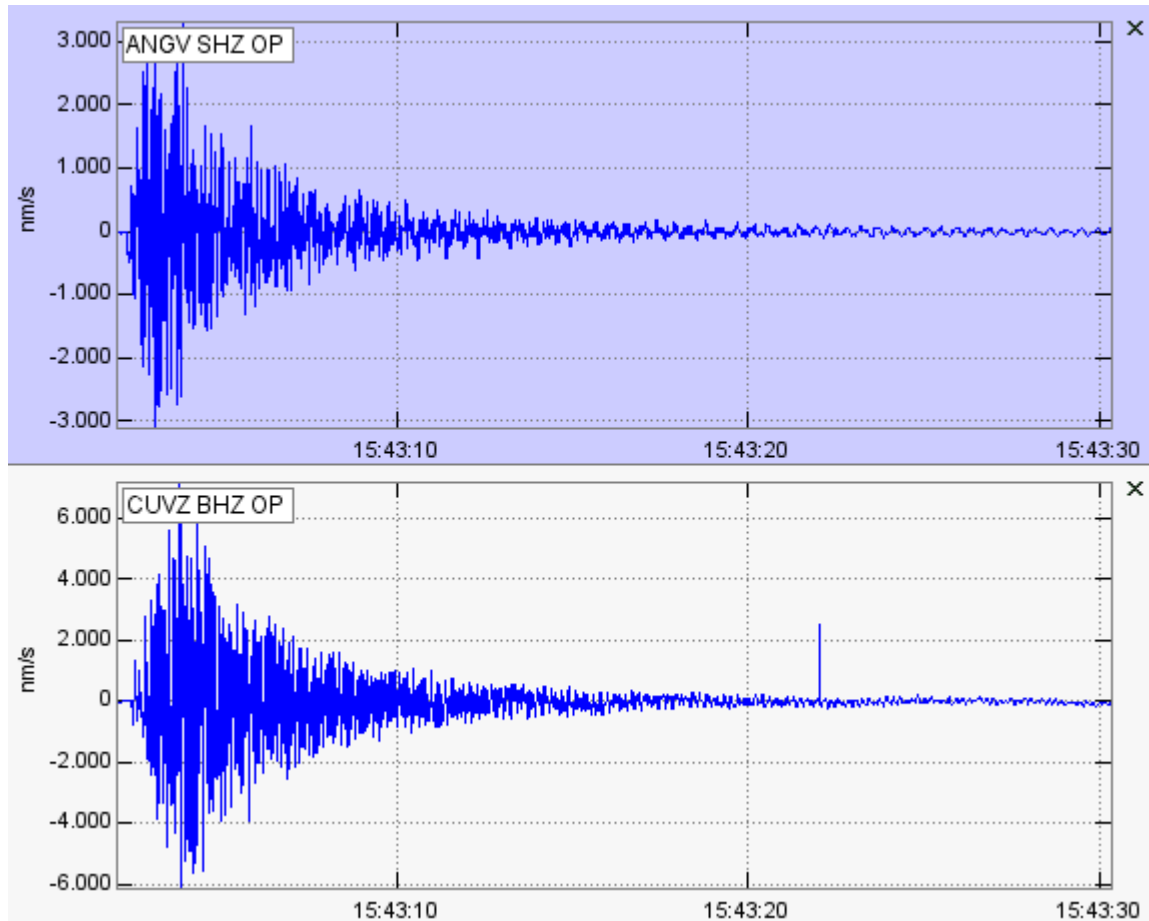


Figura 40. Cortesía de SGC - OVSP evento de baja frecuencia 2014-12-21 10:43 am hora local.

Una clara similitud en la forma de onda de la señal del sismograma con los sismogramas sintéticos que tenemos.

De igual manera en el espectro de este evento podemos apreciar

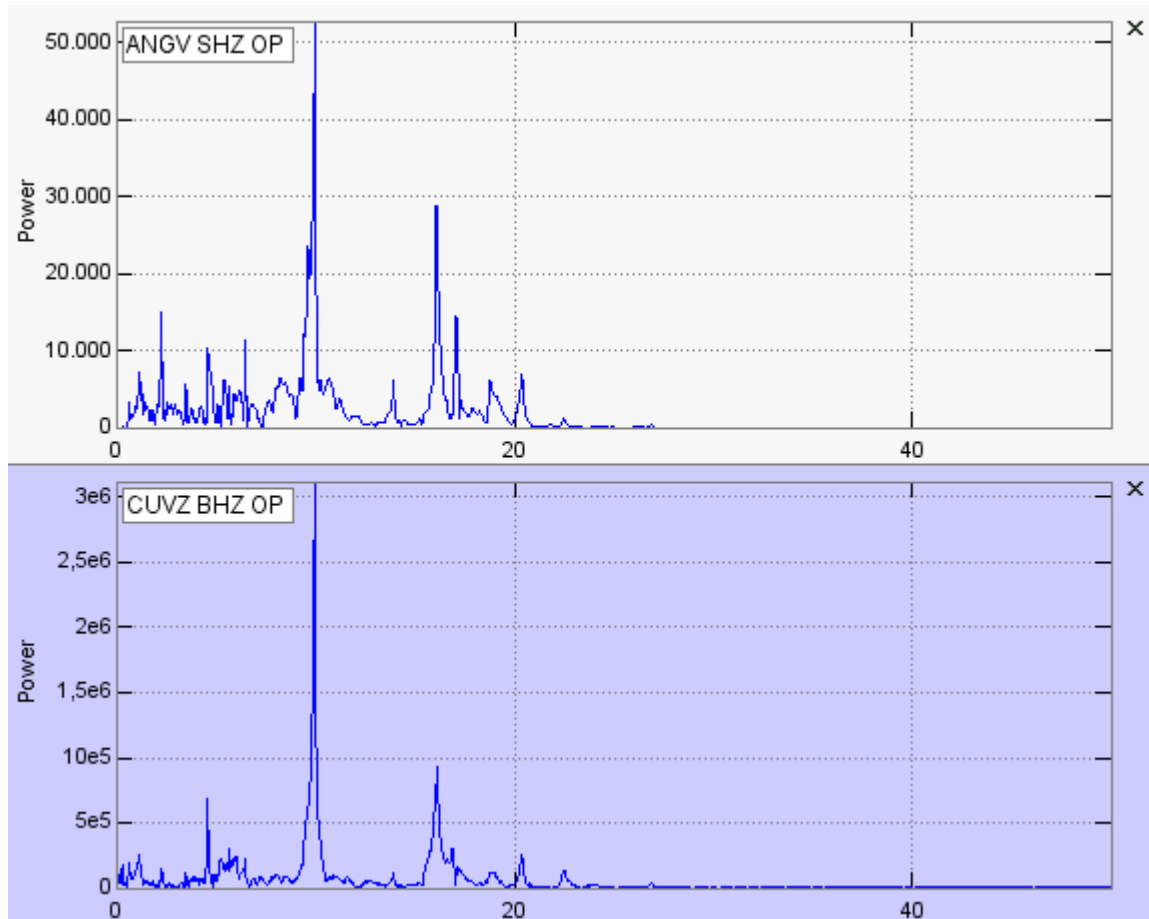


Figura 41. Cortesía de SGC - OVSP espectro evento de baja frecuencia 2014-12-21 10:43 am hora local.

Que sus frecuencias se encuentran en el rango de 0 a 25 Hz aproximadamente tal como nuestros resultados computacionales.

Y en el espectrograma

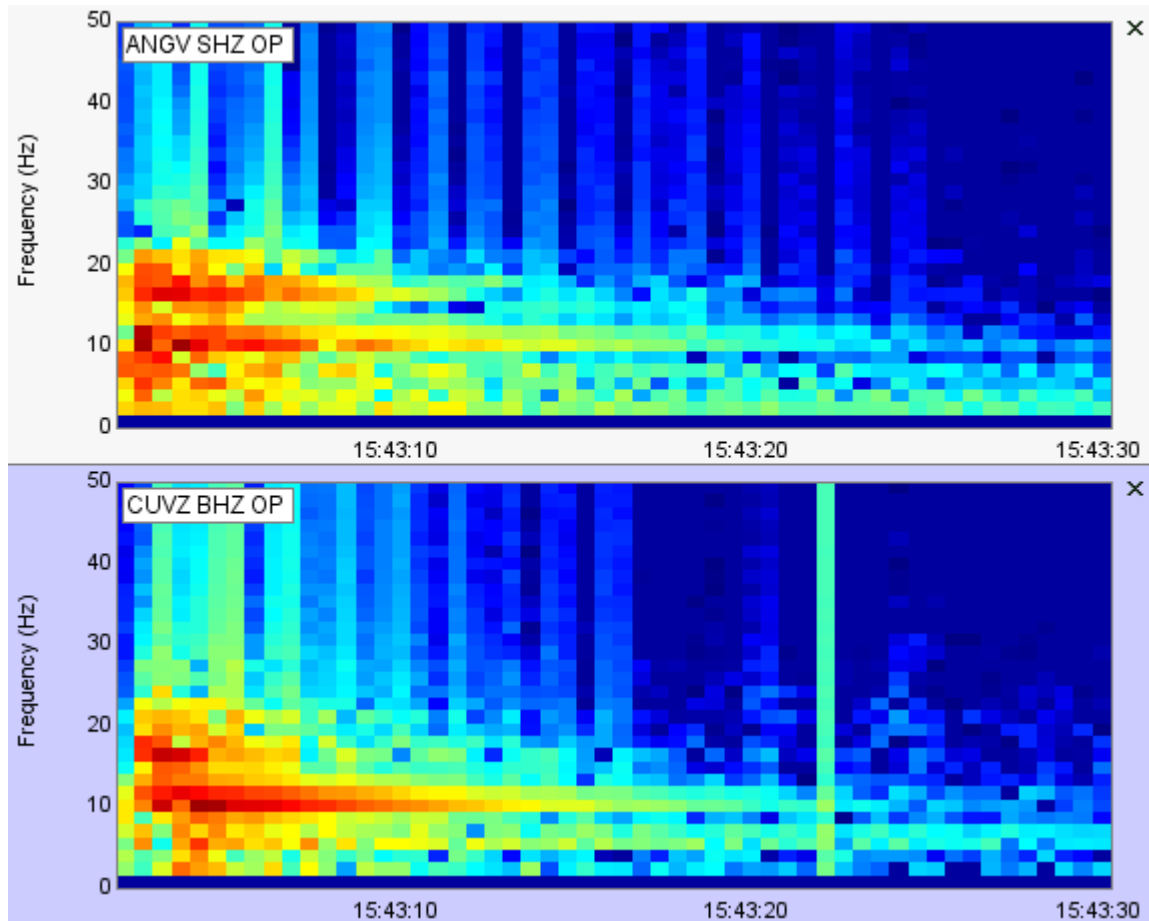


Figura 42. Cortesía de SGC - OVSP espectrograma evento de baja frecuencia 2014-12-21 10:43 am hora local.

Se puede apreciar cierta similitud con nuestros espectrogramas, aunque existen unas franjas extrañas en cufiño, debido al procesamiento matemático de overlapping en la transformada de Fourier corta en el tiempo.

