



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

*“REFLEXIÓN SÍSMICA PASIVA DE MICROTREMORES EN LA EXPLORACIÓN  
DE YACIMIENTOS NO CONVENCIONALES”*

**TESIS**

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**PRESENTA:**  
RENÉ SOLANO BAHENA

**DIRECTOR DE TESIS:**  
DR. JORGE AGUIRRE GONZÁLEZ  
INSTITUTO DE INGENIERÍA, UNAM

**CODIRECTOR:**  
DR. RAFAEL ÁVILA CARRERA  
INSTITUTO MEXICANO DEL PETRÓLEO

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., ENERO 2020



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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



## AGRADECIMIENTOS

*Este trabajo se lo dedico a mis padres Angelina Bahena y Faustino Solano a quienes nunca me cansaré de agradecerles todo lo que han hecho por mí. A mis hermanas, que me han apoyado siempre y con las que cuento mucho y finalmente, a ti Ana que fuiste mi inspiración para seguir adelante y que desgraciadamente ya no estas con nosotros, pero que jamás te olvidaré.*

*A la Universidad Nacional Autónoma de México ser mi segunda casa y permitirme seguir preparándome para los nuevos retos que hay en la vida.*

*Al Posgrado en Ciencias de la Tierra y a los profesores, por las enseñanzas y oportunidades durante la Maestría.*

*A mi director de tesis el Dr. Jorge Aguirre, que a lo largo de todo este tiempo me ha apoyado, enseñado y brindado toda su confianza, siempre le estaré agradecido por todo lo que me ha compartido y el tiempo que me ha dedicado.*

*Al CONACyT por otorgarme una beca que me permitió llevar a cabo mis estudios de Maestría.*

*A mis sinodales: Dr. Arturo Iglesias, Dr. Guillermo Pérez Cruz, Dr. Carlos Mortera y Dr. Rafael Ávila, por sus comentarios y revisiones que me ayudaron a enriquecer este trabajo.*

*A Allié por apoyarme, animarme y por todos los buenos momentos que hemos compartido. A mis amigos: Iván, Cheko, Dioni, Javier, Jessi, Lu, Kike, Liz, Nayeli, Chucho, Joyce, Piña, Mariana, Fili, Bruno, Rubén, Lorena, Karen, Joanna, por todos los buenos y divertidos momentos.*

*Este trabajo estuvo apoyado parcialmente por el proyecto **“Asimilación y desarrollo de tecnología en diseño, adquisición e interpretación de datos sísmicos 3D-3C con enfoque a plays de Shale Gas-Oil en México”**; auspiciado por el Fideicomiso Fondo Sectorial Conacyt-Secretaría de Energía-Hidrocarburos con el número 205868; a través del proyecto derivado **“Estudios de Asistencia técnica especializada en sísmica pasiva de microtemores para la detección de yacimientos de shale/oil”**; convenio de colaboración: IISGCONV-044-2014, proyecto (I. de I.) 4523.*



# ÍNDICE

<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>6</b>
<b>RESUMEN.....</b>	<b>10</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>11</b>
<b>CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>12</b>
<b>CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO .....</b>	<b>14</b>
2.1. LOCALIZACIÓN .....	14
2.2. GEOLOGÍA REGIONAL Y MARCO TECTÓNICO.....	15
2.3. ¿QUE ES UN YACIMIENTO NO CONVENCIONAL?.....	17
<b>CAPÍTULO 3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS .....</b>	<b>18</b>
3.1. FUNCIÓN DE GREEN .....	18
3.2. INTERFEROMETRÍA SÍSMICA.....	19
3.2.1. Ruido sísmico y su contenido espectral.....	20
3.2.2. Fuente Virtual.....	21
3.2.3. Interferometría de onda directa.....	22
3.3. SÍSMICA DE REFLEXIÓN .....	24
3.3.1. Tipos de ondas y sus características en medios heterogéneos.....	24
3.3.2. Resolución Sísmica.....	26
3.3.3. Deconvolución Sísmica.....	28
3.4. TRANSFORMADA DE ONDÍCULA .....	30
3.4.1. Transformada de Ondícula Discreta (DWT).....	31
<b>CAPÍTULO 4. APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS Y RESULTADOS .....</b>	<b>32</b>
4.1. DATOS Y EQUIPO UTILIZADO .....	32
4.2. OBTENCIÓN DE LAS FUNCIONES DE GREEN .....	34
4.2.1. Acondicionamiento de las señales.....	34
4.2.2. Correlación Cruzada y apilado.....	39
4.2.3. Cálculo de la función de Green mediante las Correlaciones Cruzadas .....	41
4.3. SECUENCIA DEL PROCESAMIENTO DE PSEUDO-SECCIONES DE TIROS VIRTUALES .....	47
4.3.1. Reagrupación de las trazas por Punto Medio Común (CMP).....	47
4.3.2. Recuperación de amplitudes .....	52
4.3.3. Deconvolución Spiking .....	56
4.3.4. Análisis de Velocidad .....	63
4.3.5. Corrección NMO y Apilamiento .....	63
4.4. REFLECTOR COMÚN .....	68
4.4.1. Descomposición de Ondícula.....	69
4.4.2. Reconstrucción de ondícula y apilado de las CC a partir de un nivel.....	73
4.4.3. Pseudo-secciones sísmicas con un reflector común .....	78
4.4.4. Apilado a diferentes distancias.....	85
4.4.5. Síntesis de los resultados obtenidos.....	95
<b>CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES .....</b>	<b>98</b>
<b>REFERENCIAS .....</b>	<b>99</b>





**ANEXOS .....103**

*ANEXO 1. PRUEBAS DE PRE-PROCESAMIENTO (BLANQUEAMIENTO ESPECTRAL, FILTRADO Y 1-BIT) .....103*

*ANEXO 2. PSEUDO-SECCIONES DE TIROS VIRTUALES CON Y SIN LA TRANSFORMADA DE ONDÍCULA .....111*

*ANEXO 3. PSEUDO-SECCIONES DE TIROS VIRTUALES PARA COMPONENTES HORIZONTES DE LA LINEA 1 ....122*



## LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 Ubicación de la Cuenca de Chicontepec y del Paleocanal de Chicontepec. Modificada de PEMEX (2004).	15
Figura 2.2. a) Columna estratigráfica de la Cuenca de Chicontepec. Tomada de PEMEX (2005). b) Depósito progradantes en el oligoceno Temprano-Pleistoceno. Tomada de PEMEX, (2013).	16
Figura 2.3. Esquema de un yacimiento petrolero. En las elipses en color rojo se muestra el yacimiento no convencional. Tomada de <a href="http://www.eia.gov">www.eia.gov</a>	17
Figura 3.1. Densidades espectrales de potencia (PSD) y su contenido frecuencial característico, correspondiente a diferentes registros temporales. Las líneas negras (izq.) indican los modelos de ruido alto (HNM) y bajo (LNM) determinados por Peterson (1993). Modificada de McNamara y Buland, (2004).	21
Figura 3.2. Interferometría de onda directa para el caso 1D. Tomada de Wappenar <i>et al.</i> (2010).	23
Figura 3.3. Registros de los tipos de ondas sísmica en medios heterogéneos con fuentes activas. a) Hipérbolas simétricas atribuidas a reflexiones (rojo). b) Energía de ground roll (amarillo). c) Reflectores débiles y fuertes (azul), ground roll (color amarillo) y falla (color verde). d) Serie de reflexiones y reverberaciones intercaladas (rojo), evento (B) profundo y (A) somero. e) Registro marino, arribo de la refracción (amarillo); ondas guiadas manifestadas en tendencias lineales (naranja) y la reflexión (rojo). f) Ondas guiadas (naranja), arribos directos (azul) de frecuencias altas; frecuencias bajas (morado) llegan antes; frecuencias moderadas (D) constituyen la porción posterior del paquete de ondas dispersivas. Reflexión (rojo) y múltiples de periodo largo (verdes). Modificado de Yilmaz (1987).	26
Figura 3.4. a) Relación entre velocidad, frecuencia dominante y longitud de onda. b) Umbral de la resolución vertical. Modificado de Sheriff (1976).	27
Figura 3.5. a) Zona de Fresnel AA'. b) Umbral para la resolución lateral. Modificado de Sheriff (1976)	28
Figura 3.6. Modelo convolucional, representación equivalente a la ecuación (3.20). Modificado de Mousa y Al-Shuhail (2011).	28
Figura 3.7. Representación de una función pico en el dominio de frecuencias.	29
Figura 3.8. Comparación entre la Transformada Rápida de Fourier (tiempo-frecuencia) y la Transformada de Ondícula (tiempo-escala).	30
Figura 3.9. Diagrama de la descomposición en series de ondículas (Filtros multiniveles).	31
Figura 4.1. Detectores triaxiales Sercel DSU3-428 utilizados para este trabajo.	32
Figura 4.2. Bloque 4: Con 4293 receptores ordenados en 27 líneas de 159 geófonos. La separación de receptores en dirección inline es de 50 [m] y 200 [m] en dirección crossline. En color azul se muestran las líneas que se utilizaron para este estudio.	33
Figura 4.3. Esquema de procesamiento de datos que realizó Bensen. Modificada de Bensen <i>et al.</i> (2007).	34
Figura 4.4. Metodología para la preparación de los datos de ruido sísmico empleada en esta tesis.	35
Figura 4.5. Secuencia del procesado en el dominio del tiempo para dos trazas de ruido sísmico. Geófonos 11 y 91 de la L15. a) Remoción de la media y línea de tendencia. b) Blanqueamiento espectral. c) Señal filtrada de 1–30 [Hz]. d) Normalización temporal (1-bit).	37



Figura 4.6. Secuencia del procesado en el dominio de la frecuencia para dos trazas de ruido sísmico. Geófonos 11 y 91 de la L15. a) Remoción de la media y línea de tendencia. b) Blanqueamiento espectral. c) Señal filtrada de 1–30 [Hz]. d) Normalización temporal (1-bit).....38

Figura 4.7. Efecto de la distribución de fuentes de ruido (puntos) sobre la simetría de las correlaciones. a) Distribución homogénea e isotrópica de fuentes de ruido y correlación cruzada simétrica. b) Distribución anisótropa y no homogénea de fuentes de ruido, correlaciones asimétricas, pero con tiempos de llegada simétricos (Modificada de Stehly et al., 2006). .....39

Figura 4.8. Ejemplo de la correlación cruzada (CC) entre los pares de geófonos:75-76 y 101-96 (L15). Ventanas de correlación apiladas de 30 [s]. Tiempos de grabación de las trazas de ruido sísmico: a) 3 [min]; b) 30 [min]; c) 3 [h] y d) 6.5 [h]. .....41

Figura 4.9. Resultados de las CC con trazas de 6.5 [h] de grabación para la L1, considerando 3 FV: G41, G89 y G143. a) Bloque 4, ubicación de las tres FV en dirección inline de la L1. b) CC después del preprocesamiento (Blanqueamiento espectral, filtrado de 1-30 [Hz] y 1-bit). c) CC después del segundo filtrado (10-30 [Hz]). .....43

Figura 4.10. Resultados de las CC con trazas de 6.5 [h] de grabación para la L10, considerando 3 FV: G51, G66 y G81. a) Bloque 4, ubicación de las tres FV en dirección inline de la L10. b) CC después del preprocesamiento (Blanqueamiento espectral, filtrado de 1-30 [Hz] y 1-bit). c) CC después del segundo filtrado (10-30 [Hz]). .....44

Figura 4.11. Resultados de las CC con trazas de 6.5 [h] de grabación para la L15, considerando 3 FV: G44, G75 y G101. a) Bloque 4, ubicación de las tres FV en dirección inline de la L15. b) CC después del preprocesamiento (Blanqueamiento espectral, filtrado de 1-30 [Hz] y 1-bit). c) CC después del segundo filtrado (10-30 [Hz]). .....45

Figura 4.12. Resultados de las CC con trazas de 6.5 [h] de grabación para la L20, considerando 3 FV: G16, G28 y G43. a) Bloque 4, ubicación de las tres FV en dirección inline de la L20. b) CC después del preprocesamiento (Blanqueamiento espectral, filtrado de 1-30 [Hz] y 1-bit). c) CC después del segundo filtrado (10-30 [Hz]). .....46

Figura 4.13. a) Geometría de adquisición de los datos de reflexión tiro-receptor. B) Geometría del CMP para el procesamiento, punto medio-offset. Fuentes (rojo) a lo largo de la línea, receptores (verde) y punto medio común (CMP) (azul). Modificado de Yilmaz (1987). .....48

Figura 4.14. Geometría de los tipos de conjuntos más comunes en la sísmica de reflexión. (1) Conjunto de tiro común. (2) Conjunto de receptor común. (3) Conjunto de punto medio común (CMP). (4) Sección de offset común (sección de desplazamiento constante). Modificado de Yilmaz, (1987). .....48

Figura 4.15. Cobertura de los CMP para una línea de 159 geófonos. En color rojo observamos 3 ejemplos de CMP elegidos y su correspondiente cobertura.....49