Para el 29 de diciembre de 2014 tenemos el siguiente evento

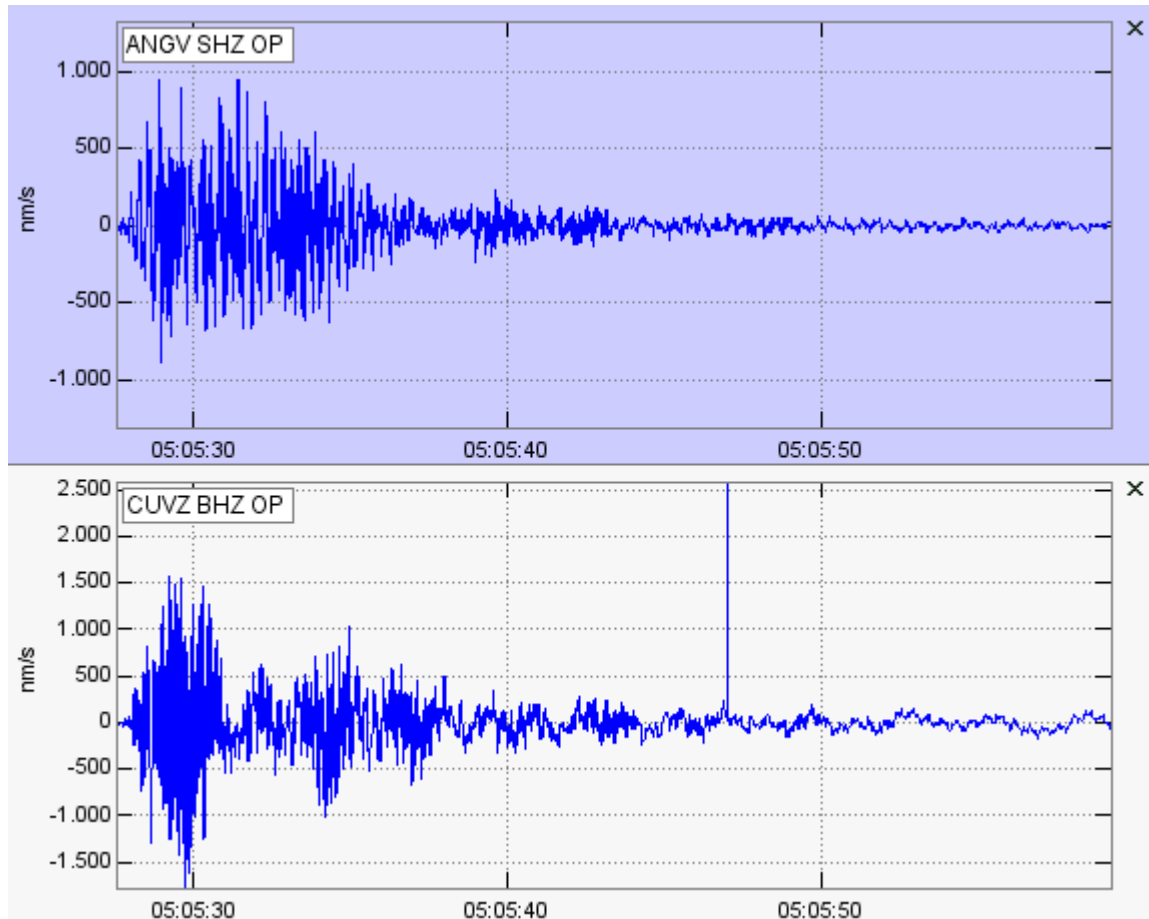


Figura 43. Cortesía de SGC - OVSP evento de baja frecuencia 2014-12-29 00:05 am hora local.

Una clara similitud en la forma de onda de la señal del sismograma con los sismogramas sintéticos que tenemos.

De igual manera en el espectro de este evento podemos evidenciar

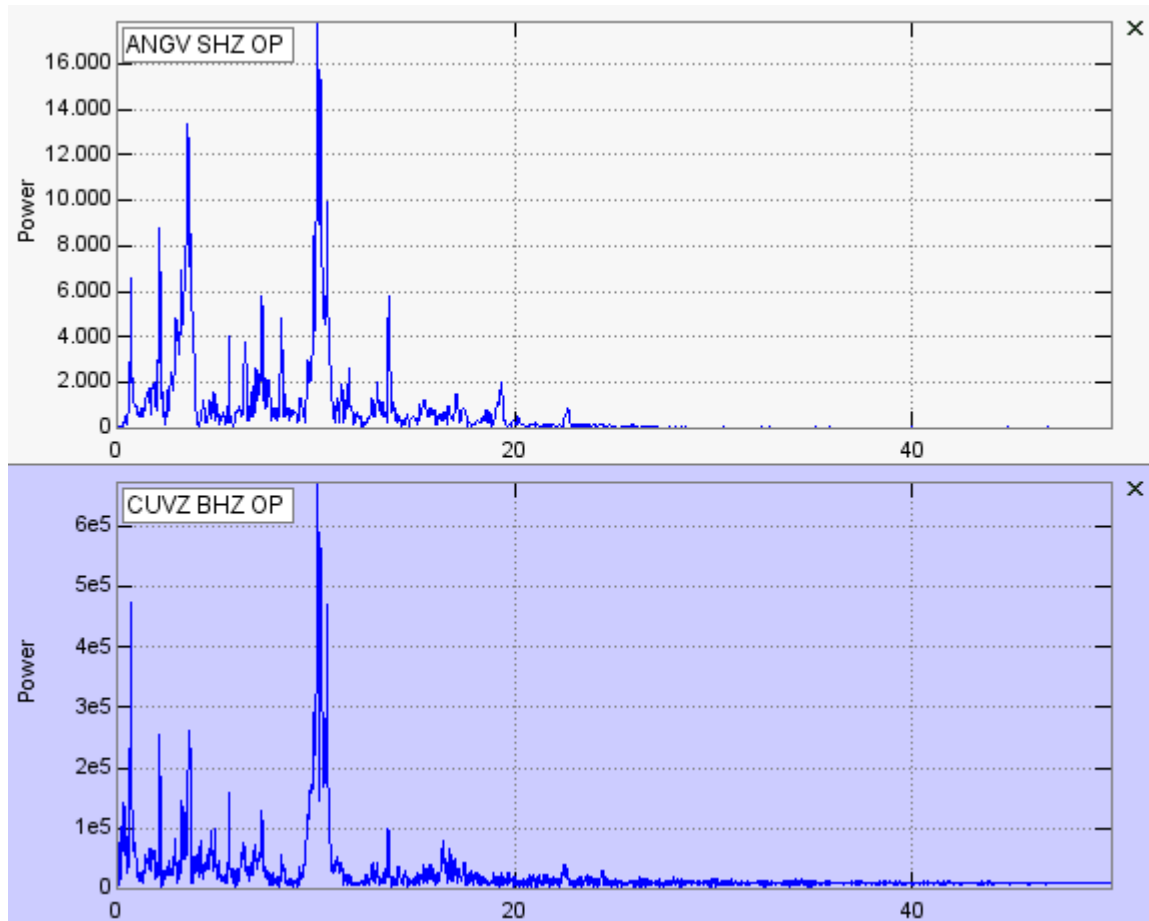


Figura 44. Cortesía de SGC - OVSP espectro evento de baja frecuencia 2014-12-29 00:05 am hora local.

Que sus frecuencias se encuentran en el rango de 0 a 25 Hz aproximadamente tal como nuestros resultados computacionales.

Y en el espectrograma

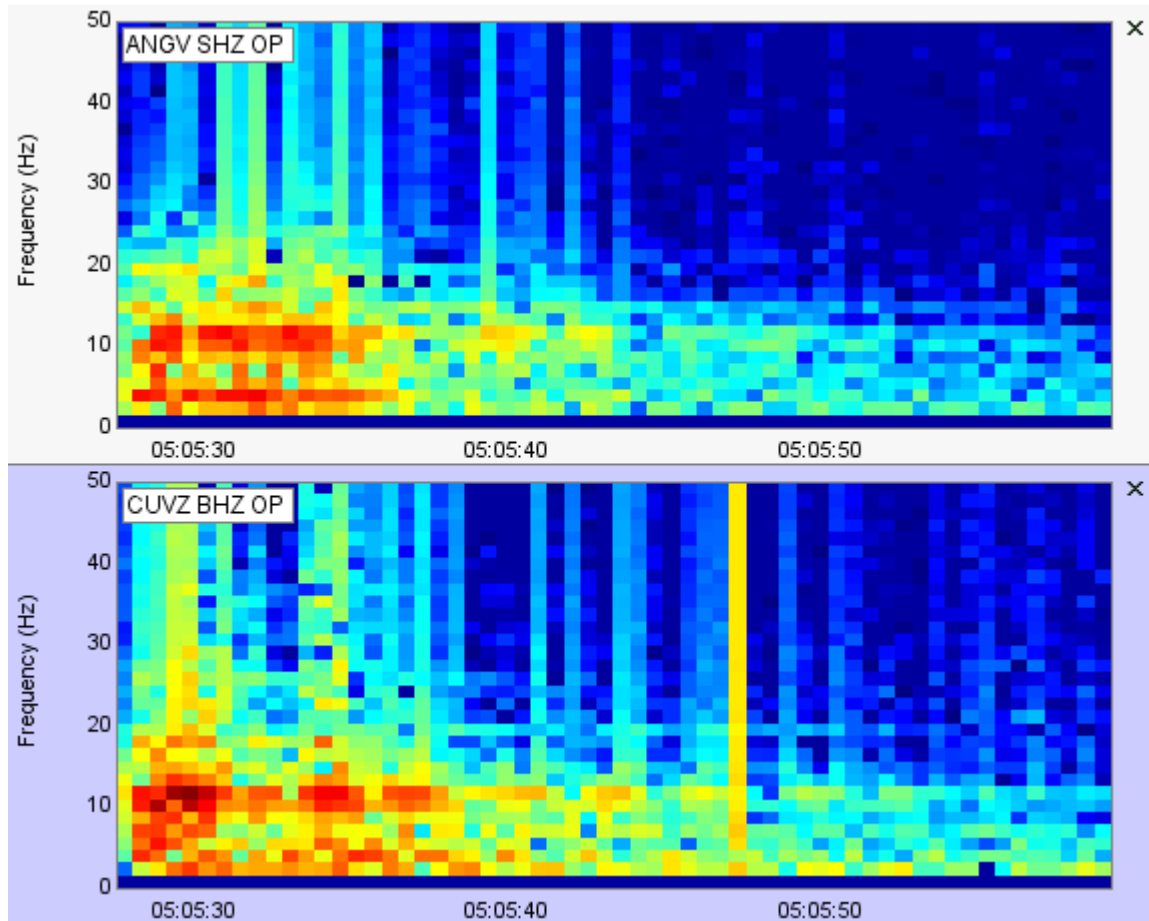


Figura 45. Cortesía de SGC - OVSP espectrograma evento de baja frecuencia 2014-12-29 00:05 am hora local.

Se puede apreciar cierta similitud con nuestros espectrogramas, aunque existen unas franjas extrañas en cufiño, debido al procesamiento matemático de overlapping en la transformada de Fourier corta en el tiempo.

Para el 8 de enero de 2015 tenemos el siguiente evento

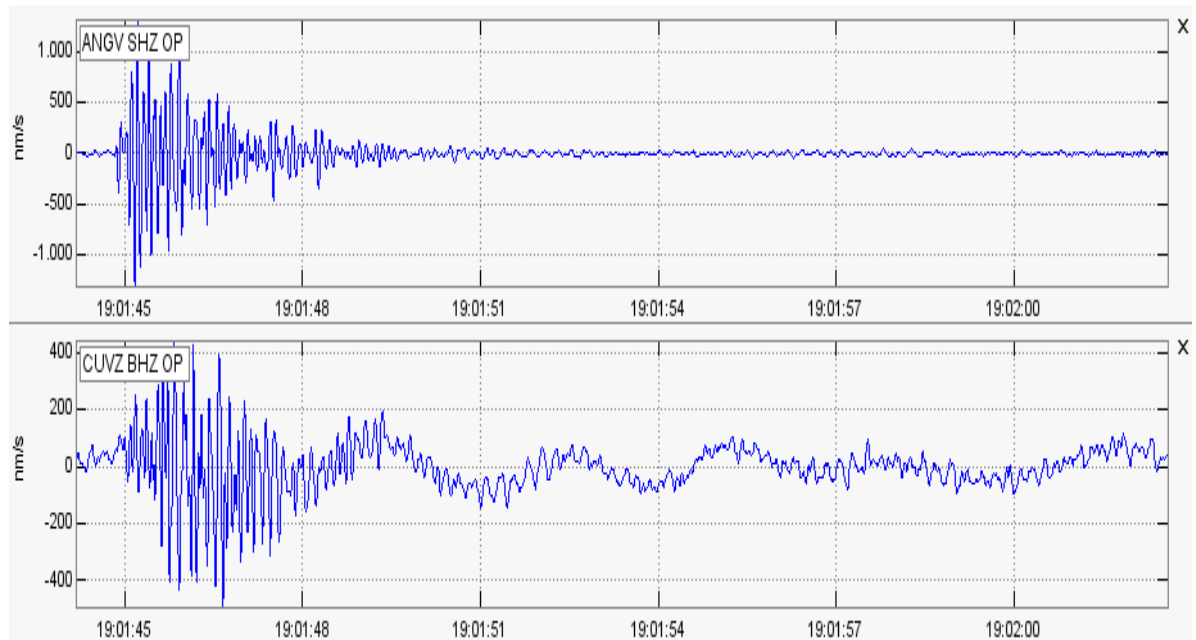


Figura 46. Cortesía de SGC - OVSP evento de baja frecuencia 2015-01-08 02:02 pm hora local.

Se aprecia una clara similitud en la forma de onda de la señal del sismograma con los sismogramas sintéticos que tenemos.

De igual manera en el espectro podemos evidenciar

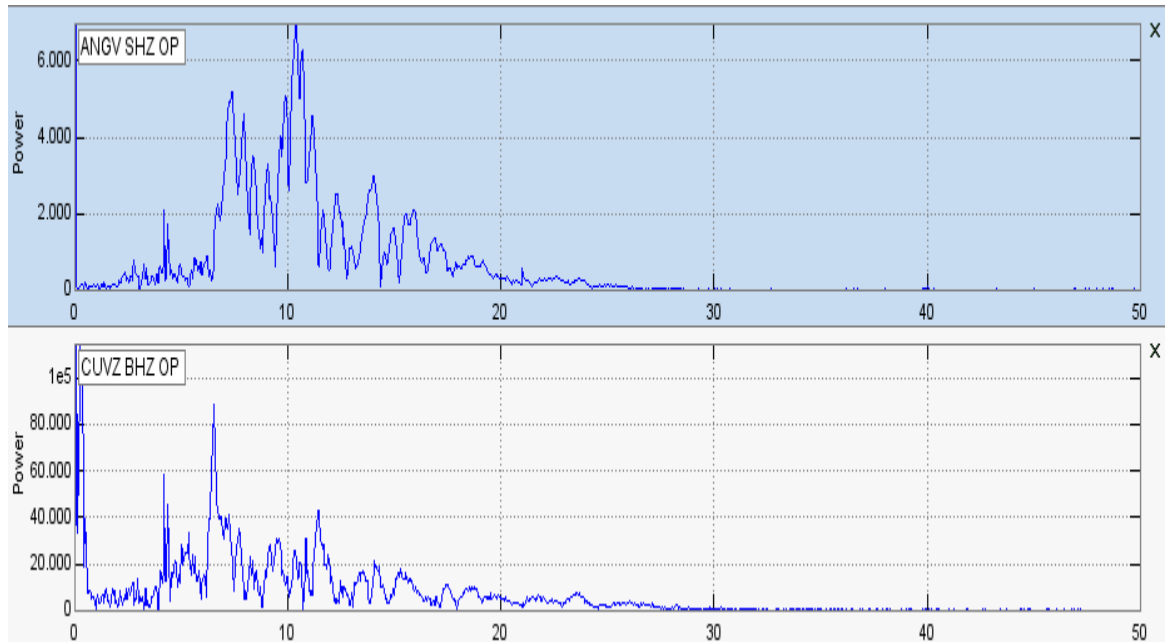


Figura 47. Cortesía de SGC - OVSP espectro evento de baja frecuencia 2015-01-08 02:02 pm hora local.

Que sus frecuencias se encuentran en el rango de 0 a 25 Hz aproximadamente tal como nuestros resultados computacionales.

Y en el espectrograma

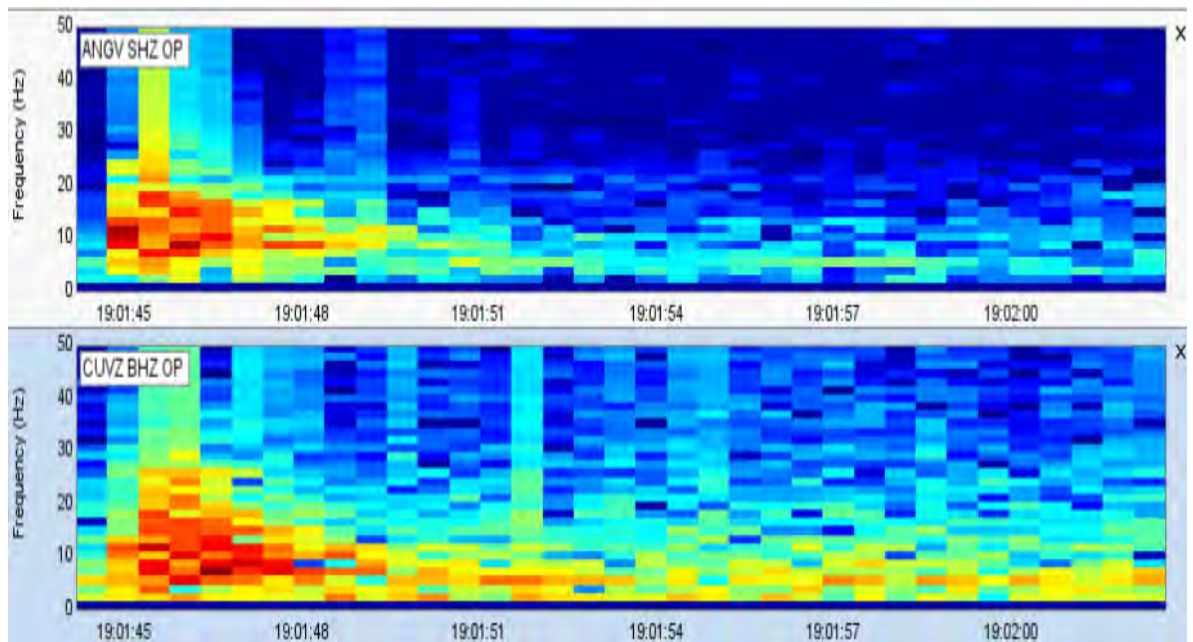


Figura 48. Cortesía de SGC - OVSP espectrograma evento de baja frecuencia 2015-01-08 02:02 pm hora local.

Se puede apreciar cierta similitud con nuestros espectrogramas sintéticos.

Para el 13 de enero de 2015 tenemos

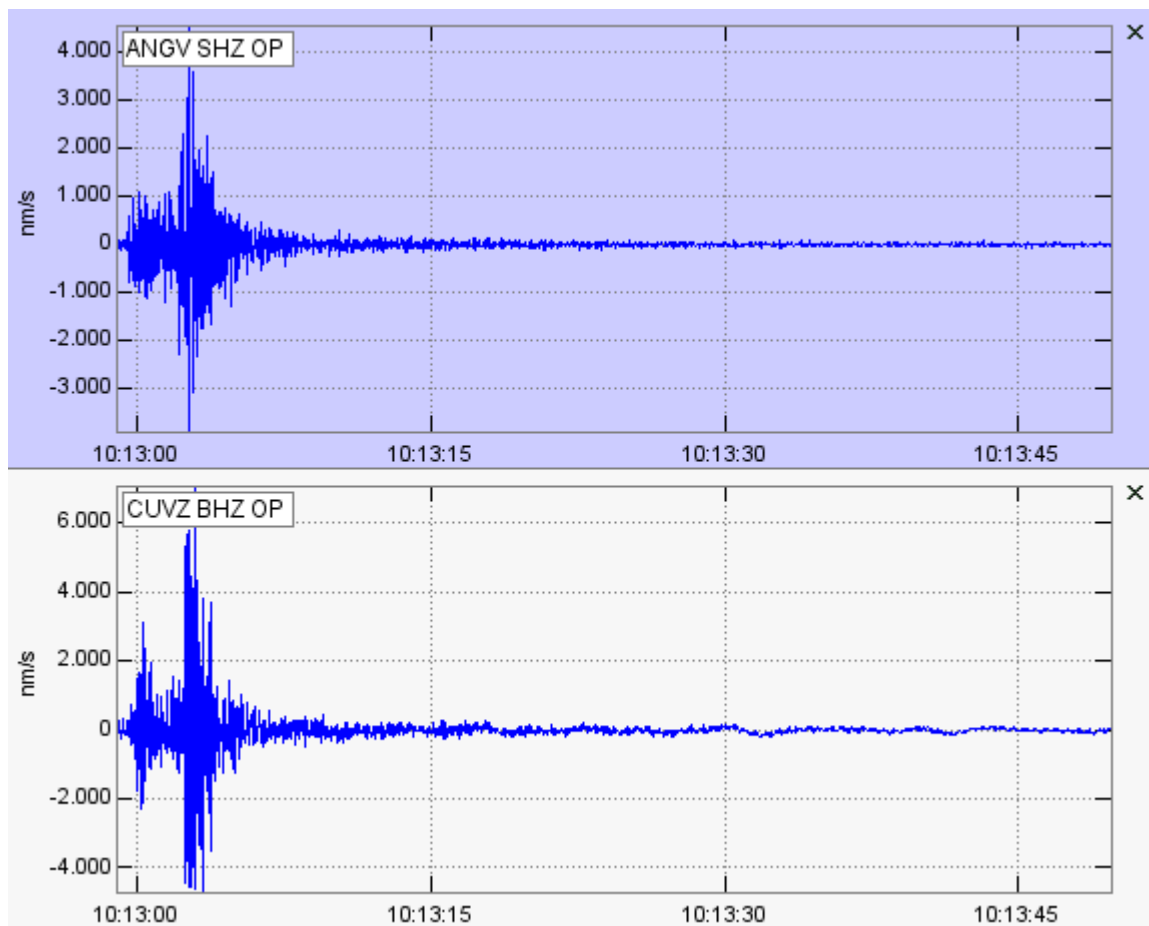


Figura 49. Cortesía de SGC - OVSP evento de baja frecuencia 2015-01-13 05:13 am hora local.

Una clara similitud en la forma de onda de la señal del sismograma con los sismogramas sintéticos que tenemos.

En el espectro de este evento también podemos evidenciar similitud

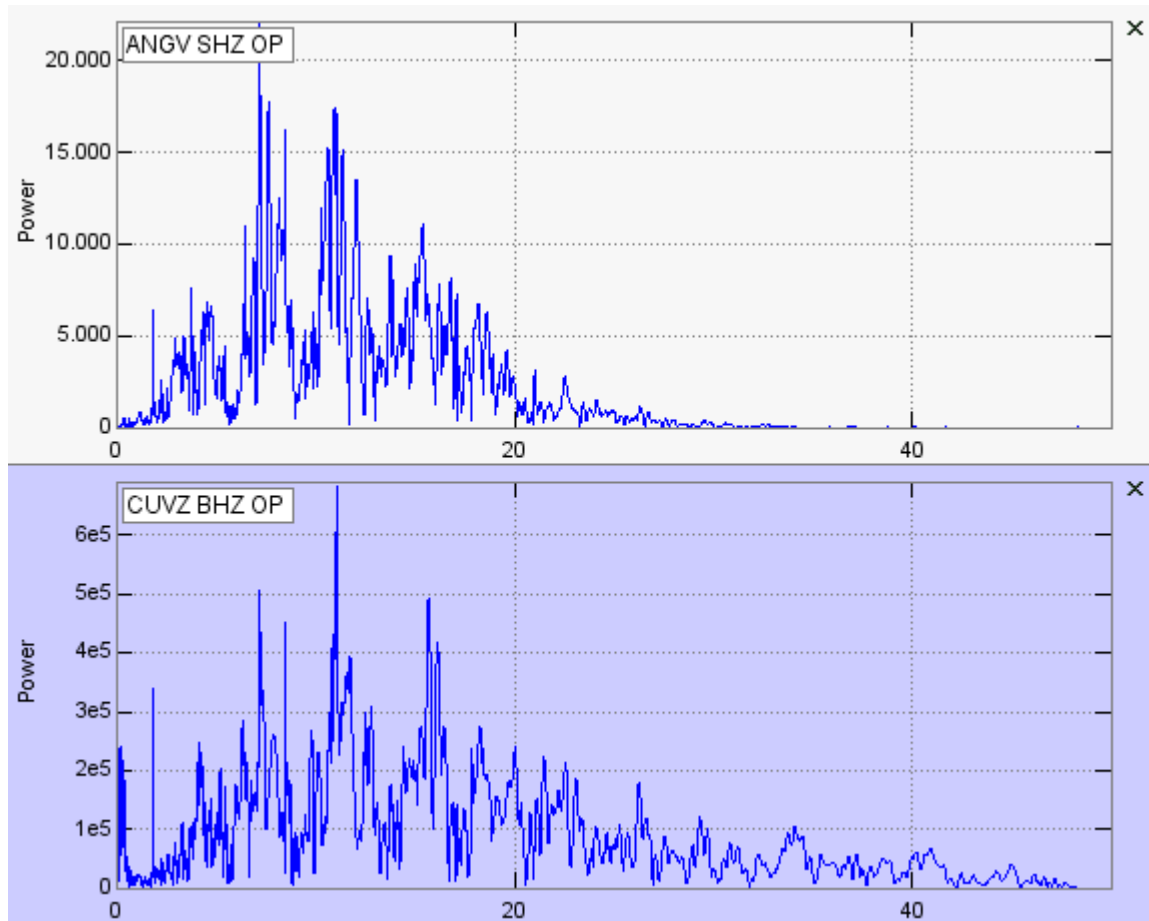


Figura 50. Cortesía de SGC - OVSP espectro evento de baja frecuencia 2015-01-13 05:13 am hora local.