Figura 4.16. Conjuntos CMP elegidos para la L1. El número de CMP es indicado por la posición del geófono que se encuentra en el centro de la distancia fuente-receptor. Los recuadros de color amarillo muestran posibles reflexiones sísmicas en el subsuelo. ....50

Figura 4.17. Conjuntos CMP elegidos para la L15. El número de CMP es indicado por la posición del geófono que se encuentra en el centro de la distancia fuente-receptor. Los recuadros de color amarillo muestran posibles reflexiones sísmicas en el subsuelo. ....51

Figura 4.18. Las curvas en color azul representan el comportamiento de la función de ganancia con distintos valores de  $\alpha$ . Las otras graficas muestran la comparación de una traza antes (negro) y después (verde) de agregar la ganancia.....53

Figura 4.19. Las curvas en color azul representan el comportamiento de la función de ganancia con distintos valores de  $\beta$ . Las otras graficas muestran la comparación de una traza antes (negro) y después (verde) de agregar la ganancia.....53





Figura 4.20. Ejemplos de tres trazas antes (negro) y después (verde) de la ganancia dependiente. a) AGC por amplitud RMS. b) AGC instantánea. ....54

Figura 4.21. Resultados al agregar los 4 tipos de ganancia a los conjuntos CMP: 98 y 77 de las L1 y L15, respectivamente. a) Trazas con filtrado de 10-30 [Hz]; b) Con ganancia independiente, valor de  $\alpha = 0.5$ ; c) Con ganancia independiente, valor de  $\beta = 0.4$ ; d) AGC por amplitud RMS; e) AGC instantánea. ....55

Figura 4.22. Señales de fase cero y fase mínima. Modificado de Veeken y Moerkerken (2013). ....56

Figura 4.23. Autocorrelación de las trazas, usar operadores más largos puede provocar que la ondícula incluya múltiples, los operadores cortos producen picos de pequeña amplitud y frecuencia alta. ....57

Figura 4.24. Tamaño del operador para tres distintos conjuntos de CMP: 30, 44 y 59, respectivamente. ....58

Figura 4.25. Proceso de preblanqueamiento al espectro de la ondícula de entrada. El espectro de amplitud del operador de deconvolución (filtro inverso) es el recíproco del de la ondícula fuente. ....58

Figura 4.26. Comparación de dos trazas elegidas al azar con su respectivo espectro de amplitud, antes (negro) y después (verde) de la deconvolución. ....59

Figura 4.27. Comparación de cuatro CMP para la L1. a) Las trazas presentan un filtrado previo de 10- 30 [Hz] y una ganancia (AGC instantánea). b) Además del filtrado y ganancia, se aplicó la deconvolución spiking. El porcentaje de preblanqueamiento utilizado es dado por  $\varepsilon$ . ....61

Figura 4.28. Comparación de cuatro CMP para la L15. a) Las trazas presentan un filtrado previo de 10- 30 [Hz] y una ganancia (AGC instantánea). b) Además del filtrado y ganancia, se aplicó la deconvolución spiking. El porcentaje de preblanqueamiento utilizado es dado por  $\varepsilon$ . ....62

Figura 4.29. Conjuntos CMP: 55 y 75 de la Línea 1. a) CMP antes de la corrección NMO. b) Espectro de velocidad. c) CMP después de la corrección NMO. ....66

Figura 4.30. Conjuntos CMP: 53 y 105 de la Línea 15. a) CMP antes de la corrección NMO. b) Espectro de velocidad. c) CMP después de la corrección NMO. ....67

Figura 4.31. a) Secciones sísmicas apiladas para L1. b) Secciones sísmicas apiladas para L15. ....68

Figura 4.32. Familias de funciones ondícula. ....69

Figura 4.33. Diagrama de descomposición de señales. ....70

Figura 4.34. Descomposición ondícula de la CC (ventana de 30 [s]) usando la ondícula de Meyer. Izq. CC y su descomposición en 6 niveles (tiempo). Der. Espectros de amplitud de la CC en sus 6 niveles (frecuencia). ....71

Figura 4.35. Fuente virtual G44, L15. Reconstrucción (a partir de cada nivel) de las CC usando la ondícula de Meyer. Sin filtrar (recuadros azules) y con segundo filtrado de 10-30 [Hz] (recuadros rojos). ....72

Figura 4.36. Comparación de las CC para la L1 después del segundo filtrado (10-30 [Hz]). Ejemplos de 3 fuentes virtuales (G41, G89 y G143). a) Bloque 4, ubicación de las tres FV situadas a lo largo de la L1 en dirección inline. b) CC sin la ondícula. c) CC reconstruidas con ondícula de Meyer a partir de  $n=5$ . ....74

Figura 4.37. Comparación de las CC para la L5 después del segundo filtrado (10-30 [Hz]). Ejemplos de 3 fuentes virtuales (G11, G40 y G51). a) Bloque 4, ubicación de las tres FV situadas a lo largo de la L5 en dirección inline. b) CC sin la ondícula. c) CC reconstruidas con la ondícula de Meyer a partir de  $n=5$ . ....75

Figura 4.38. Comparación de las CC para la L10 después del segundo filtrado (10-30 [Hz]). Ejemplos de 3 fuentes virtuales (G51, G66 y G81). a) Bloque 4, ubicación de las tres FV situadas a lo largo de la L10 en dirección inline. b) CC sin la ondícula. c) CC reconstruidas con la ondícula de Meyer a partir de  $n=5$ . ....76

Figura 4.39. Comparación de las CC para la L15 después del segundo filtrado (10-30 [Hz]). Ejemplos de 3 fuentes virtuales (G44, G75 y G101). a) Bloque 4, ubicación de las tres FV situadas a lo largo de la L15 en dirección inline. b) CC sin la ondícula. c) CC reconstruidas con la ondícula de Meyer a partir de  $n=5$ . .....77

Figura 4.40. Representación esquemática del reflector común, donde cada geófono es fuente y receptor. ....78

Figura 4.41. Pseudo-secciones de reflector común para la L1 (CC filtradas de 10-30 [Hz]). Distancias entre fuente-receptor: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100 [m]. .....79

Figura 4.42. Pseudo-secciones de reflector común para la L5 (CC filtradas de 10-30 [Hz]). Distancias entre fuente-receptor: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100 [m]. .....80

Figura 4.43. Pseudo-secciones de reflector común para la L10 (CC filtradas de 10-30 [Hz]). Distancias entre fuente-receptor: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100 [m]. .....81

Figura 4.44. Pseudo-secciones de reflector común para la L15 (CC filtradas de 10-30 [Hz]). Distancias entre fuente-receptor: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100 [m]. .....82

Figura 4.45. Pseudo-secciones de reflector común para la L20 (CC filtradas de 10-30 [Hz]). Distancias entre fuente-receptor: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100 [m]. .....83

Figura 4.46. Pseudo-secciones de reflector común para la L25 (CC filtradas de 10-30 [Hz]). Distancias entre fuente-receptor: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100 [m]. .....84

Figura 4.47. Representación esquemática del apilamiento entre 2 pseudo-secciones de reflectores en común (100 y 500 [m]). .....86

Figura 4.48. Pseudo-secciones de reflectores en común para L1. a) Pseudo-secciones con offsets de 100 y 500 [m]. b) Resultado del apilado. ....87

Figura 4.49. a) Pseudo-secciones con offsets de 100, 500, 900 y 1300 [m]. b) Esquema del apilamiento (4 pseudo-secciones). c) Resultado del apilado (a color y grises). .....87

Figura 4.50. Comparación entre Pseudo-secciones de la L1. a) Agrupadas por CMP. b) Agrupadas por offset común y posteriormente apiladas (offsets: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100). .....88

Figura 4.51. Comparación entre Pseudo-secciones de la L15. a) Agrupadas por CMP. b) Agrupadas por offset común y posteriormente apiladas (offsets: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100). .....89

Figura 4.52. Pseudo-secciones apiladas de todas las líneas (offsets: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100). .....90

Figura 4.53. Pseudo-secciones apiladas de todas las líneas (offsets: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100). .....91

Figura 4.54. Sección migrada en profundidad, datos de sísmica de exploración. La zona enmarcada en el recuadro azul corresponde con la zona de estudio de esta Tesis. ....92

Figura 4.55. a) Secciones con sísmica pasiva, L10 y L15. b) Sección de sísmica activa migrada en profundidad. c) Comparación de la sísmica pasiva y modelo de velocidades para los primeros 3000 [m]. .....94

Figura 4.56. Resumen del procesamiento hecho en esta tesis. ....97

## RESUMEN

El objetivo principal de esta tesis es obtener imágenes del subsuelo (secciones sísmicas) para la delimitación de estructuras geológicas asociadas a yacimientos no convencionales, utilizando trazas de sísmica pasiva (ruido sísmico) y determinar los alcances que tiene la Interferometría Sísmica al comparar los resultados obtenidos con una sección de sísmica activa. Los datos fueron obtenidos de un arreglo rectangular localizado dentro de la Cuenca de Chicontepec, al sureste de la República Mexicana. Se procesaron 6 líneas de 8 [km] de longitud aproximadamente, con 159 geófonos cada una. La hipótesis bajo la que se trabajó fue asumir que el ruido sísmico contiene información sobre las características del medio de propagación y arribos de ondas de cuerpo, las cuales son necesarias en la determinación de reflexiones sísmicas.

Se utilizó el método de Interferometría Sísmica (IS), el cual permite extraer la función de Green mediante el uso de correlaciones cruzadas (CC) de las trazas sísmicas. Las correlaciones se apilaron en ventanas de 30 [s] y se obtuvieron pseudo-secciones sísmicas de tiros virtuales a lo largo de cada línea. Posteriormente, apliqué los algoritmos de procesamiento que usualmente son utilizados en la industria de la sísmica de exploración para la extracción de información estructural y de velocidad sub-superficial. Los resultados de las pseudo-secciones de tiros virtuales se reagruparon por su punto medio común (CMP), buscando generar imágenes del subsuelo en términos de una sección sísmica de offset cero.

Sin embargo, los resultados no fueron satisfactorios, ya que las reflexiones no se percibían de manera clara. Haciendo un análisis de velocidad y posteriormente la corrección NMO, se observó que no se lograban recuperar secciones sísmicas con información de utilidad. Por tal motivo, se realizó un procesamiento alternativo cuyo objetivo era delimitar horizontes o estructuras en el subsuelo. Dicho procesamiento consistió en generar secciones sísmicas considerando un reflector común. Es decir, tomando una distancia entre fuente-receptor fija y desplazar esta separación constante a lo largo de la línea (se usaron offsets de 100, 500, 900, 1300, 1700, 2100), los resultados mostraron que a mayor offset la profundidad de investigación aumentaba, aunque la resolución disminuía en la superficie. Cabe mencionar que en esta parte se aplicó la Transformada de ondícula para descomponer y reconstruir las CC a partir de la ondícula de Meyer con un nivel igual a 5, lo cual mejoró la calidad de las correlaciones.

Las secciones se apilaron con los distintos offsets mencionados anteriormente para cada una de las líneas, resultando una sección de reflector común final. De manera general, se puede decir que, los offsets pequeños favorecen los periodos cortos, ya que delimitan mejor los horizontes reflectivos superficiales presentes en el subsuelo. Además, a medida que el offset se incrementa, los horizontes más profundos localizados a periodos más largos se perciben con mayor claridad, llegando a tener una buena resolución hasta los 1.5 [s]. Finalmente, las secciones obtenidas fueron comparadas con una sección de sísmica activa migrada en profundidad.



## ABSTRACT

The main objective of this thesis is to obtain images of the subsurface (seismic sections) for the delimitation of geological structures associated with unconventional deposits, using traces of passive seismic (seismic noise) and to determine the scope of the Seismic Interferometry when comparing the results obtained with an active seismic section. The data were obtained from a rectangular arrangement located within the Chicontepec Basin, southeast of the Mexican Republic. 6 lines of approximately 8 [km] in length were processed, with 159 geophones each. The hypothesis under which we worked was to assume that seismic noise contains information on the characteristics of the propagation medium and body wave arrivals, which are necessary in the determination of seismic reflections

The method of Seismic Interferometry (IS), was used which allows Green's function to be extracted through the use of cross correlations (CC) of seismic traces. The correlations were stacked in windows of 30 [s] and seismic pseudo-sections of virtual shots were obtained along each line. Subsequently, I applied the processing algorithms that are usually used in the exploration seismic industry for the extraction of structural and sub-surface velocity information. The results of the pseudo-sections of virtual shots were regrouped by their common midpoint (CMP), seeking to generate subsurface images in terms of a zero offset seismic section.

However, the results were not satisfactory, since the reflections were not clearly perceived. Making a speed analysis and subsequently the NMO correction, it was observed that seismic sections with useful information could not be recovered. For this reason, an alternate processing was carried out whose objective was to delimit horizons or subsurface structures. This processing consisted of generating seismic sections considering a common reflector. That is, taking a distance between fixed source-receiver and moving this along the line (we use offsets of 100, 500, 900, 1300, 1700, 2100), the results showed that the greater the investigation depth increased, although the resolution decreased on the surface. It is worth mentioning that in this part the Wavelet Transform was applied to decompose and reconstruct the CC from the Meyer Wavelet with a level equal to 5, which improved the quality of the correlations.