Que sus frecuencias se encuentran en el rango de 0 a 25 Hz aproximadamente tal como nuestros resultados computacionales.

Y en el espectrograma

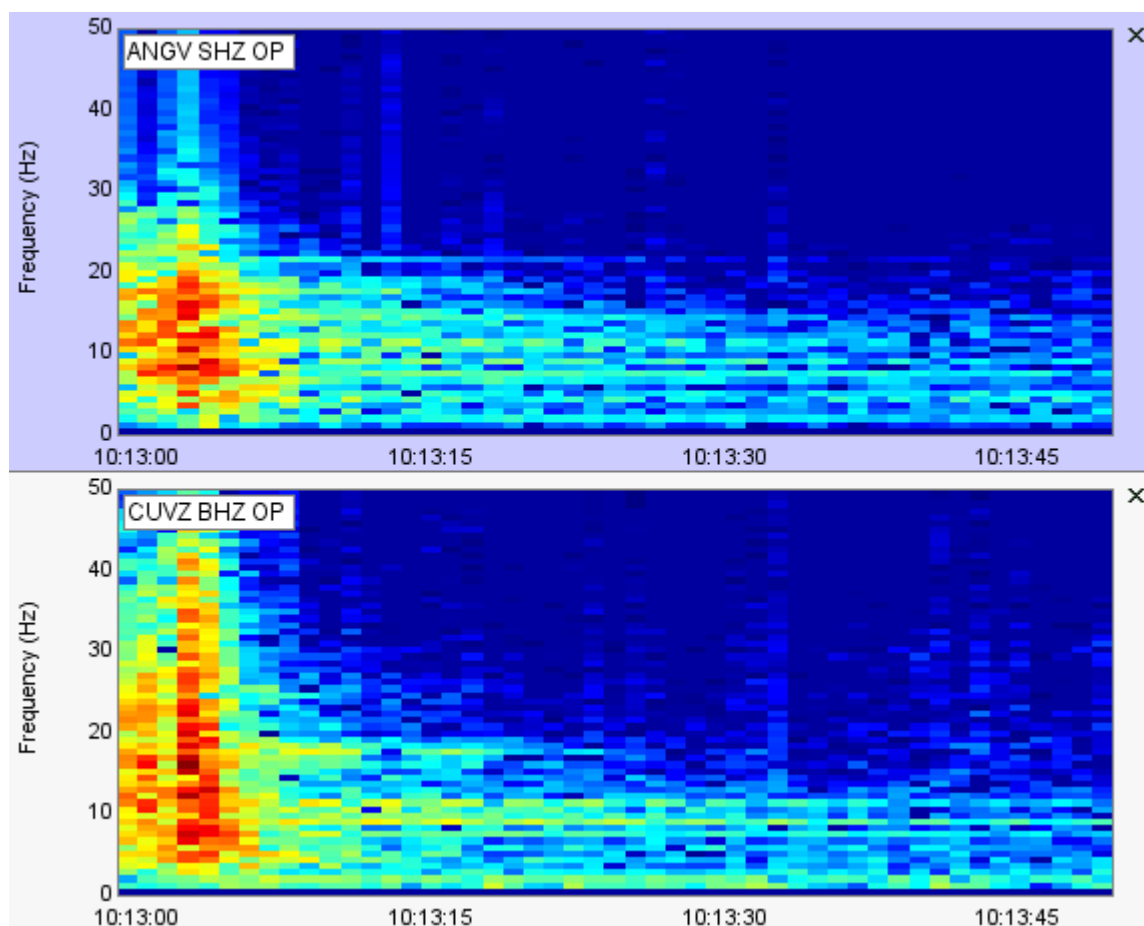


Figura 51. Cortesía de SGC - OVSP espectrograma evento de baja frecuencia 2015-01-13 05:13 am hora local.

Se puede apreciar cierta similitud con nuestros espectrogramas sintéticos.

Para el 26 de enero de 2015 tenemos el siguiente evento

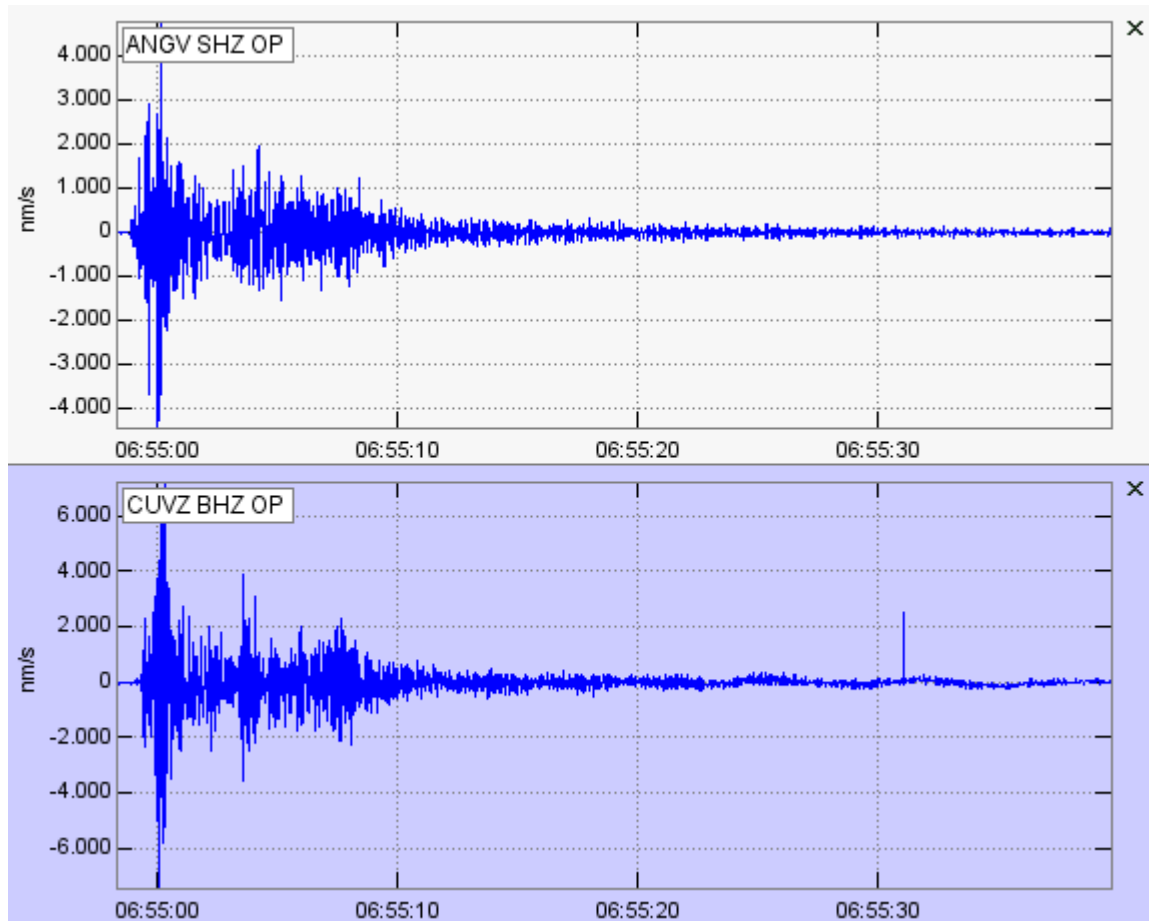


Figura 52. Cortesía de SGC - OVSP evento de baja frecuencia 2015-01-26 01:55 am hora local.

Una clara similitud en la forma de onda de la señal del sismograma con los sismogramas sintéticos que tenemos.

En el espectro de este evento también es posible evidenciar similitud

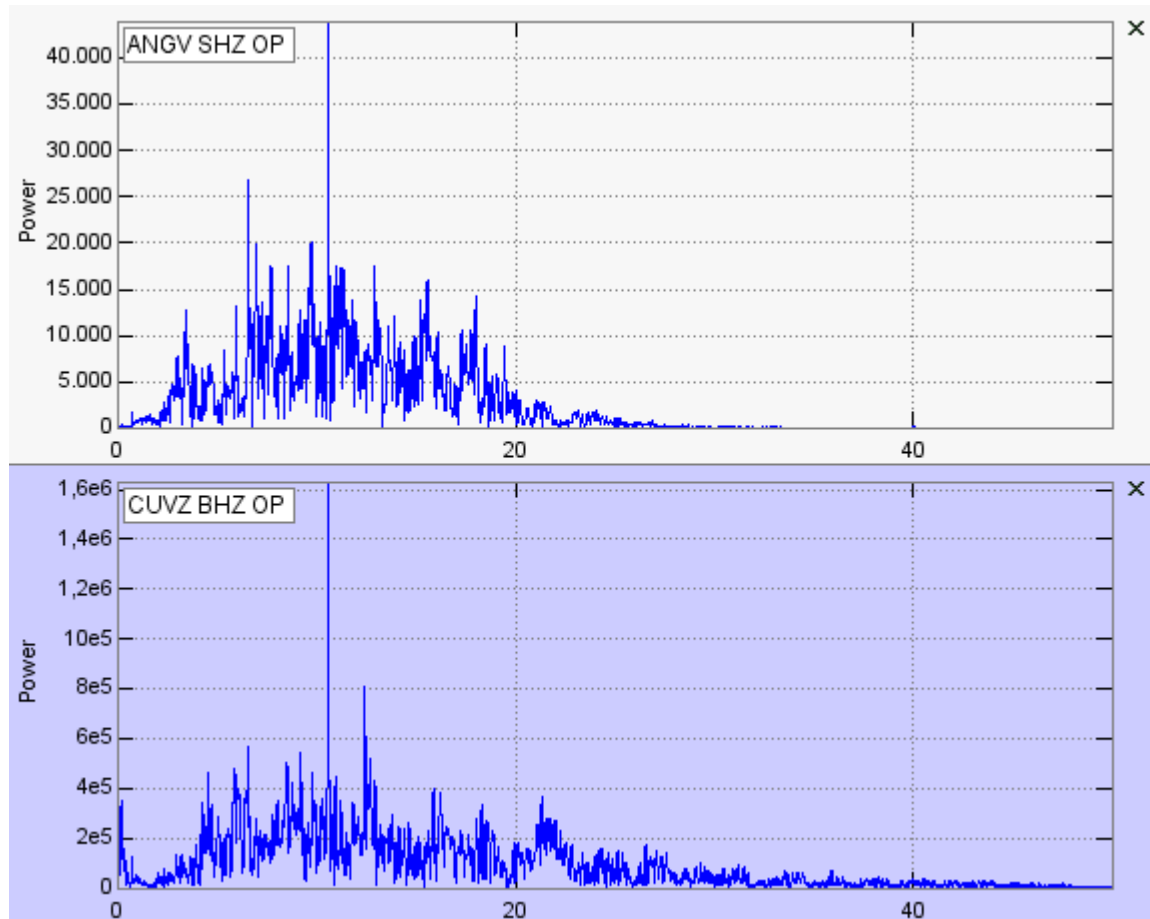


Figura 53. Cortesía de SGC - OVSP espectro evento de baja frecuencia 2015-01-26 01:55 am hora local.

Que sus frecuencias se encuentran en el rango de 0 a 25 Hz aproximadamente tal como nuestros resultados computacionales.

Y en el espectrograma

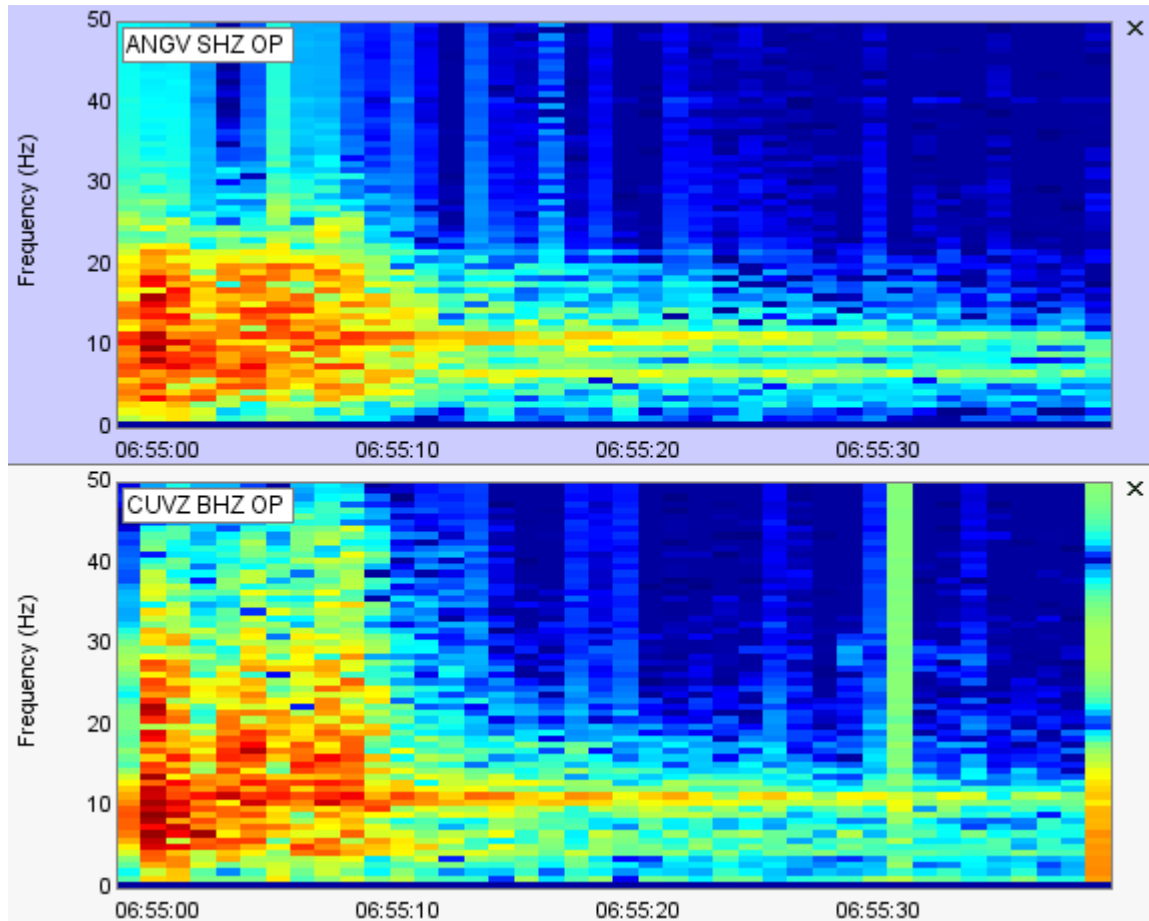


Figura 54. Cortesía de SGC - OVSP espectrograma evento de baja frecuencia 2015-01-26 01:55 am hora local.

Se puede apreciar cierta similitud con nuestros espectrogramas, aunque existen unas franjas extrañas en cufiño, debido al procesamiento matemático de overlapping en la transformada de Fourier corta en el tiempo.

Para el 22 de febrero de 2015 tenemos el siguiente evento

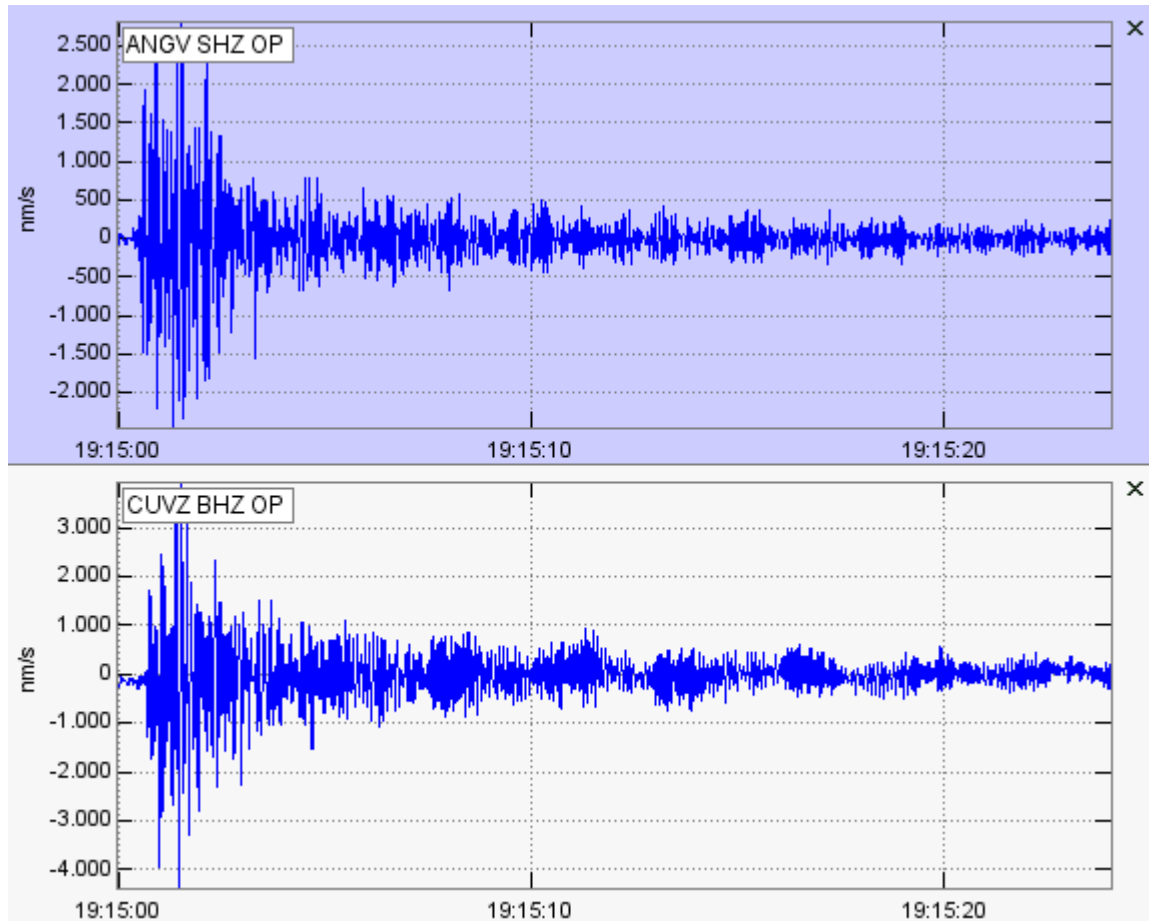


Figura 55. Cortesía de SGC - OVSP evento de baja frecuencia 2015-02-22 02:15 pm hora local.

Una clara similitud en la forma de onda de la señal del sismograma con los sismogramas sintéticos que tenemos.

En el espectro también es posible evidenciar similitud

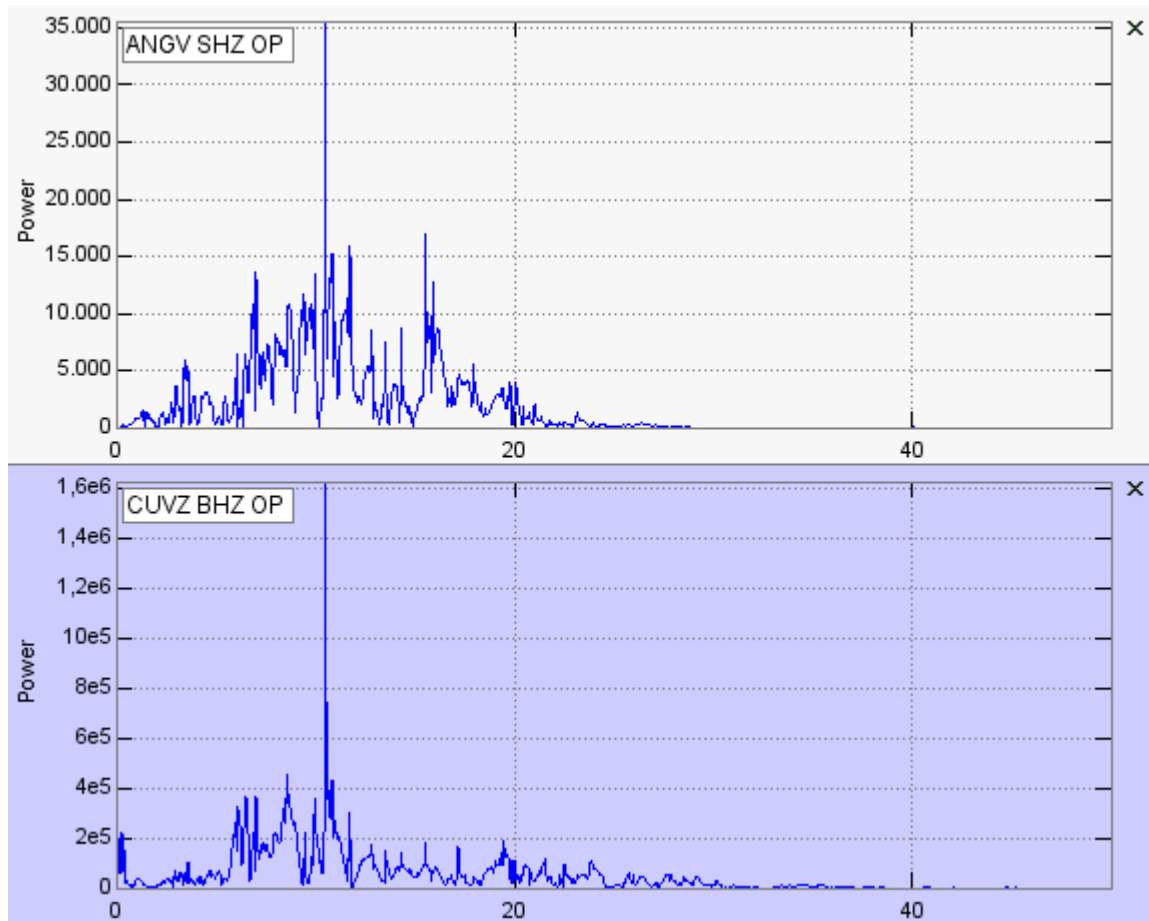


Figura 56. Cortesía de SGC - OVSP espectro evento de baja frecuencia 2015-02-22 02:15 pm hora local.