The sections were stacked with the different offsets mentioned above for each of the lines, resulting in a final common reflector section. In general, it can be said that small offsets favor short periods, since they better delimit the surface reflective horizons present in the subsurface. In addition, as the offset increases, the deeper horizons located at longer periods are perceived more clearly, reaching a good resolution up to 1.5 [s]. Finally, the sections obtained were compared with an active seismic section migrated in depth



## CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

Los métodos geofísicos, y en particular, la prospección sísmica es una herramienta que ayuda en la exploración y caracterización de yacimientos de hidrocarburos. Sin embargo, los métodos de fuente activa generan un impacto negativo al medio ambiente. Debido a esto, en los últimos años se han desarrollado estudios geofísicos utilizando ruido sísmico. En la presente tesis se usaron trazas de ruido sísmico, buscando una alternativa a lo que usualmente se realiza en la sísmica de reflexión. Aunque, con el mismo objetivo, el cual es obtener imágenes del subsuelo que permitan identificar y delimitar estructuras geológicas relacionadas con yacimientos no convencionales.

El ruido sísmico antes era considerado como algo que se tenía que evitar o eliminar, debido a que no se contaba con el conocimiento para aprovechar y/o extraer información de él. Sin embargo, en la actualidad se han desarrollado diversas técnicas y métodos de adquisición, que se han utilizado como una alternativa a los métodos de fuente activa en varios sitios alrededor del mundo. En general, el ruido tiene varias fuentes que lo generan, contiene un amplio espectro de frecuencias que abarca desde 0.001 [Hz] hasta decenas de Hertz.

Se utilizó el método de Interferometría Sísmica (IS), para extraer la función de Green usando las correlaciones cruzadas de trazas de ruido sísmico registradas en cada receptor a lo largo de la línea, y apilándolas mediante una fuente común. Las CC entre pares de trazas sísmicas y la suma de estas, es el procesamiento básico de la IS (*Gouedard et al., 2008*). La IS se aplica principalmente a las grabaciones de ruido en la banda de frecuencias de aproximadamente 0.1-0.4 [Hz] (*Shapiro y Campillo, 2004; Sabra et al., 2005*).

Claerbout (1968), mostró que la respuesta de reflexión de un medio con capas horizontales puede ser sintetizada a partir de la autocorrelación de su respuesta de transmisión. Esta relación entre reflexión y la correlación de las respuestas de transmisión se derivó de un teorema de reciprocidad para las ecuaciones de onda unidireccional. Por otro lado, *Gouédard et al., 2008*, describe aplicaciones exitosas de la interferometría en diferentes escalas, desde la extracción de datos de reflexión en mediciones de laboratorio hasta la construcción de ondas superficiales a escala regional.

Algunos otros autores como *Draganov et al., 2013*, han hecho estudios basándose en las CC de ruido sísmico para obtener información estructural del subsuelo. Las ondas de alta frecuencia se originan a partir de fuentes locales o regionales y pueden propagarse como fases de ondas P y S, (*Draganov et al., 2013*). Sin embargo, en la práctica la recuperación de las ondas de cuerpo resulta ser más difícil que la de ondas superficiales, ya que, el decaimiento de la amplitud con la distancia es menor en las ondas superficiales, por lo tanto, tienden a ser más dominantes.



*Draganov et al., (2007)* recuperaron las llegadas de reflexión entre 2 y 10 Hz. *Draganov et al., (2009)* mostraron resultados preliminares de la recuperación de llegadas de reflexión entre 6 y 24 [Hz] utilizando ventajosamente patrones de geófonos que suprimieron las ondas superficiales dominantes por encima de 5 [Hz] en el campo.

En esta tesis, presento una aplicación general de los esfuerzos que he realizado para usar la IS a una escala que usualmente no es utilizada, la sísmica de exploración. Comienzo con la definición de la función de Green y la teoría de la IS. Así como, las características generales del ruido sísmico, con el objetivo de definir su utilidad en el método de la IS. Posteriormente, defino algunos conceptos necesarios para el procesamiento de datos en sísmica de reflexión que sugiere *Yilmaz (1987)* y finalizó con la definición de la transformada de ondícula, la cual usaré más adelante en el capítulo 4.

Con respecto a los datos, se hace mención de las características esenciales del arreglo y el tipo de sensores que fueron utilizados. En el capítulo 4, se discuten los resultados con el método de IS (pseudo-secciones de tiros virtuales), así como los obtenidos al agrupar las correlaciones cruzadas mediante dos enfoques: 1) por CMP, y el procesamiento de filtrado, ganancia, deconvolución spiking, análisis de velocidad y corrección NMO para generar una sección de offset cero. 2) Por reflector común con varias distancias de offset y el apilado posterior para generar una sección de reflector común final. Finalmente, se comparan los resultados y limitantes de cada uno de los enfoques.



## CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO

Como se ha mencionado con anterioridad la zona de estudio se localiza dentro de la Cuenca de Chicontepec que, junto con los campos del Paleocanal de Chicontepec, son considerados de alta complejidad y como yacimientos “No convencionales”. Lo anterior, debido a la topografía de la región y a sus características petrofísicas de baja permeabilidad, alto contenido de arcillas y la relativa baja presión. Las formaciones productoras en esta región están compuestas por una serie de láminas de diversos espesores y características petrofísicas contrastantes, frecuentemente imperceptibles por los registros de pozo.

Desde 1978 se sabe que Chicontepec consiste en un amplio recurso geológico continuo de hidrocarburos que constituye una de las mayores acumulaciones en América. Por otro lado, los campos del Paleocanal Chicontepec representan más del 29% de las reservas probadas de hidrocarburos del país y el 81% de la Región Norte. Sin embargo, dadas sus complejas características geológicas, su explotación rentable puede ser difícil y costosa comparada con los grandes yacimientos en el sureste del país.

### 2.1. LOCALIZACIÓN

Los datos de sismica pasiva que se utilizaron en este trabajo fueron obtenidos de un arreglo rectangular localizado dentro de la Cuenca de Chicontepec ubicada sobre la planicie costera del golfo de México, al sureste de la República Mexicana. La Cuenca de Chicontepec está limitada al este por la Plataforma de Tuxpan (Faja de Oro), al norte por la cuenca de Tampico, al oeste y sur por las estribaciones orientales de la Sierra Madre Oriental. En el subsuelo, el Grupo Chicontepec alcanza, en algunos sitios, hasta 2 500 [m] de espesor. Tiene una longitud de 123 [km] y una anchura que varía de 12 a 23 [km].

Su localización geológica está en la parte central de la provincia denominada Tampico-Misantla, comprende una historia geológica que va desde el Triásico hasta el Reciente, aunque la Cuenca de Chicontepec, como tal, tiene una historia que involucra al Paleoceno y Eoceno. La cuenca de Chicontepec cubre un área de aproximadamente 11 300 [km<sup>2</sup>], mientras que el área que enmarca al paleocanal de Chicontepec (Chicontepec superior) tiene una superficie de 3785 [Km<sup>2</sup>] aproximadamente, (Figura 2.1).

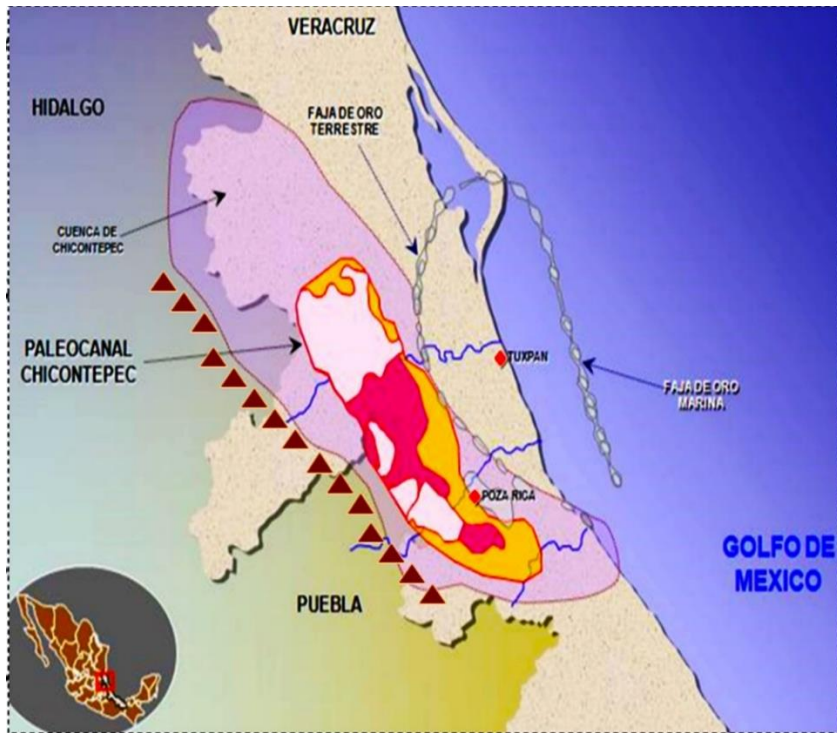


Figura 2.1 Ubicación de la Cuenca de Chicontepec y del Paleocanal de Chicontepec. Modificada de PEMEX (2004).

## 2.2. GEOLOGÍA REGIONAL Y MARCO TECTÓNICO.

La Cuenca de Chicontepec se originó en el Paleoceno-Eoceno, durante los levantamientos de la Sierra Madre Oriental (Orogenia Laramide) y su límite de secuencia corresponde con una discordancia. La sedimentación del Paleógeno se compone de sedimentos areno-arcillosos de ambiente turbidítico, complejos de abanicos submarinos y una red de abundantes canales; el relleno sedimentario está constituido por arenas lenticulares con intercalaciones de lutitas. Durante este período ocurrieron varios eventos de erosión y relleno de sedimentos clásticos, cuyos componentes son en gran medida fragmentos de carbonatos.

En su porción media-sureste se tiene evidencia del paleocanal de Chicontepec, de edad eoceno temprano que se profundiza hacia el sureste. La columna geológica está integrada por conglomerados areniscas y lutitas, con edades que van del paleoceno al eoceno temprano. Sus características geológicas son complejas debido a que no hay distribución uniforme en el paleocanal. En el área de estudio existen 14 unidades litoestratigráficas: Pimienta, Tamaulipas superior, Tamaulipas inferior, Agua nueva, San Felipe, Mendez, Velazco, Chicontepec inferior, Chicontepec Medio, Chicontepec superior, Chicontepec canal, Aragón, Guayabal, Tantoyuca-Chapopote, que se observan en la Figura 2.2.



a)

SISTEMA	SERIE	FORMACION	
		ORTE	SUR
TERCIARIO	OLIGOCEÑO SUPERIOR	HORCONES	PALMA REAL SUPERIOR
	OLIGOCEÑO INFERIOR	ALAZAN	PALMA REAL INFERIOR
	EOCEÑO SUPERIOR	TANTOYUCA	CHAPOPOTE
	EOCEÑO MEDIO	GUAYABAL	
	EOCEÑO INFERIOR	CHICONTEPEC SUPERIOR	ARAGON
	PALEOCEÑO SUPERIOR	CHICONTEPEC MEDIO	
		CHICONTEPEC INFERIOR	
PALEOCEÑO INFERIOR	VELAZCO BASAL		
CRETACICO	SUPERIOR	MENDEZ	CHICONTEPEC CAJAL
		SAN FELIPE	
		AGUA NUEVA	
	MEDIO	TAMAULIPAS SUPERIOR > TAMABRA	
INFERIOR	TAMAULIPAS INFERIOR		
JURASICO	SUPERIOR	PIMIENTA	
		TAMAN > SAN ANDRES	

b)

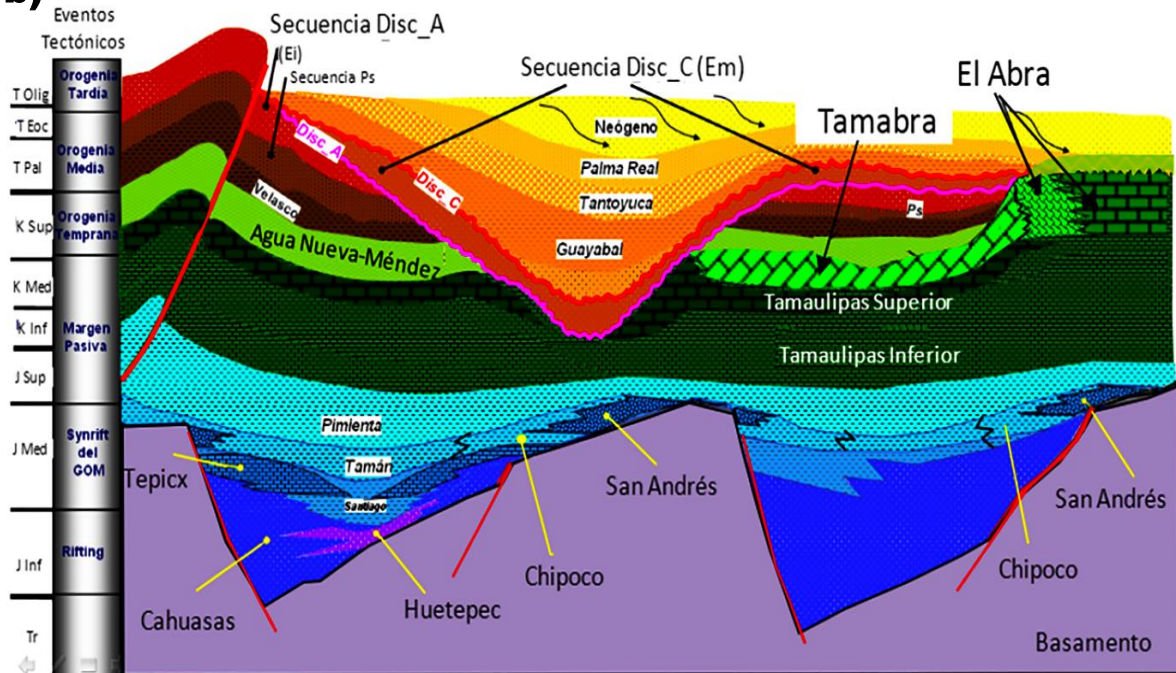


Figura 2.2. a) Columna estratigráfica de la Cuenca de Chicontepec. Tomada de PEMEX (2005). b) Depósito progradantes en el oligoceno Temprano-Pleistoceno. Tomada de PEMEX, (2013).