Que sus frecuencias se encuentran en el rango de 0 a 25 Hz aproximadamente tal como nuestros resultados computacionales.

Y en el espectrograma

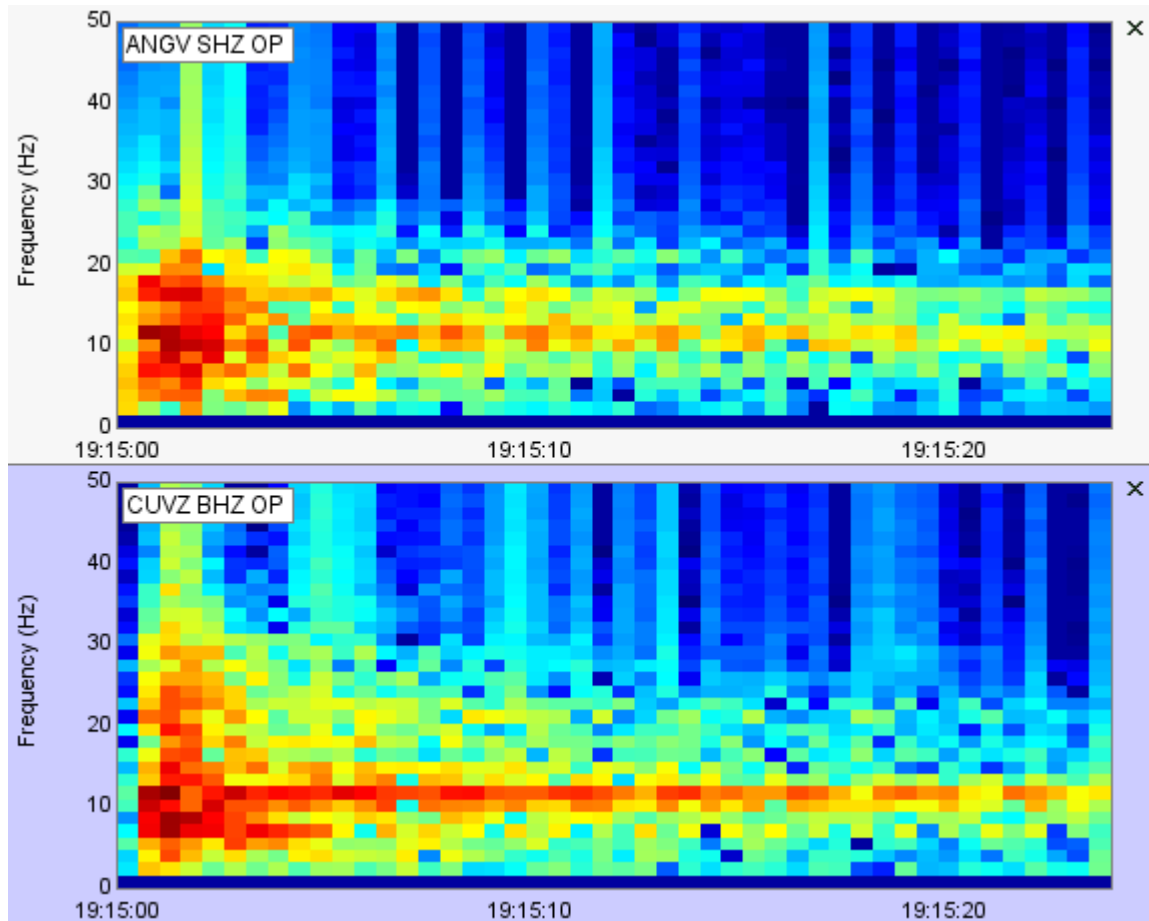


Figura 57. Cortesía de SGC - OVSP espectrograma evento de baja frecuencia 2015-02-22 02:15 pm hora local.

Se puede apreciar cierta similitud con nuestros espectrogramas sintéticos.

Para el 9 de agosto de 2015 tenemos el siguiente evento

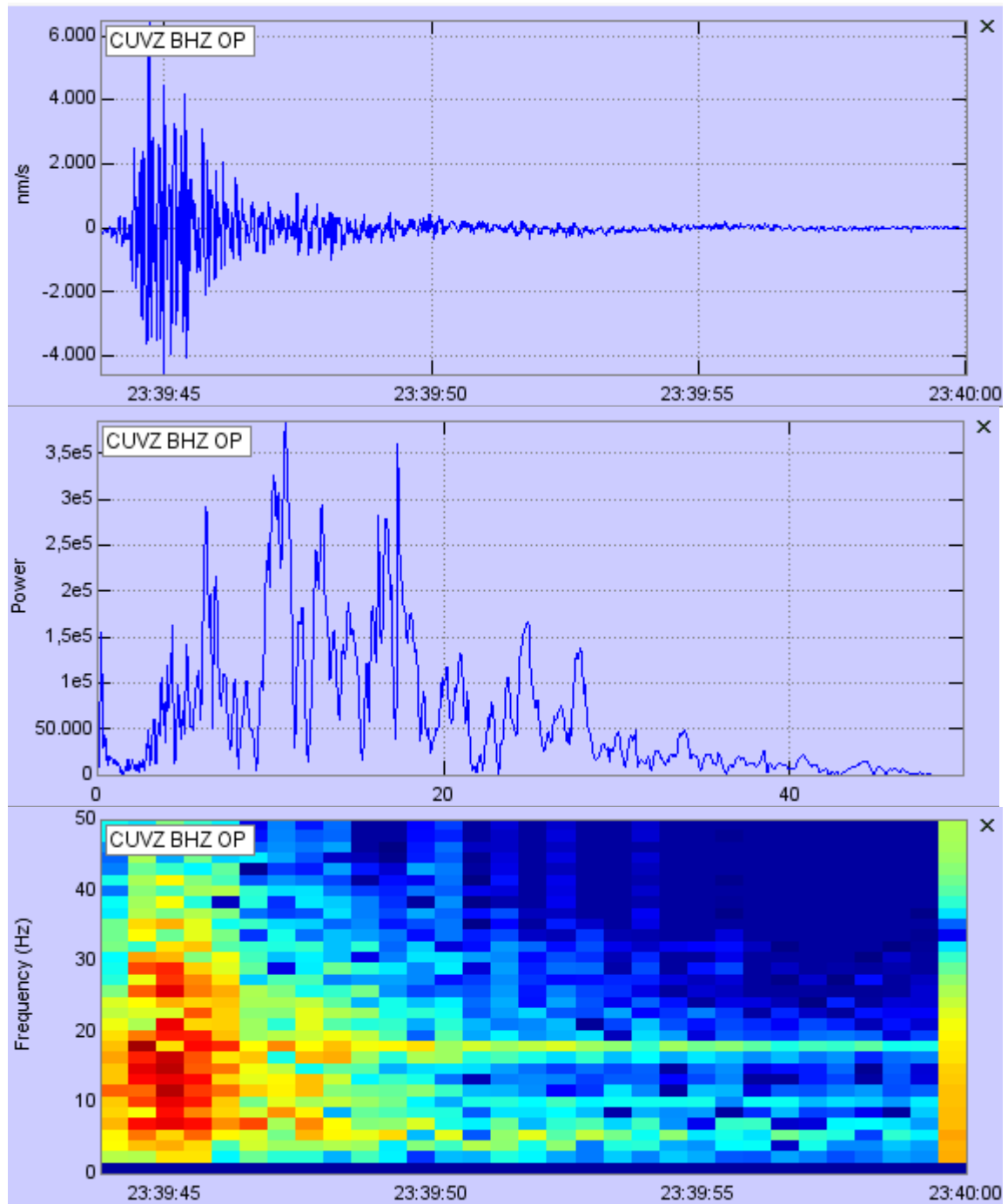


Figura 58. Cortesía de SGC - OVSP sismograma, espectro y espectrograma evento de baja frecuencia evento 2015-07-09 a las 06:39 pm

Para el 16 de octubre de 2015 tenemos

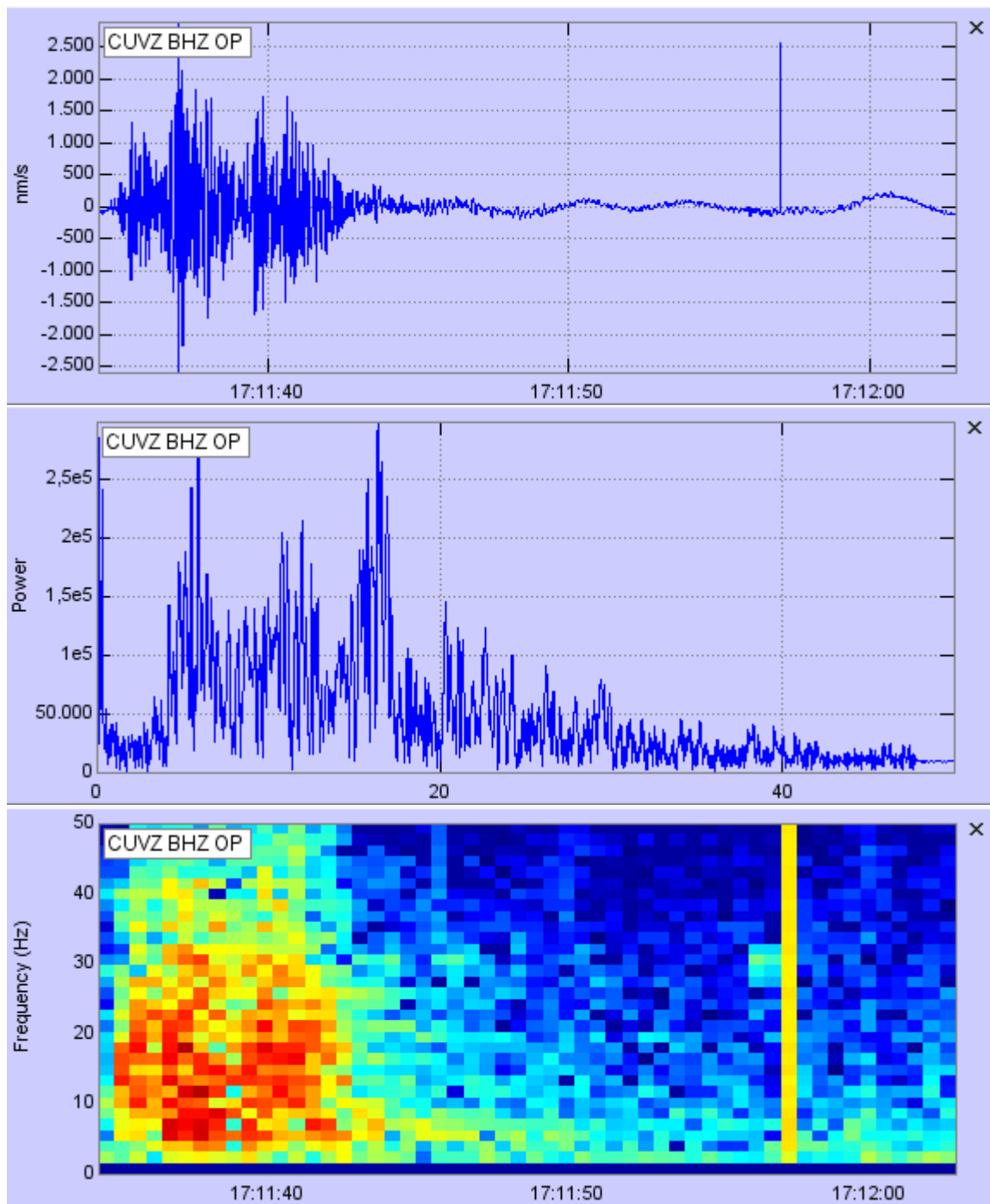


Figura 59. Cortesía de SGC - OVSP sismograma, espectro y espectrograma evento de baja frecuencia evento 2015-10-16 a las 12:11 mediodía.

Para el 23 de octubre de 2015 tenemos el siguiente evento sísmico

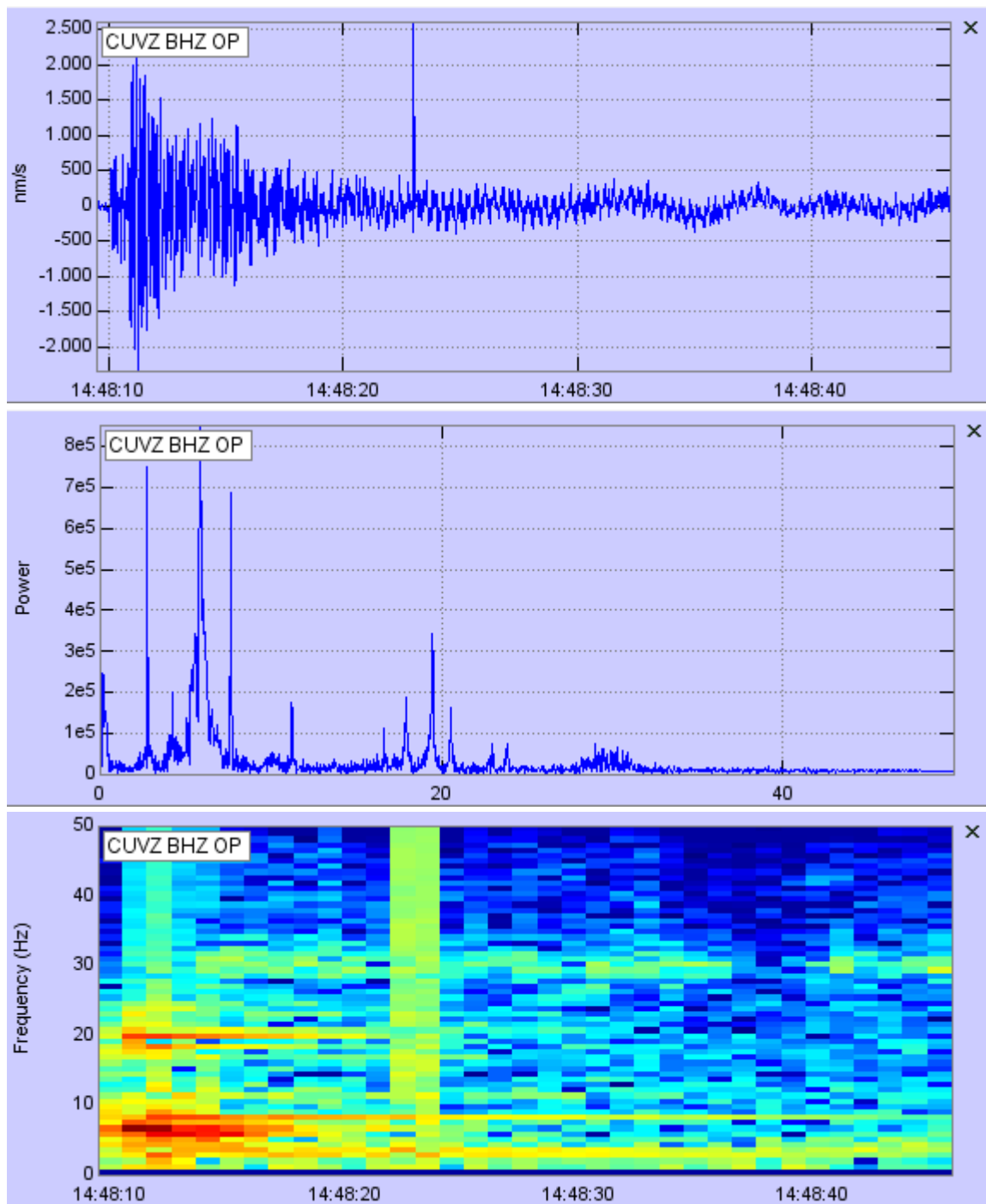


Figura 60. Cortesía de SGC - OVSP sismograma, espectro y espectrograma evento de baja frecuencia evento 2015-10-23 a las 09:48 am aproximadamente.

Para el 12 de noviembre de 2015, tenemos el siguiente evento

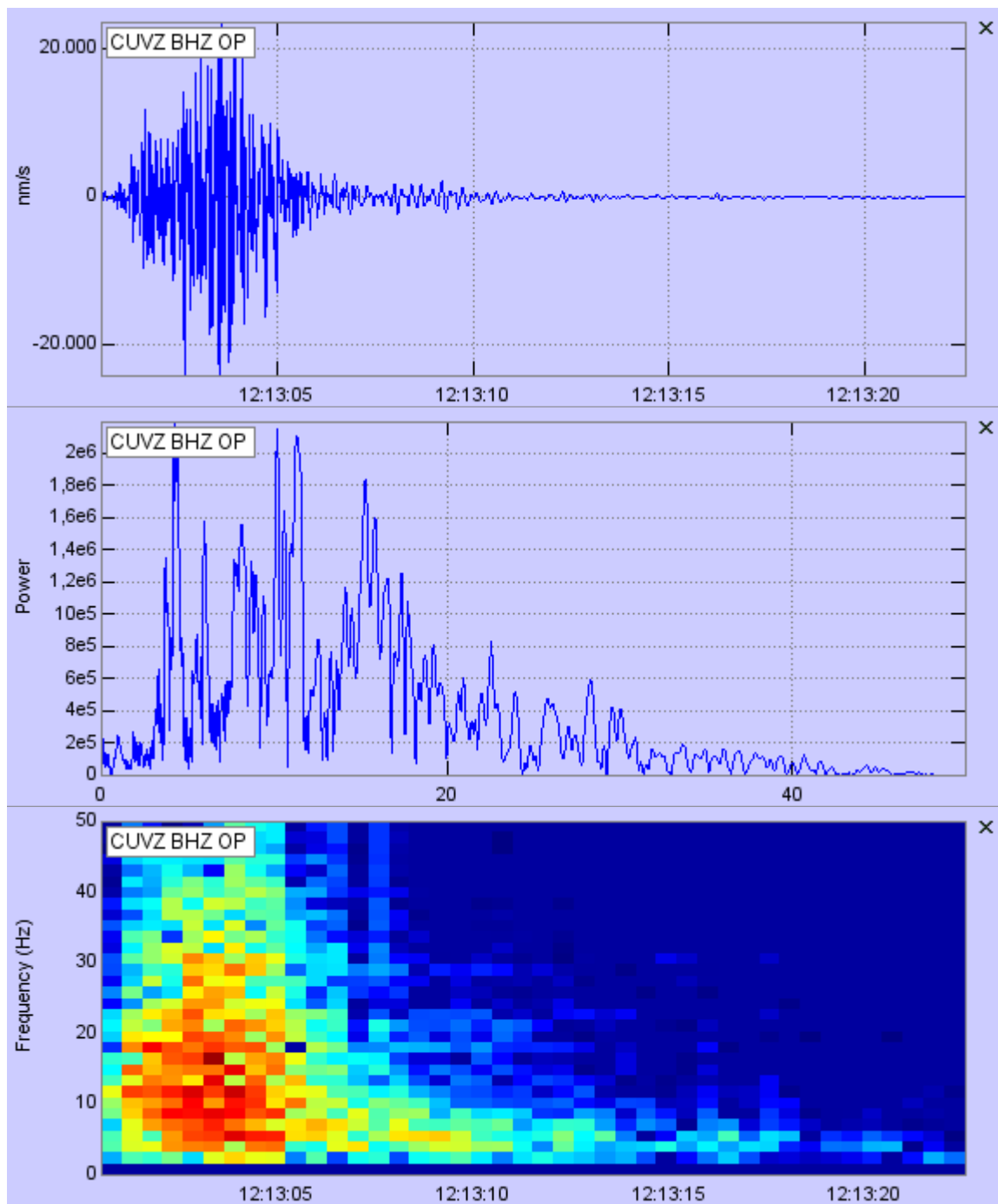


Figura 61. Cortesía de SGC - OVSP sismograma, espectro y espectrograma evento de baja frecuencia evento 2015-11-12 a las 07:13 am.

7. DISCUSIÓN

Una limitación importante de este proyecto es que se trabajó únicamente para grietas secas y sin tomar en cuenta factores de atenuación debido a efectos de expansión geométrica o absorción intrínseca. Si se realiza la extensión a grietas “húmedas” en donde se tome en cuenta fluidos en el interior de la grieta, y teniendo en cuenta los efectos de campo lejano se podría complementar el trabajo y se también reproducir sismogramas sintéticos con mayor grado de similitud a los sismogramas tomados de estaciones más lejanas a las fuentes sísmicas.

La parametrización elástica se puede hacer en términos de otro tipo de roca por ejemplo el basalto o magma basáltico, que es la roca volcánica más común en los volcanes del mundo y de esta manera el proyecto sería mucho más general para futuros proyectos con otro tipo de volcanes, aun así para nuestro caso la andesita que fue la roca que trabajamos y cuyos parámetros elásticos usamos, reprodujo muy bien sismogramas reales, como vimos en la sección anterior.

Las funciones impulso de Fourier, Gauss y sinusoidal que se trabajaron no dieron buenos resultados debido a que *pdetool* no permite el ingreso de funciones iteradas en ciclos for, por ejemplo para las funciones en series de Fourier se debe ingresar manualmente los 140 armónicos y aunque que se reproducen muy bien las condiciones para que se produzca un evento de frecuencias por debajo de 10 Hz, los tiempos para el procesamiento computacional son muy grandes se acercan a casi una hora por simulación y al igual que los impulsos Gauss no se puede controlar de una manera eficaz la duración del impulso y por tanto no se pueden emular explosiones súbitas o movimientos altamente impulsivos en la superficie de la grieta que tengan duraciones del orden de las centésimas de segundo únicamente.

El toolbox *pdetool* de MATLAB es una gran herramienta para solución de problemas que involucren el manejo de ecuaciones o sistemas de ecuaciones diferenciales que podemos usar para reproducir fenómenos físicos, entre ellos los sismológicos, además esta herramienta posee una interfaz gráfica que facilita el manejo de todos sus componentes, particularmente en el momento de graficar geometrías 2D y especificar las distintas condiciones iniciales y de frontera de un problema.

El limitante más grande de pdetool es que no se puede trabajar con algunas funciones en las condiciones de frontera debido a que el código no permite una iteración de elementos como por ejemplo un loop o ciclo for y por tanto en expresiones como series es necesario ingresar manualmente los términos a la condición, y los tiempos de procesamiento computacional son elevados para algunos tipos de funciones.

Una novedad importante de este trabajo es que se encontró que algunas señales sísmicas reales de baja frecuencia tienen componentes importantes en la banda de 10 Hz a 25 Hz, y que aparecen claramente en los sismogramas sintéticos como se aprecia en la comparación de la sección 6.2, estos eventos se pueden asociar a explosiones súbitas o movimientos altamente impulsivos de fluidos en la superficie de una grieta dentro del volcán.

8. CONCLUSIONES

La parametrización elástica que se realizó mediante la asignación de los valores de las constantes de Lamé y densidad al material de la grieta, tratando de emular la composición de lavas andesíticas, producen una respuesta ondulatoria de la grieta tal que los sismogramas sintéticos que se generan a partir de su movimiento son comparables con los sismogramas reales de algunos sismos tipo LP registrados por el OVSP.

El método de elementos finitos utilizado para la solución numérica de la ecuación de onda es perfectamente aplicable al problema de la propagación de onda en una grieta debido a una perturbación en un segmento de la misma. La herramienta pdtool de MatLab aporta con una interfaz gráfica que facilita el planteamiento matemático del problema y su solución numérica.

Por otra parte, a partir de las 7 simulaciones resultado de la aplicación de distintas duraciones de impulso wavelet, se puede concluir que para aquellas perturbaciones de larga duración, la banda espectral de frecuencias inferiores a 5 Hz incrementan su energía, lo que puede ser indicativo de que los sismos tipo LP reales en los que dominan las frecuencias en dicha banda pueden estar asociados a inyecciones de fluido con duraciones por encima de 1 segundo de duración.