### 2.3. ¿QUE ES UN YACIMIENTO NO CONVENCIONAL?

Los yacimientos no convencionales son albergados por rocas poco porosas y permeabilidades bajas, debido a su alto contenido de arcillas. Además, no tienen la capacidad de que el hidrocarburo fluya sin estimulación. *Schenk (2003)*, propone unas características geológicas específicas que comparten los yacimientos no convencionales: 1) Acumulaciones regionales y extensas. 2) Pueden tener contactos difusos entre hidrocarburos. 3) Tienen campos productores que comúnmente se unen en acumulaciones regionales. 4) No tienen trampas o sellos que sean obvios. 5) No tienen un contacto agua-gas bien definido. 6) Contienen hidrocarburos que no están retenidos por efectos hidrodinámicos. 7) Tiene presiones anormales. 8) Tienen una gran cantidad de recursos. 9) Tienen puntos dulces (Sweet spots) de producción. 10) Comúnmente tienen yacimientos naturalmente fracturados. 11) Los yacimientos se encuentran muy cerca de las rocas madres.

Una desventaja de estos yacimientos radica en que resulta muy caro extraer los hidrocarburos, por lo tanto, su desarrollo requiere el uso de altas tecnologías. En la Figura 2.3 se muestra un ejemplo de un yacimiento no convencional. En el área de estudio para esta tesis, los potenciales yacimientos no convencionales se encuentran por debajo de los yacimientos de la formación Chicontepec, es decir, en las formaciones conocidas como: **Agua Nueva** (del Cretácico), la cual contiene intercalaciones de lutitas carbonosas y cuerpos de Margas bentónicas y, **Pimienta** (del Jurásico) compuesta de una secuencia de calizas de color gris oscuro en capas delgadas con lentes de pedernal. Se le considera una roca generadora de hidrocarburos, de acuerdo con estudios geoquímicos que indican alto contenido de materia orgánica, además también funciona como roca sello por sus capas de calizas arcillosas y lutitas (Nava y Alegría, 2001).

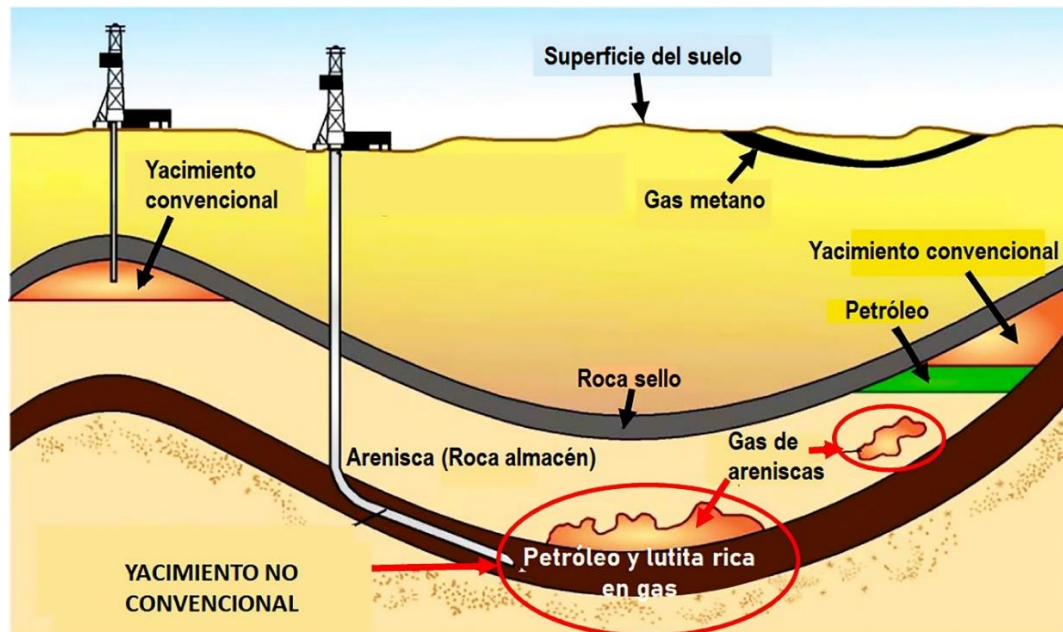


Figura 2.3. Esquema de un yacimiento petrolero. En las elipses en color rojo se muestra el yacimiento no convencional. Tomada de [www.eia.gov](http://www.eia.gov)

## CAPÍTULO 3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

En este capítulo se mencionan aspectos generales del ruido sísmico, la extracción de la Función de Green del medio y la relación con el método de Interferometría Sísmica. Además, se revisaron algunos conceptos necesarios para desarrollar la metodología que sugiere *Yilmaz (1987)* en el procesado de datos de reflexión sísmica. Finalmente, se explica en que consiste la transformada de Ondícula, la cual también será usada en el capítulo 4 de esta tesis.

### 3.1. FUNCIÓN DE GREEN

La función de Green es aquella que caracteriza la estructura por donde las ondas sísmicas se propagan, dicho de otra manera, es la respuesta de la estructura ante una fuerza que presenta un comportamiento impulsivo. Siguiendo con el desarrollo que realizaron *Aki y Richards (2002)*, considerando una fuerza de cuerpo  $f_i(x, t)$  aplicada de manera impulsiva en un espacio y tiempo, en el punto  $x = \xi$  y un tiempo  $t = \tau$ . Si esta fuerza es aplicada en la dirección  $x_n$ , y es proporcional a las funciones de Dirac unidimensionales tanto espaciales como temporales, entonces:

$$f_i(x, t) = A\delta(x - \xi)\delta(t - \tau)\delta_{in} \quad (3.1)$$

Donde A es una constante que proporciona el tamaño de la fuerza de cuerpo y  $\delta_{in}$  es la función delta de Kronecker. El campo de desplazamiento que es generado por una fuente (igual a la unidad) es llamada **función elastodinámica de Green**, denotada para la i-ésima componente de desplazamiento debido a las coordenadas generales como:  $G_{in}(x, t, \xi, \tau) = G_{ni}(\xi, t, x, \tau)$ , se observa que lo anterior depende tanto de la ubicación de la fuente como la del receptor. Siguiendo con lo que dice el teorema de reciprocidad, si en un punto A de un cuerpo se aplica una fuerza de intensidad m y esta genera en un punto B un desplazamiento u, la misma fuerza de intensidad m aplicada en el punto B generara un desplazamiento u en el punto A. El tensor de Green satisface le ecuación de movimiento:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i(x, t)}{\partial t^2} = f_i(x, t) + \frac{\partial \sigma_{ij}(x, t)}{\partial x_j} \quad (3.2)$$

Donde,  $u_i(x, t) = G_{in}(x, t, \xi, \tau)$  es el vector de desplazamientos;  $\sigma_{ij} = C_{ijkl}e_{kl}$  equivale al tensor de esfuerzos (considerando que hay simetría de los módulos elásticos que describen el material  $C_{ijkl} = C_{klij} = C_{lkji}$ ). A gran escala, el material dentro de la tierra tiene aproximadamente las mismas propiedades físicas independientes de la orientación, lo que es conocido como isotropía. Para materiales isótropos los esfuerzos pueden ser representados por la ley de Hooke en términos de las constantes de Lamé (ecuación 3.3).

$$\sigma_{ji} = \lambda e_{kk}\delta_{ij} + 2\mu e_{ij} \quad (3.3)$$

$$e_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_j}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) \quad (3.4)$$



$e_{ij}$  tensor simétrico que describe la deformación interna. Sustituyendo  $u_i$ ,  $f_i$  y  $\sigma_{ij}$  en la ecuación de movimiento, tenemos que:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} G_{in} = \delta_{in} \delta(\mathbf{x} - \boldsymbol{\xi}) \delta(t - \tau) + \frac{\partial}{\partial x_j} \left( C_{ijkl} \frac{\partial}{\partial x_l} G_{kn} \right) \quad (3.5)$$

Lo ecuación anterior va a depender de las coordenadas de la fuente y el receptor. Para determinar  $G_{ij}$  de manera única, debemos especificar las condiciones de frontera sobre la superficie, que pueden diferir dependiendo el problema que estudiemos. Si  $G_{ij}$  satisface las condiciones de frontera homogéneas en la superficie (condiciones libres de esfuerzos) una relación reciproca importante para las coordenadas fuente-receptor se desprende del Teorema de Betti, suponiendo que  $f$  y  $g$  son dos fuerzas impulsivas aplicadas en las direcciones  $m$  y  $n$ :

$$G_{nm}(\xi_2, \tau_2; \xi_1, \tau_1) = G_{mn}(\xi_1, -\tau_1; \xi_2, -\tau_2) \quad (3.6)$$

### 3.2. INTERFEROMETRÍA SÍSMICA

La Interferometría Sísmica (IS) es el estudio de la interferencia entre pares de señales sísmicas para obtener información de las diferencias entre ellas. La operación matemática principal utilizada para estudiar esta interferencia es la correlación cruzada (CC) de pares de señales, pero se podría considerar de manera equivalente la convolución como la operación principal porque la CC es simplemente la convolución con el reverso de una de las dos señales (Curtis *et al.*, 2006).

El término de IS se refiere al principio de generar nuevas respuestas sísmicas mediante la CC de las observaciones sísmicas en diferentes lugares de los receptores (Wapenaar y Fokkeman 2006). La IS es un método que permite extraer o recuperar la función de Green (señal que corresponde a la propagación de ondas sísmicas) entre dos receptores de ruido sísmico, como si uno de ellos fuera una fuente virtual.

Aunque la suposición original de un campo de ruido isotrópico generalmente no se cumple, el ruido fuertemente direccional no es un problema insuperable para la extracción de la función de Green (Kimman *et al.*, 2012). Claerbout (1968), demostró que la CC de trazas de ruido de un campo de ondas difusas registrados en dos receptores diferentes en medios tridimensionales y heterogéneos, llevan a la construcción de la función de Green que se observaría si hubiera una fuente impulsiva en uno de los receptores con respecto al otro.

La CC entre pares de trazas sísmicas y la suma o apilamiento de estas, es el procesamiento básico de la Interferometría Sísmica (Gouedard *et al.*, 2008). El apilamiento se lleva a cabo para incrementar la relación señal-ruido, lo que resulta conveniente para trazas muy ruidosas. La IS se aplica principalmente a las grabaciones de ruido en la banda de frecuencias de 0.1 Hz a 0.4 Hz (Shapiro y Campillo, 2004).

Entre los beneficios importantes de la IS, es el bajo costo que tiene en comparación con los estudios de reflexión sísmica. Además, es un método no invasivo, debido a que no usa fuentes explosivas



o perforaciones de pozo, lo que resulta un método conveniente para áreas de investigación cercanas a zonas urbanas. También, se evitan efectos de distorsión debido a capas someras o discontinuidades en el medio, ya que se pueden reubicar los tendidos fuente-receptor de manera virtual, ya que se asume que las estaciones no se mueven, lo que implica que los cambios que haya en la señal serán debidos a un cambio en el medio de propagación, con lo que se tienen mejores efectos de resolución.

Sin embargo, aunque las correlaciones de ruido ambiental se han utilizado con éxito en la sismología en estudios tomográficos (*Shapiro et al., 2005*) y para controlar los cambios de velocidad, ha quedado claro que la construcción de la función de Green no es perfecta, incluso cuando se correlacionan varios años de ruido. Según *Stehly et al., (2008)* hay dos razones que explican lo anterior: 1) La distribución de las fuentes de ruido no es homogénea, lo que implica que las correlaciones convergen a una función R diferente de la función de Green real. 2) A medida que se usan registros de ruido de longitud finita, la convergencia de las correlaciones hacia la función R no es completa, y las fluctuaciones permanecen en las correlaciones.

### 3.2.1. Ruido sísmico y su contenido espectral.

En la actualidad se han desarrollado diversas técnicas y métodos que hacen posible aprovechar la información que proporciona el ruido sísmico. En general el ruido aleatorio tiene varias fuentes que lo generan. Llamamos “ruido sísmico” a un registro temporal grabado en una estación que no contiene eventos sísmicos tales como explosiones o terremotos. El resultado neto del ruido de muchos dispersores en el subsuelo también contribuye al ruido aleatorio (*Lamer et al., 1983*).

Clasificar todas las fuentes que generan el ruido sísmico no es una tarea fácil. *Gutenberg (1958)* estableció una lista de los diferentes tipos de fuentes de acuerdo a su contenido frecuencial. *Asten y Henstridge (1984)* llegaron a las mismas conclusiones. Sus resultados mostraron que el ruido tiene dos orígenes: natural y cultural, y difieren en su contenido frecuencial. Con base en sus resultados, se puede concluir que:

- A bajas frecuencias (menores a 1 [Hz]) las fuentes de ruido son naturales.
- A frecuencias intermedias (1-5 [Hz]) las fuentes son naturales y culturales;
- A frecuencias altas las fuentes son esencialmente culturales.

**Tabla 1. Resumen establecido de acuerdo con los estudios de Gutenberg (1958) y Asten y Henstridge (1984). Na= no aplica. Modificada de *Bonnefoy-Claudet et al. (2006)*.**

Fuentes de ruido sísmico de acuerdo con su frecuencia		
	Gutenberg (1958)	Asten y Henstridge (1984)
Ondas oceánicas chocando en la costa.	0.05-0.1 [Hz]	0.5-1.2 [Hz]
Perturbaciones meteorológicas	0.1-0.25 [Hz]	0.16-1 [Hz]
Ciclones en los océanos	0.3-1 [Hz]	0.5-1 [Hz]
Condiciones meteorológicas locales	1.4-5 [Hz]	Na
Tremores volcánicos	2-10[Hz]	Na
Cultural (urbano)	1-100 [Hz]	1.4-30 [Hz]



El ruido sísmico contiene un amplio espectro de frecuencias que abarca desde 0.001 [Hz] hasta decenas de Hz. Una manera de caracterizar el contenido frecuencial de una serie temporal estocástica (ruido sísmico), es mediante la densidad espectral (PSD, Figura 3.1). La PSD es definida como la Transformada de Fourier de la autocorrelación de una señal  $g(t)$ :

$$P(f) = \int_{-\infty}^{\infty} p(\tau) e^{-i2\pi f\tau} d\tau \quad (3.7)$$

Donde  $p(\tau)$  es la autocorrelación de la función  $g(t)$ ;  $p(\tau) = \langle g(t) g(t + \tau) \rangle$  (promedio en el tiempo  $t$ ) y  $f$  es la frecuencia medida en Hz, recordemos que  $P(f)$  se da en unidades de  $m^2/Hz$ ,  $(m/s)^2/Hz$  o  $(m/s^2)^2/Hz$ , dependiendo si tenemos desplazamiento, velocidad o aceleración. La amplitud espectral dominante del ruido sísmico ambiental está entre 0.05 y 0.2 Hz. A menudo se hace una distinción entre los microsismos primarios (0.05-0.08 Hz) y los microsismos secundarios, con frecuencia más fuertes (0.1-0.2 Hz) (Kimman *et al.*, 2012).

Las altas frecuencias tienen origen local, cercano al sensor, y su generación suele estar relacionada con actividades antropogénicas (maquinaria, explosiones, etc.). Por su parte, los eventos sísmicos (terremotos, tremores, terremotos volcánicos tipo LP) abarcan un rango amplio del espectro del registro sísmico (0.01 hasta 10 [Hz]) que depende del mecanismo de generación (fuente) y del medio que atraviesan las ondas hasta que son registradas.

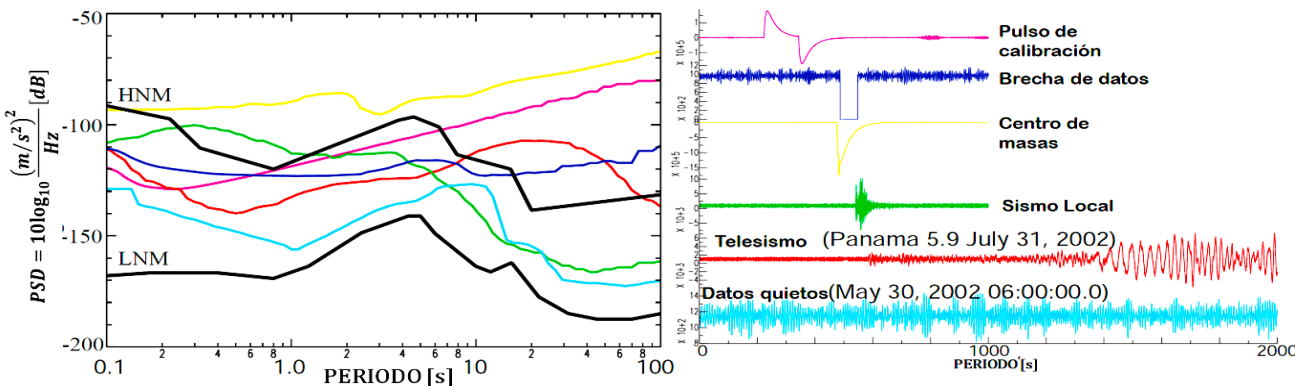


Figura 3.1. Densidades espectrales de potencia (PSD) y su contenido frecuencial característico, correspondiente a diferentes registros temporales. Las líneas negras (izq.) indican los modelos de ruido alto (HNM) y bajo (LNM) determinados por Peterson (1993). Modificada de McNamara y Buland, (2004).

### 3.2.2. Fuente Virtual.

El método de fuente virtual es una técnica para visualizar y monitorear una sobrecarga compleja en el subsuelo sin el conocimiento de las velocidades o los cambios de intervalos de tiempo cerca de la superficie. Calvert *et al.*, (2004) introdujeron el método de fuentes virtuales para la transformación de datos VSP (perfil sísmico vertical) a SWP (perfil único de pozo).

El método de fuente virtual está estrechamente relacionado con la IS (Schuster *et al.*, 2004; Wappenar, 2004). Ambos usan la correlación cruzada de los campos de onda grabados en un par de receptores para estimar la función de Green entre ellos (Mehta *et al.*, 2007). La calidad de la Función de

Green extraída puede mejorarse utilizando ventanas de tiempo particulares y apilando las ondículas extraídas de diferentes ventanas de tiempo (Behura, 2007).

El enfoque más simple para generar conjuntos de fuentes virtuales es realizar una correlación cruzada del campo de onda total registrado en la ubicación de la fuente virtual con el campo de onda total registrado en los receptores restantes (Mehta *et al.*, 2006). La fuente virtual se irradia predominantemente hacia abajo y proporciona una respuesta más limpia de los reflectores de objetivos profundos. Sin embargo, su enfoque no puede suprimir los múltiples relacionados con la superficie libre y la sobrecarga (Mehta *et al.*, 2007).

### 3.2.3. Interferometría de onda directa.

Para explicar la interferometría de mejor manera, se considera el caso unidimensional. Se tienen dos puntos ( $X_A$  y  $X_B$ ) que representan estaciones sísmicas, si el medio es alterado por una señal que se comporta de manera impulsiva  $X_S$ , se tendrá un frente de onda viajando a lo largo del eje  $x$  (Figura 3.2a). Con respecto al tiempo, la estación A registrará el impulso (función de Green) a un tiempo  $t_A = (X_A - X_S)/c$  y la estación B, en un tiempo  $t_B = (X_B - X_S)/c$  mayor al de la estación A, (Figura 3.2b). En forma de ecuaciones, lo anterior se puede escribir como:

$$G(X_A, X_S, t) = \delta(t - t_A) \quad (3.8)$$

$$G(X_B, X_S, t) = \delta(t - t_B) \quad (3.9)$$

Las ecuaciones 3.8 y 3.9, muestran las respuestas que se obtendrían en las coordenadas del punto A y B debido a la señal impulsiva  $X_S$ , respectivamente. El siguiente paso para calcular la función de Green es hacer la CC entre ambas señales. Las señales recibidas en A y B, tienen el mismo camino en común de  $X_S$  a  $X_A$ , donde el tiempo de viaje a lo largo de este camino en común se cancela al hacer la CC dejando solo los tiempos de viaje a lo largo del camino  $X_A$  a  $X_B$ . La CC de las respuestas en A y B se observan en la figura 3.2d, se percibe un impulso en  $X_B$  como si la fuente estuviera en  $X_A$ . Lo anterior permite que no sea necesario conocer la posición o el tiempo que tuvo que viajar la fuente  $X_S$  desde su origen hasta la posición final. En conclusión, solo importa el tramo entre estaciones donde una de ellas actúa como fuente virtual.



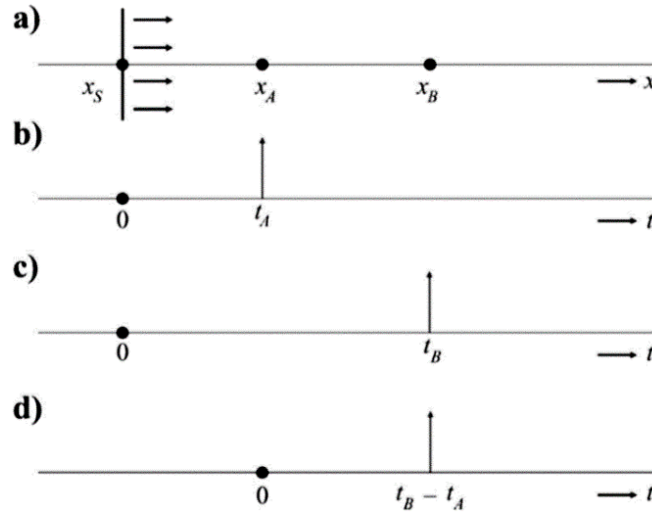


Figura 3.2. Interferometría de onda directa para el caso 1D. Tomada de Wappenaar *et al.* (2010).

La definición matemática de la correlación cruzada, dadas dos funciones o señales (f y g), se puede escribir como:

$$CC(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t') g(t + t') dt' \quad (3.10)$$

En la ecuación 3.10, se asume que la función  $g(t')$  se desplaza un tiempo t con relación a la función  $f(t)$ . Asociamos f y g a las ecuaciones 3.8 y 3.9, entonces:

$$CC(t) = G(X_A, X_S, t) * G(X_B, X_S, -t) = \int_{-\infty}^{\infty} G(X_A, X_S, t') G(X_B, X_S, t + t') dt' \quad (3.11)$$

El asterisco en la primera parte de la ecuación 3.11 denota la convolución de las dos series, invirtiendo el signo de la segunda serie, obtenemos la correlación cruzada. Sustituyendo la segunda parte de la ecuación anterior por las deltas de Dirac:

$$CC(t) = G(X_A, X_S, t) * G(X_B, X_S, -t) = \int_{-\infty}^{\infty} \delta(t' - t_A) \delta(t + t' - t_B) dt' \quad (3.12)$$

Reagrupando la ecuación anterior:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \delta(t' - t_A) \delta(t + t' - t_B) dt' = \int_{-\infty}^{\infty} \delta(t' - t_A) \delta(t' - (t_B - t)) dt' \quad (3.13)$$

Ocupando la propiedad de la delta de Dirac:  $\int_{-\infty}^{\infty} f(x) \delta(x - a) dx = f(a)$ ;  $x = t'$  y  $a = t_B - t$ , obtenemos:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \delta(t' - t_A) \delta(t' - (t_B - t)) dt' = \delta(t_B - t - t_A) \quad (3.14)$$

Por la propiedad:  $\delta(-x + a) = \delta(x - a)$ , se tendrá que el resultado es:

$$\delta(-t + (t_B - t_A)) = \delta(t - (t_B - t_A)) \quad (3.15)$$



La diferencia entre  $t_B - t_A$  corresponde al tiempo que las ondas recorren desde el receptor ubicado en  $X_A$  hasta el receptor en  $X_B$  (figura 3.2); lo anterior quiere decir que la ecuación 3.15, corresponde a la Función de Green de las ondas que se propagan de  $X_A$  a  $X_B$ .

$$\delta(t - (t_B - t_A)) = G(X_B, X_A, t) \quad (3.16)$$

$$G(X_B, X_A, t) = G(X_B, X_S, t) * G(X_A, X_S, t) \quad (3.17)$$

La ecuación 3.17, muestra que la correlación cruzada entre las señales recibidas en el punto A y B, considerando una fuente  $X_S$ , lo que corresponde a la función de Green entre ambos puntos.

### 3.3. SÍSMICA DE REFLEXIÓN

En la exploración de hidrocarburos se requiere identificar y delimitar estructuras geológicas presentes en el subsuelo, las cuales puedan almacenar volúmenes de gas y petróleo. La sísmica de reflexión es una técnica usada ampliamente en la exploración, la teoría se basa en la propagación de ondas compresivas, generadas por impactos, que son reflejadas por los estratos presentes en el subsuelo (Yilmaz, 1987).