Para perturbaciones tipo wavelet con duraciones entre 0.16 y 0.64 segundos se evidencia una importante relación con los sismos reales registrados por el OVSP entre el 9 de noviembre de 2014 y 12 de noviembre de 2015 en el volcán Galeras, lo que hace pensar que: tanto el orden de las dimensiones de la grieta, así como también el tipo de función impulso seleccionado y su duración concordarían con lo que podría esperarse en una fuente de sismicidad LP real.

9. RECOMENDACIONES

Para posibles continuaciones a este trabajo se recomienda estudiar la propagación de ondas en una grieta cuando intervienen fluidos o medios hidrotermales en el interior la grieta, para este caso se debería modificar la ecuación de onda que se trabajó en este proyecto e ingresarle un término que identifique el fluido, según el estudio bibliográfico se puede hacer esta extensión usando fluidos sin viscosidad como lo hace Chouet (1986).

Adicionalmente sería importante hacer comparaciones cuantitativas con sismogramas reales, realizar un estudio estadístico más profundo con el cual se pueda valorar aún más la validez de los sismogramas sintéticos obtenidos.

BIBLIOGRAFÍA

M. Kumazawa, Y. Imanishi, Y. Fukao, M. Furumoto & A. Yamamoto, 1990. A theory of spectral analysis based on the characteristic proper a linear dynamic system. *Geophys. J. int* (1990) 101. 613-630.

H. kumagai & B. Chouet, 1999. The complex frequency of the long-period seismic event as probes of fluid composition beneath volcanoes. *Geophys.J.* vol 138, F7-F12.

H. kumagai & B. Chouet, 2001. The dependence of acoustic properties of a crack on the resonance mode and geometry. *Geophys Research letters*, vol 28, NO. 17. Pag. 3325-3328.

Gómez Diego. Laverde Carlos. Narváez Lourdes. Ortega Adriana. Silva Betty. Torres Jesús. Torres Roberto. Catálogo de señales sísmicas volcánicas de Colombia. INGEOMINAS. 2004.

Le Maitre, R. W. (1976). The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology*. 17:589–637.

Citas bibliograficas

- [1] H. kumagai & B. Chouet, 1999. The complex frequency of the long-period seismic event as probes of uid composition beneath volcanoes. Geophys.J. vol 138, F7-F12.
- [2] M. Nakano, H. kumagai, M. Kumazawa, K. Yamaoka & B. Chouet, 1998. The excitation and characteristic frequency of the long-period volcanic event: An approach based on an inhomogeneous autoregressive model of a linear dynamic system. Geophys.J. vol 103, NO.B5 (1998). 10031- 10046.
- [3] Gómez, D. M., Torres, R. A., 1997. Unusual low-frequency volcanic seismic events slowly decaying coda waves observed at Galeras and other volcanoes. J. Volcanol. Geoth.Res.
- [4] K.J Bathe 1995. Finite Element Procedures, Prentice Hall.
- [5] P.G Ciarlet, Amsterdam, 1978. The finite element method for elliptic problems.
- [6] Bernard Chouet, 1986. Dynamics of a Fluid-Driven in Three Dimensions by the Finite Difference Method, december 10, 1986.
- [7] Hall, Anthony. 1993. Igneous Petrology. Tercera edición.
- [8] Referencia de los 2700 kg/m^3
- [9] F. Kang, S. Zhong-Ci, Mathematical Theory of Elastic Structures, Springer New York, ISBN 0-387-51326-4, (1981).

ANEXOS

Anexo A. Código wavelet.m escrito en MATLAB

Es el código que genera las matrices solución, mediante el uso de *pdetool* y usando todos los parámetros iniciales que le introducimos, la estructura es la siguiente:

```
function pdemodel
[pde_fig,ax]=pdeinit;
pdetool('appl_cb',1);
pdetool('snaon','on');
set(ax,'DataAspectRatio',[1 1.5 1]);
set(ax,'PlotBoxAspectRatio',[21.5 14.333333333333334 1]);
set(ax,'XLim',[-21.5 21.5]);
set(ax,'YLim',[-21.5 21.5]);
set(ax,'XTick',[-20,...
-19,...
-18,...
-17,...
-16,...
-15,...
-14,...
-13,...
-12,...
-11,...
-10,...
-9,...
-8,...
-7,...
-6,...
-5,...
-4,...
-3,...
-2,...
-1,...
0,...
1,...
2,...
3,...
4,...
5,...
6,...
7,...
8,...
9,...
```

```
10,...
11,...
12,...
13,...
14,...
15,...
16,...
17,...
18,...
19,...
20,...
]);
set(ax, 'YTick', [ -20,...
-19,...
-18,...
-17,...
-16,...
-15,...
-14,...
-13,...
-12,...
-11,...
-10,...
-9,...
-8,...
-7,...
-6,...
-5,...
-4,...
-3,...
-2,...
-1,...
0,...
1,...
2,...
3,...
4,...
5,...
6,...
7,...
8,...
9,...
10,...
11,...
12,...
13,...
14,...
15,...
16,...
17,...
18,...
19,...
```

```

    20,...
]);
pdetool('gridon','on');

% Geometry description:
pdepoly([-20,...
    20,...
    20,...
    1,...
    1,...
    -1,...
    -1,...
    -20,...
],...
[ 20,...
    20,...
    -20,...
    -20,...
    -19,...
    -19,...
    -20,...
    -20,...
],...
'P1');
set(findobj(get(pde_fig,'Children'),'Tag','PDEEval'),'String','P1')

% Boundary conditions:
pdetool('changemode',0)
pdesetbd(8,...
'dir',...
1,...
'1',...
'0')
pdesetbd(7,...
'dir',...
1,...
'1',...
'0')
pdesetbd(6,...
'dir',...
1,...
'1',...
'0')
pdesetbd(5,...
'dir',...
1,...
'1',...
'-1/6*(3-(t*t))*exp(-5*t*t/2)')
pdesetbd(4,...
'dir',...
1,...

```

```

'1',...
'-1/6*(3-(t*t))*exp(-5*t*t/2)')
pdesetbd(3,...
'dir',...
1,...
'1',...
'-1/6*(3-(t*t))*exp(-5*t*t/2)')
pdesetbd(2,...
'dir',...
1,...
'1',...
'0')
pdesetbd(1,...
'dir',...
1,...
'1',...
'0')

% Mesh generation:
setappdata(pde_fig,'Hgrad',1.3);
setappdata(pde_fig,'refinemethod','regular');
setappdata(pde_fig,'jiggle',char('on','mean',''));
pdetool('initmesh')

% PDE coefficients:
pdeseteq(3,...
'26820000',...
'0.0',...
'0.0',...
'2700',...
'0:0.01:40',...
'0.0',...
'0.0',...
'[0 100]')
setappdata(pde_fig,'currparam',...
['26820000';...
'0.0      ';...
'0.0      ';...
'2700     '])

% Solve parameters:
setappdata(pde_fig,'solveparam',...
char('0','1000','10','pdeadworst',...
'0.5','longest','0','1E-4','','fixed','Inf'))

% Plotflags and user data strings:
setappdata(pde_fig,'plotflags',[1 1 1 1 1 1 6 1 0 0 0 4001 1 0 1 0 0 1]);
setappdata(pde_fig,'colstring','');
setappdata(pde_fig,'arrowstring','');
setappdata(pde_fig,'deformstring','');
setappdata(pde_fig,'heightstring','');

```

```
% Solve PDE:
pdetool('solve')
```

Anexo B. Código ejec.m

Código que usa una fila de la matriz solución, y realiza operaciones a ese vector entre ellas la obtención de sismogramas, espectro y espectrograma para la señal en desplazamiento y velocidad, además el código se asegura de generar 6 graficas con las especificaciones que se desean. A continuación el código:

```
function ejec(x,b)

%ESTA FUNCION calcula el sismograma de desplazamiento y velocidad
%                calcula ademas el espectro, espectrograma

%SISMOGRAMA
%subplot(3,1,1)
figure(1)
t=0.0:0.01:((length(x)/100)-0.01);

Y=x;
plot(t,Y);
set(gca,'XTick',[0:4:40])
set(gca,'XTickLabel',{'0';'4';'8';'12';'16';'20';'24';'28';'32';'36';'40'})
set(findobj('type','axes'),'fontsize',20)
xlabel('Tiempo(s)','FontName','Arial','FontSize',20);
ylabel('Amplitud','FontName','Arial','FontSize',20);
title('Sismograma desplazamiento ','FontSize',20);
title(['Sismograma desplazamiento con ',num2str(b),' \Deltat']);
grid on
saveas(gcf,['sismogramadesplazamiento_',num2str(b),'.png']);
%SISMOGRAMA en velocidades
%subplot(3,1,1)
figure(2)
v=diff(x);
plot(v);
set(gca,'XTick',[0:400:4000])
set(gca,'XTickLabel',{'0';'4';'8';'12';'16';'20';'24';'28';'32';'36';'40'})
set(findobj('type','axes'),'fontsize',20);
xlabel('Tiempo(s)','FontName','Arial','FontSize',20);
ylabel('Amplitud','FontName','Arial','FontSize',20);
title('Sismograma de velocidades','FontSize',20);
title(['Sismograma de velocidades con ',num2str(b),' \Deltat']);
```

```

grid on
saveas(gcf,['sismogramavelocidad_',num2str(b),'.png']);
%ESPECTRO
e=abs(fft(Y));
figure(3);
plot(e);
xlim([0,(length(x)-1)/2])
set(gca,'XTick',[0:200:2000])
set(gca,'XTickLabel',{'0';'5';'10';'15';'20';'25';'30';'35';'40';'45';'50'
'})
set(findobj('type','axes'),'fontsize',20)
xlabel('Frecuencia(Hz)','FontName','Arial','FontSize',20);
ylabel('Amplitud espectral','FontName','Arial','FontSize',20);
title('Espectro de frecuecia desplazamiento','FontSize',20);
title(['Espectro desplazamiento con ',num2str(b),' \Deltat']);
grid on
saveas(gcf,['Espectrodesplazamiento_',num2str(b),'.png'])
%ESPECTRO de velocidad
e2=abs(fft(v));
figure(4);
plot(e2);
xlim([0,(length(x)-1)/2])
set(gca,'XTick',[0:200:2000])
set(gca,'XTickLabel',{'0';'5';'10';'15';'20';'25';'30';'35';'40';'45';'50'
'})
set(findobj('type','axes'),'fontsize',20)
xlabel('Frecuencia(Hz)','FontName','Arial','FontSize',20);
ylabel('Amplitud espectral','FontName','Arial','FontSize',20);
title('Espectro de frecuecia velocidad','FontSize',20);
title(['Espectro de velocidad con ',num2str(b),' \Deltat']);
grid on
saveas(gcf,['Espectrodevelocidad_',num2str(b),'.png'])
%ESPECTROGRAMA
figure(5);
w=256;
F=0:0.1:50;
spectrogram(Y-mean(x),w,200,F,100,'yaxis');
set(findobj('type','axes'),'fontsize',20);
xlabel('Tiempo(s)','FontName','Arial','FontSize',20);
ylabel('Frecuencia(Hz)','FontName','Arial','FontSize',20);
title('Espectrograma desplazamiento','FontSize',20);
title(['Espectrograma desplazamiento con ',num2str(b),' \Deltat']);
saveas(gcf,['Espectrogramadesplazamiento_',num2str(b),'.png'])
%ESPECTROGRAMA de velocidad
figure(6);
w=256;
F=0:0.1:50;
spectrogram(v-mean(v),w,200,F,100,'yaxis');
set(findobj('type','axes'),'fontsize',20);
xlabel('Tiempo(s)','FontName','Arial','FontSize',20);
ylabel('Frecuencia(Hz)','FontName','Arial','FontSize',20);
title('Espectrograma de velocidad','FontSize',20);

```

```
title(['Espectrograma de velocidad con ',num2str(b),' \Deltat']);  
saveas(gcf,['Espectrogramavelocidad_',num2str(b),'.png'])  
end
```