Las reflexiones sobre registros de tiros son reconocidas por sus tiempos de viaje hiperbólicos. Si la interfaz de reflexión es horizontal, entonces el vértice de la hipérbola de reflexión se sitúa en offset cero. Por otro lado, si se trata de una interfaz de inmersión, entonces la hipérbola de reflexión está sesgada en la dirección de arriba (Yilmaz, 1987). Para mayor información del método de reflexión sísmica se puede revisar la literatura, en el apartado de referencias se mencionan algunos trabajos relacionados con el tema.

#### 3.3.1. Tipos de ondas y sus características en medios heterogéneos.

Hay varios fenómenos que suceden cuando la energía sísmica se propaga a través de un medio heterogéneo, como son: dispersión, absorción, difracción y reflexión. En la sísmica superficial la distancia entre la fuente y el receptor se escoge en función del tamaño estimado de las estructuras que se quieren visualizar; cuanto más pequeño sea el espaciado, más resolución espacial se tendrá (Baker *et al.*, 1999).

Lo importante del procesamiento de datos de sísmica activa, es descubrir las reflexiones genuinas, suprimiendo el ruido de varios tipos. Sin embargo, el procesamiento no hace todo el trabajo, ya que en el mejor de los casos se suprime cualquier ruido que haya en los datos del campo y se mejora la energía de reflexión que es enmascarada por el ruido. Según Yilmaz (1987), hay varios tipos de ondas en la categoría de ruido coherente:

- ❖ **Ground roll.** Es reconocido por su baja frecuencia, gran amplitud, y baja velocidad de grupo, particularmente en trazas con offset cortos.
- ❖ **Ondas guiadas.** Se encuentran especialmente en registros marinos poco profundos. La capa de agua hace un fuerte contraste de velocidad con el sustrato, lo que hace que la mayor parte de la energía quede atrapada y guiada lateralmente a través de la capa de agua. Cuanto mayor sea el contraste de velocidad entre la capa de agua y el sustrato, menor será



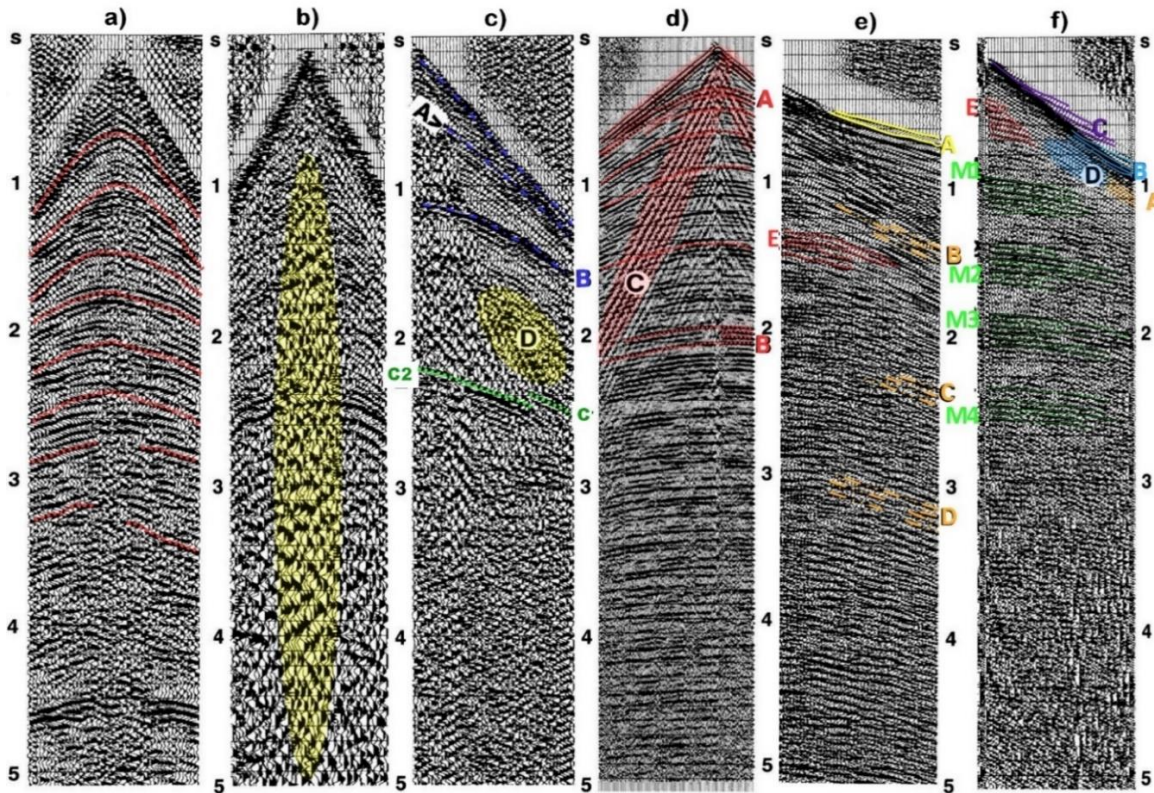
el ángulo crítico; así, más energía de onda guiada queda atrapada en la región supercrítica. Las ondas guiadas también son encontradas en registros terrestres, estas ondas se atenúan en gran medida por el apilamiento del CMP.

- ❖ **Ruido disperso lateralmente**, ocurre comúnmente en el fondo del agua, donde no hay topografía plana y lisa. Las irregularidades de diferentes tamaños actúan como puntos dispersores, lo que causa llegadas de difracción.
- ❖ **Ruido del cable** es lineal, de amplitud y frecuencia bajas. Aparece principalmente en los registros de tiros como arribos tardíos.
- ❖ **Ondas de aire**, quizás la única forma efectiva de eliminarlas es poner a cero los datos en los conjuntos de tiro a lo largo de una línea que contiene esta energía.
- ❖ **Las líneas eléctricas** también causan trazas ruidosas en forma de una onda de mono frecuencia. La cual tiene una frecuencia de entre 50 y 60 [Hz].
- ❖ **Los múltiples** son reflexiones secundarias con caminos intercalados. La técnica más eficaz de supresión es el apilado de los CMP con una traza muda interior.

En la Figura 3.3 se muestran algunos ejemplos de los tipos de ondas que se perciben en los registros cuando se usa una fuente activa, dichos ejemplos fueron tomados de registros de tiros marinos y terrestres (Yilmaz, 1987). Si las capas del subsuelo están en posición horizontal, las hipérbolas de reflexión se verán simétricas (Figura 3.3a), cualquier irregularidad en la forma de la hipérbola de desplazamiento puede atribuirse a efectos cercanos a la superficie y/o variaciones laterales en la velocidad.

El ground roll es un tipo de onda Rayleigh, debido al acoplamiento de ondas de compresión (P) y la componente vertical de las ondas de corte (SV) que se propagan a lo largo de la superficie libre (Grand y West, 1965). El registro de la Figura 3.3b es un ejemplo de ground roll, que se caracteriza por su apariencia de baja frecuencia y alta amplitud, particularmente en trazas de offset cercano.

En la Figura 3.3c, se tienen reflectores débiles y fuertes casi planos (A y B), una falla (C1-C2) y energía de ground roll en las trazas internas (evento D). Los registros de la Figura 3.3d, cuya fuente activa fue dinamita tienen una excelente calidad, se observan una serie de reflexiones y reverberaciones intercaladas asociadas (color rojo). El evento A tiene un movimiento grande porque es poco profundo, mientras que el evento B es el caso opuesto.



**Figura 3.3. Registros de los tipos de ondas sísmica en medios heterogéneos con fuentes activas. a) Hipérbolas simétricas atribuidas a reflexiones (rojo). b) Energía de ground roll (amarillo). c) Reflectores débiles y fuertes (azul), ground roll (color amarillo) y falla (color verde). d) Serie de reflexiones y reverberaciones intercaladas (rojo), evento (B) profundo y (A) somero. e) Registro marino, arribo de la refracción (amarillo); ondas guiadas manifestadas en tendencias lineales (naranja) y la reflexión (rojo). f) Ondas guiadas (naranja), arribos directos (azul) de frecuencias altas; frecuencias bajas (morado) llegan antes; frecuencias moderadas (D) constituyen la porción posterior del paquete de ondas dispersivas. Reflexión (rojo) y múltiples de periodo largo (verdes). Modificado de Yilmaz (1987).**

La Figura 3.3e corresponde a un registro marino, donde se observa el arribo de la refracción (A), debido al fondo del agua. Este conjunto de tiro contiene principalmente ondas guiadas, que se manifiestan como tendencias lineales (B, C y D). La reflexión genuina tiene poco movimiento (E). La Figura 3.3f muestra un paquete de ondas (A), compuesto completamente de ondas guiadas. Los arribos directos (B) llevan componentes de alta frecuencia, mientras que las frecuencias bajas (C) llegan antes. Las frecuencias moderadas (D) constituyen la porción posterior del paquete de ondas dispersivas. Este registro tiene una reflexión (E) y múltiples de periodo largo (M1-M4). La reflexión y sus múltiples también tienen un tren de ondas reverberante cercana a 300 ms de longitud.

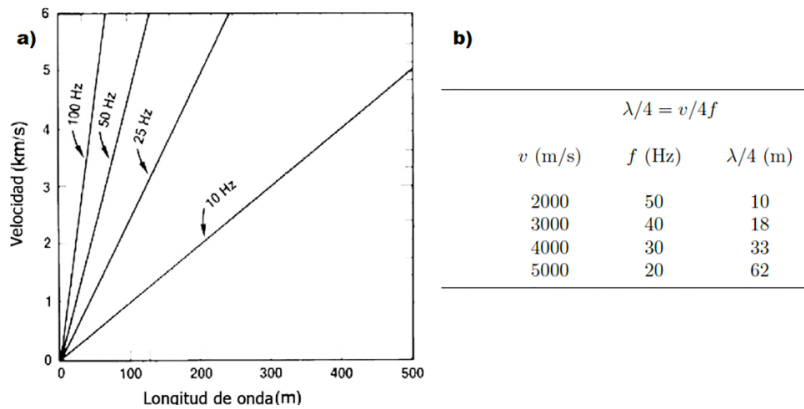
### 3.3.2. Resolución Sísmica

La resolución se relaciona con la cercanía que pueden tener dos puntos, para que aun se puedan distinguir (Yilmaz, 1987). Se consideran dos tipos de resolución, vertical y lateral, ambas son controladas por el ancho de banda de la señal y las longitudes de onda. La longitud de onda de las ondas sísmicas es dada, por:  $\lambda = v/f$ , donde  $v$  es la velocidad y  $f$  es la frecuencia dominante. Las ondas sísmicas

tienen un rango de velocidades en la superficie de 2000 a 5000 [m/s]. Por otro lado, la frecuencia dominante de la señal sísmica típica varía entre 50 y 20 [Hz] y disminuye con la profundidad. Las longitudes de ondas sísmicas típicas tienen un rango de 40 a 250 [m] y generalmente se incrementan con la profundidad.

**Resolución Vertical.**

Dado que la longitud de onda determina la resolución, las características profundas deben tener mayor espesor que las características superficiales para poder resolverlas. La deconvolución trata de aumentar la resolución vertical ampliando el espectro, comprimiendo así la ondícula sísmica. En la Figura 3.4a, se muestra la longitud de onda en función de la velocidad para varios valores de frecuencia. Mientras que en la Figura 3.4b, muestra el umbral de los valores de la resolución vertical, considerando rangos de velocidades y frecuencias realistas. Un umbral aceptable para la resolución vertical generalmente es un cuarto de la longitud de onda dominante.



**Figura 3.4. a) Relación entre velocidad, frecuencia dominante y longitud de onda. b) Umbral de la resolución vertical. Modificado de Sheriff (1976).**

Si tenemos una característica superficial, para una velocidad de 2000 [m/s] y una frecuencia dominante de 50 [Hz] puede resolverse potencialmente si es tan delgada como 10 [m] (una característica más fina no se puede resolver). De manera similar, para una característica profunda con una velocidad tan alta como 5000 [m/s] y una frecuencia dominante tan baja como 20 Hz, el espesor debe ser de al menos 62 [m] para que pueda resolverse.

**Resolución Lateral.**

La resolución lateral se refiere a qué tan cerca se pueden situar dos puntos de reflexión horizontalmente y, que puedan ser reconocidos uno del otro. La resolución lateral es la zona de Fresnel, un área circular proyectada en un reflector que depende de: la frecuencia, velocidad y profundidad de la interfaz reflectante, el radio del frente de onda se aproxima a:

$$r = \sqrt{\frac{z_0 \lambda}{2}} \tag{3.18}$$

En términos de dominio de frecuencias  $f$ , el ancho de la zona de fresnel es dada por:



$$r = \left(\frac{v}{2}\right) \sqrt{\frac{t_0}{f}} \tag{3.19}$$

En la Figura 3.5 se muestra a) el radio de la zona de Fresnel y b) el umbral de resolución para un rango de combinaciones de frecuencia y velocidad a varios tiempos  $t_0 = 2Z_0 / v$ . La zona de Fresnel generalmente aumenta con la profundidad, provocando una resolución espacial pobre. Sin embargo, si la señal sísmica que circula a lo largo del frente de onda tiene una frecuencia relativamente alta, entonces la zona de Fresnel será relativamente estrecha, provocando una resolución espacial más alta.

El ancho de la zona de Fresnel es una medida de resolución lateral, debido a que cuanto más pequeñas son las zonas de Fresnel, más fácil es diferenciar dos puntos de reflexión. Dado que la migración es el proceso que colapsa las difracciones, es razonable pensar que la migración aumenta la resolución espacial, ya que al disminuye el ancho de la zona de Fresnel, separando así las características que están borrosas en la dirección lateral.

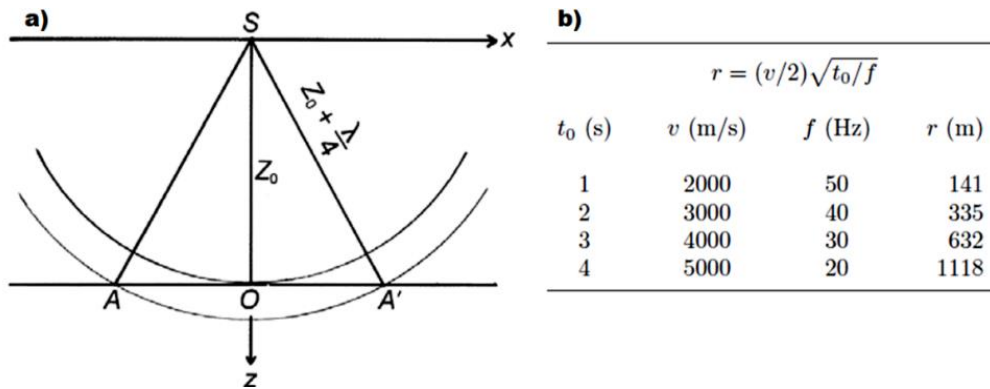


Figura 3.5. a) Zona de Fresnel AA'. b) Umbral para la resolución lateral. Modificado de Sheriff (1976).

### 3.3.3. Deconvolución Sísmica.

Una traza sísmica registrada  $s(t)$  puede considerarse como la convolución entre la fuente inicial que origina la onda  $w(t)$ , el efecto o reflectividad que la tierra ejerce sobre la misma  $e(t)$  y el ruido  $\gamma(t)$  (ecuación 3.20). El modelo sísmico convolucional (Figura 3.6) es usado para explicar cómo se forma una traza sísmica, aproximando la Tierra a un sistema lineal.

$$w(t) * e(t) + \gamma(t) = s(t) \tag{3.20}$$

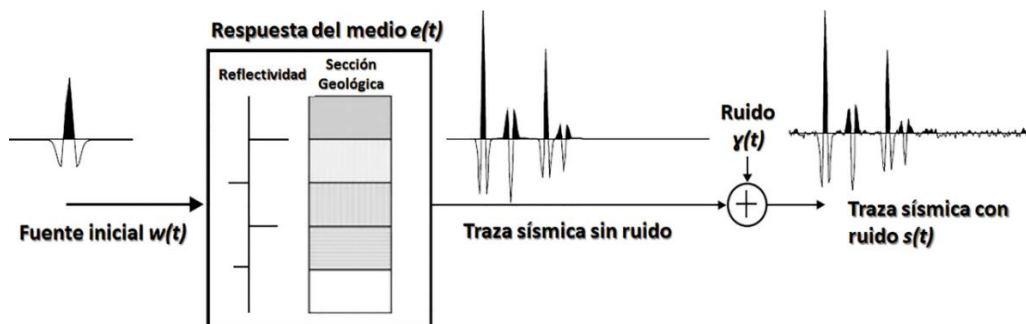


Figura 3.6. Modelo convolucional, representación equivalente a la ecuación (3.20). Modificado de Mousa y Al-Shuhail (2011).

El objetivo de la deconvolución es la recuperación de la respuesta  $e(t)$  a partir del registro obtenido  $s(t)$ , eliminando o reduciendo la energía reverberante y los efectos que ejercen tanto la fuente como el ruido contenido. Para lo anterior, se define un operador o filtro  $a(t)$ , tal que al actuar sobre  $s(t)$  obtengamos  $e(t)$ .

$$e(t) = a(t) * s(t) \tag{3.21}$$

Si se considera un bajo nivel de ruido, y sustituyendo la ecuación 3.21 en 3.20, se obtiene:

$$w(t) * a(t) * s(t) = s(t) \tag{3.22}$$

Reduciendo los términos en ambos lados de la ecuación, resulta:

$$w(t) * a(t) = \delta(t) \tag{3.23}$$

Con lo que el filtro queda:

$$a(t) = \delta(t) * w'(t) = \delta(t) * \frac{1}{w(t)}; \quad a(t) = w'(t) \tag{3.24}$$

Pasando la expresión 3.24 al dominio de las frecuencias

$$A(f) = W'(f) \tag{3.25}$$

Por lo tanto, si se conoce la fuente  $w(t)$  se puede encontrar el operador para llevar a cabo la deconvolución.

**Deconvolución Spiking.**

La deconvolución spiking tiene como objetivo eliminar el efecto de la ondícula fuente  $w(t)$ , dejando solo el efecto de la reflectividad de la tierra en el sismograma, mejorando de esta manera la resolución temporal. Lo anterior se logra, comprimiendo  $w(t)$  en un pico de fase y ancho cero, es decir, un  $\delta(t)$ . En el dominio de la frecuencia, un solo pico o una serie aleatoria de picos tiene un espectro blanco, y la única diferencia es el espectro de fase (Figura 3.7). Si la fase de ambos se establece en cero, entonces la señal de la tierra puede ser equivalente a la respuesta de impulso unitario en el dominio de la frecuencia.

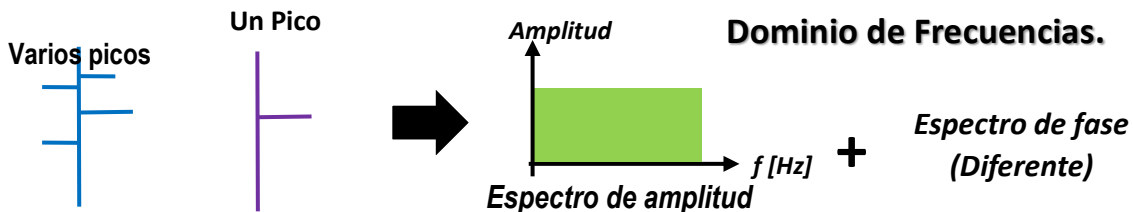


Figura 3.7. Representación de una función pico en el dominio de frecuencias.

La deconvolución spiking mediante el uso de un filtro inverso o filtro inverso de mínimos cuadrados, generalmente el algoritmo de Wiener-Levinson (ecuación 3.26), intenta reducir la ondícula

$w(t)$  a un pico, como ya se ha mencionado. El filtro de Wiener-Levinson requiere que la entrada sea de fase mínima.

$$\begin{pmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \dots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \dots & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & r_0 & \dots & r_{n-3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \dots & r_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ \vdots \\ a_{n-1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} g_0 \\ g_1 \\ g_2 \\ \vdots \\ g_{n-1} \end{pmatrix} \quad (3.26)$$

Donde  $r_i$  es la autocorrelación de entrada,  $a_i$  es el filtro de Wiener-Levinson y  $g_i$  es la correlación entre la salida deseada y la entrada. La ecuación matricial del filtro (ecuación 3.26) es altamente inestable, ya que se producen divisiones por cero. Una de las formas de evitar esta inestabilidad es agregar a la diagonal de la matriz una pequeña cantidad de ruido blanco que puede variar entre 0.001% hasta 5%, esto se explicara mejor en el capítulo 4.

### 3.4. TRANSFORMADA DE ONDÍCULA

La transformada de ondícula, es una herramienta matemática que permite obtener una representación, descomposición y reconstrucción de una señal que presenta cambios abruptos en sus componentes de tiempo-frecuencia en forma instantánea, ya que, mapea la señal en una representación tiempo-escala. Las ondículas, son funciones bases de la transformada de ondícula, generadas a partir de una ondícula básica (también conocida como ondícula madre) mediante traslaciones y dilataciones.

La transformada de ondícula hace un análisis de multiresolución (técnica que permite analizar la señal en multiples bandas de frecuencia) con ventanas de longitud variable, adaptadas al cambio de frecuencia de la señal a diferencia de la transformada de Fourier (Figura 3.8). Es decir, esta técnica permite el uso de ventanas grandes de tiempo en segmentos donde se requiere mayor precisión en baja frecuencia, y ventanas angostas para el análisis de altas frecuencias (Sheng Y., 1996).

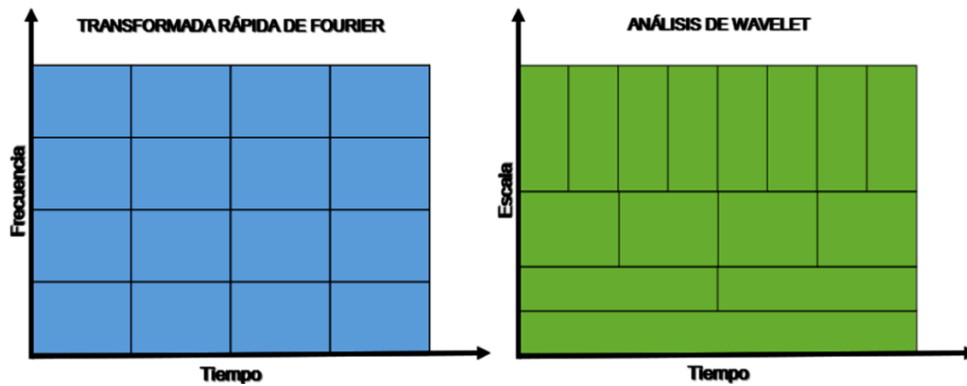


Figura 3.8. Comparación entre la Transformada Rápida de Fourier (tiempo-frecuencia) y la Transformada de Ondícula (tiempo-escala).

La transformada de ondícula de una función  $f(t)$  es la descomposición de  $f(t)$  en un conjunto de funciones  $\psi_{s,\tau}(t)$ , que forman una base y son llamadas “Ondículas” (Sheng Y., 1996). La transformada de ondícula se define como:

$$W_f(s, \tau) = \int f(t) \psi_{s,\tau}^*(t) dt \quad (3.27)$$



Las ondículas son generadas a partir de la traslación y cambio de escala de una misma función  $\psi(t)$ , llamada “ondícula madre”, definida como:

$$\psi_{s,\tau}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \psi\left(\frac{t-\tau}{s}\right) \quad (3.28)$$

Donde  $s$  es el factor de escala (relacionado con las frecuencias) y  $\tau$  es el factor de traslación (relacionado con el tiempo). Las ondículas  $\psi_{s,\tau}(t)$  generadas de la misma función ondícula madre  $\psi(t)$  tienen diferente escala  $s$  y ubicación  $\tau$ , pero todas tienen la misma forma. Se utilizan siempre factores de escala  $s > 0$ . Las ondículas son dilatadas cuando la escala  $s > 1$ , valores grandes corresponden a frecuencias altas. Son contraídas cuando  $s < 1$  valores pequeños corresponden a frecuencias de menor rango o una escala muy pequeña de  $\psi_{s,\tau}(t)$  (Daubechies, 1992).

### 3.4.1. Transformada de Ondícula Discreta (DWT)

La discretización de la transformada de ondícula permite representar una señal en términos de funciones elementales acompañadas de coeficientes (ecuación 3.29). En este sistema se tienen funciones ondícula madre  $\psi(t)$  y funciones de escala  $\phi(t)$ , las primeras son las encargadas de representar los detalles finos de la función, mientras que las segundas realizan una aproximación. Es posible entonces representar una señal  $f(t)$  como una sumatoria de funciones de ondícula y funciones de escala (ecuación 3.30).

$$f(t) = \sum_{\lambda} C_{\lambda} \varphi_{\lambda} \quad (3.29)$$

$$f(t) = \sum_k \sum_j a_{j,k} \phi(t) + \sum_k \sum_j d_{j,k} \psi(t) \quad (3.30)$$

Los coeficientes de escala o aproximación  $a_{j,k}$  y los coeficientes de ondícula o detalle  $d_{j,k}$  son discretos y se pueden calcular con un algoritmo discreto implementado por la aplicación recursiva de filtros discretos pasa-altas y pasa-bajas. Este algoritmo es conocido como algoritmo piramidal o de Mallat. En el diagrama de la figura 3.9 tenemos los primeros niveles para calcular la descomposición de ondícula.

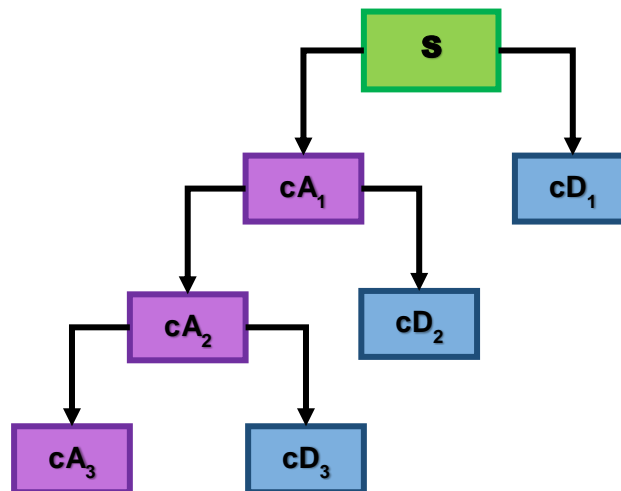


Figura 3.9. Diagrama de la descomposición en series de ondículas (Filtros multiniveles).

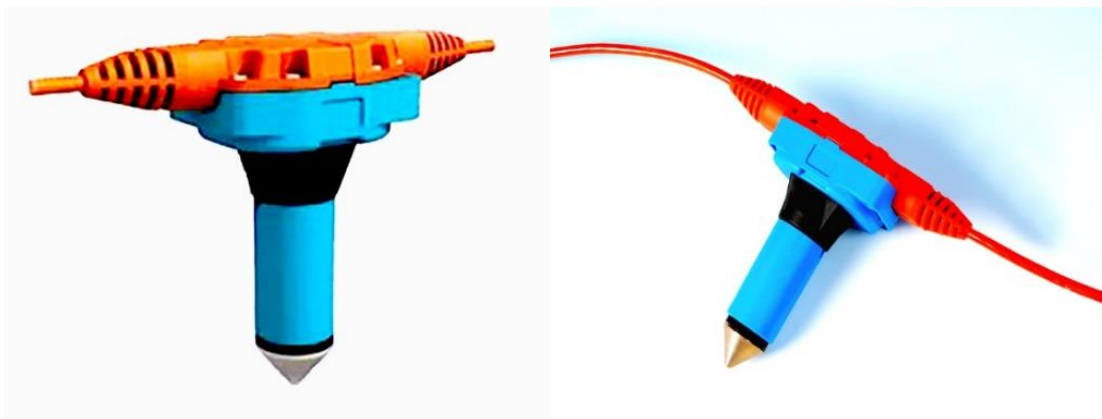


## CAPÍTULO 4. APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS Y RESULTADOS

En los últimos años se han desarrollado estudios geofísicos utilizando ruido sísmico, con la finalidad de construir o hacer descripciones de la estructura interna de la Tierra, útiles para trabajos de exploración o de riesgo sísmico. En los primeros estudios de ruido que se hicieron Aki, (1957) señaló que el ruido sísmico y las ondas de coda pueden contener información valiosa de los medios de propagación. En este apartado se explica cómo fueron aplicados los métodos mencionados en el capítulo 3 con la finalidad de obtener secciones sísmicas usando trazas de ruido sísmico.

### 4.1. DATOS Y EQUIPO UTILIZADO

Las trazas de sísmica pasiva que se utilizaron en este trabajo, fueron grabadas con receptores triaxiales de la marca Sercel DSU3-428XL (Figura 4.1). Estos acelerómetros digitales, están basados en sensores micro electromecánicos, los cuales digitalizan los datos a una estación terrestre. Los datos en campo son registrados en modo multiplexado utilizando un cierto tipo de formato. Después el receptor recupera las señales separadas mediante un proceso llamado demultiplexación. En esta etapa, los datos se convierten a un formato conveniente que se utiliza durante todo el procesamiento.



**Figura 4.1. Detectores triaxiales Sercel DSU3-428 utilizados para este trabajo.**

La adquisición de los datos fue realizada por el Instituto Mexicano del Petróleo (IMP) junto con la empresa COMESA. El área de estudio comprende un arreglo que consta de 100 km<sup>2</sup>, dividido en 6 bloques rectangulares, que en conjunto completan un tendido total de 27 758 receptores (4293x6). El formato en el que se tenían las trazas de ruido sísmico fue en SEG-Y. Sin embargo, para un mejor manejo de estos datos, en la primera fase del procesamiento se separaron las trazas por componente y geófono en formato “.sac”, y fue removida la media y línea de tendencia.

Se procesaron 6 líneas ubicadas en el Bloque 4 que consta de alrededor de 4293 receptores ordenados en 27 líneas de 159 geófonos (Figura 4.2). Se uso principalmente la componente vertical para el análisis de esta tesis. Las trazas se grabaron a 500 muestras por segundo con un total de 784 ventanas de 30 segundos, lo que nos da aproximadamente 6.5 horas de grabación.

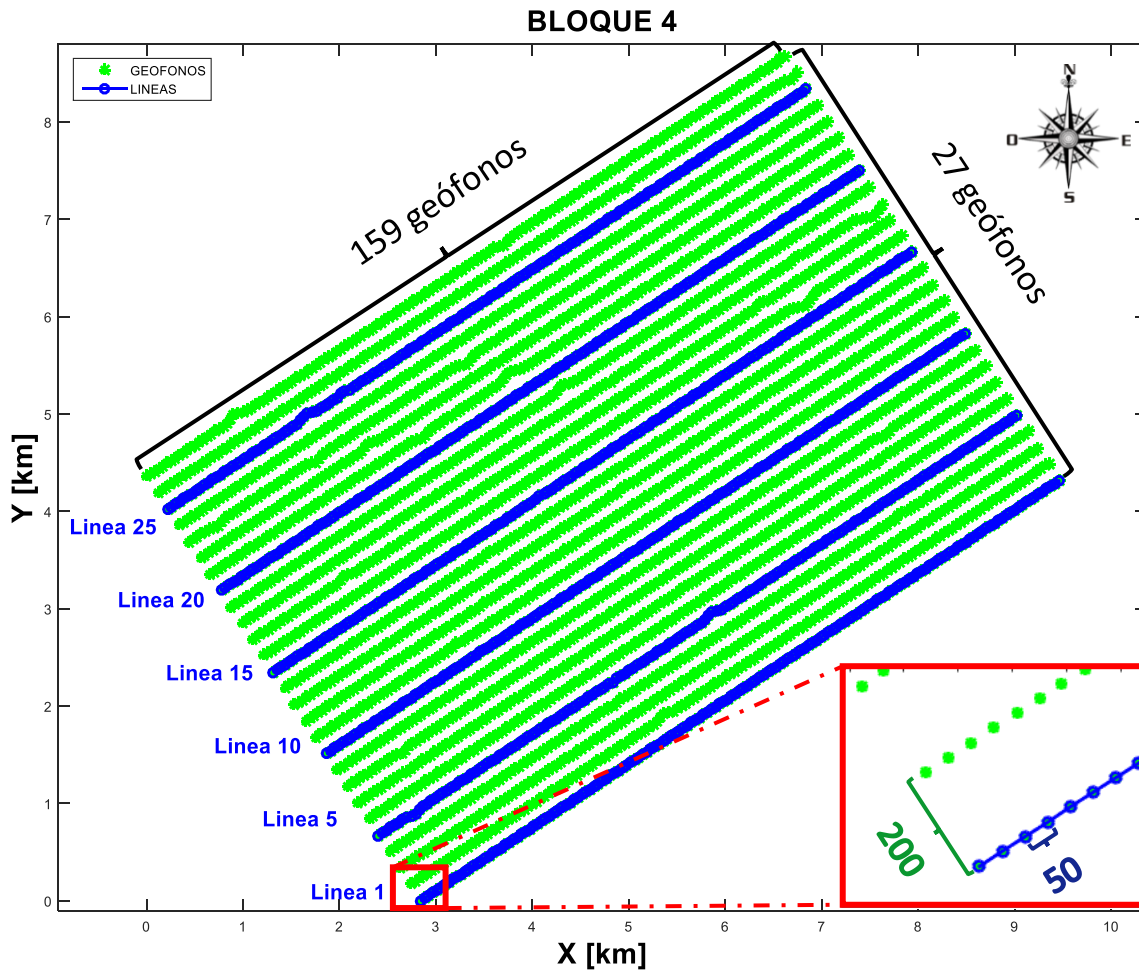


Figura 4.2. Bloque 4: Con 4293 receptores ordenados en 27 líneas de 159 geófonos. La separación de receptores en dirección inline es de 50 [m] y 200 [m] en dirección crossline. En color azul se muestran las líneas que se utilizaron para este estudio.

Tabla 2. Características del sensor Sercel DSU3-428.

CARACTERISTICAS DEL SENSOR	
PARAMETROS	RANGO
Ancho de banda	0-800 Hz
Escala completa	5 m/s <sup>2</sup>
Tasa de muestreo	4, 2, 1, 0.5, 0.25 ms
Dimensiones	159.2 x 70 x 194 [mm]
Peso	0.43 kg
Rango de temperatura	-40 °C a 70 °C
Ruido (10-200 Hz)	0.4 [μm/s <sup>2</sup> /Hz]
Rango dinámico del sistema	120 [dB] a 4 [ms]

## 4.2. OBTENCIÓN DE LAS FUNCIONES DE GREEN

Antes de la estimación de las funciones de Green entre pares de receptores, se aplicó un procesamiento previo con el objetivo de mejorar la relación señal-ruido. *Bensen et al., (2007)*, mencionan cuatro fases importantes para el procesamiento de datos de ruido sísmico, cuando se estudian ondas superficiales: 1) Preparación de los datos por estación. 2) Correlación cruzada y apilamiento temporal. 3) Medición de curvas de dispersión (realizadas con análisis de frecuencias-tiempo para velocidades de grupo y fase). 4) Control de calidad, análisis de errores y selección de las mediciones aceptables. Sin embargo, en esta tesis no se usó estrictamente la metodología que él propone, debido a que se trabajó bajo la hipótesis de que el ruido sísmico tendrá llegadas de ondas de cuerpo, necesarias para la recuperación de reflexiones sísmicas.

### 4.2.1. Acondicionamiento de las señales

*Bensen et al., (2007)* definen la secuencia de su procesamiento como el diagrama que se muestra en la figura 4.3. En él, apreciamos que antes de obtener las CC y sus apilamientos, primero removieron la media, línea de tendencia. Posteriormente, aplicación de un filtro pasa bandas, una normalización en tiempo y finalmente el blanqueamiento espectral.

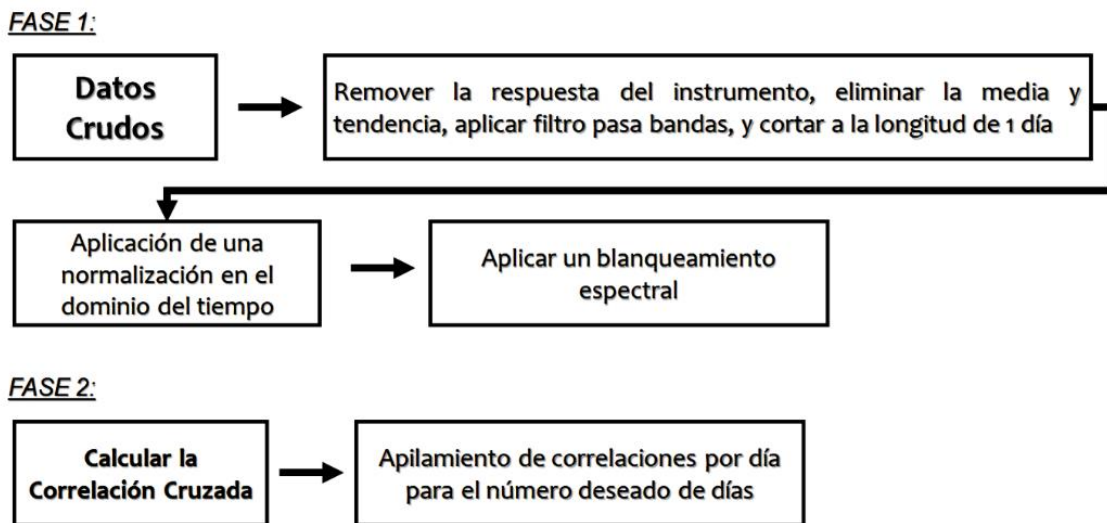


Figura 4.3. Esquema de procesamiento de datos que realizó Bensen. Modificada de *Bensen et al. (2007)*.

Los datos de ruido sísmico usados en esta tesis fueron corregidos por media y línea de tendencia, después se definió la secuencia de procesamiento más idónea para realizar la relación señal-ruido de las trazas. Realicé diversas pruebas con la línea 1 (L1), tomando 1 [h] de grabación de las 6.5 h disponibles, probé distintos tiempos de ventana (15[s], 30[s] y 60[s]) para la CC. Además, de distintas secuencias en que podría ir el pre-procesamiento de las trazas sísmicas (filtrado, blanqueamiento espectral y normalización 1-bit, *para visualizar estas pruebas, revisar anexos*).

Finalmente, de las pruebas antes descritas, la secuencia elegida que mejores resultados brindó para realizar la relación señal-ruido se aprecia en el diagrama de la Figura 4.4. A diferencia de Bensen, apliqué primero el blanqueamiento espectral, después un filtrado de 1-30 [Hz] y al final la normalización

temporal de 1-bit. Las CC posteriores se realizaron con ventanas de tiempo de 30 [s], debido a que no había gran diferencia o mejora con las pruebas realizadas con 15 [s] y 60 [s].

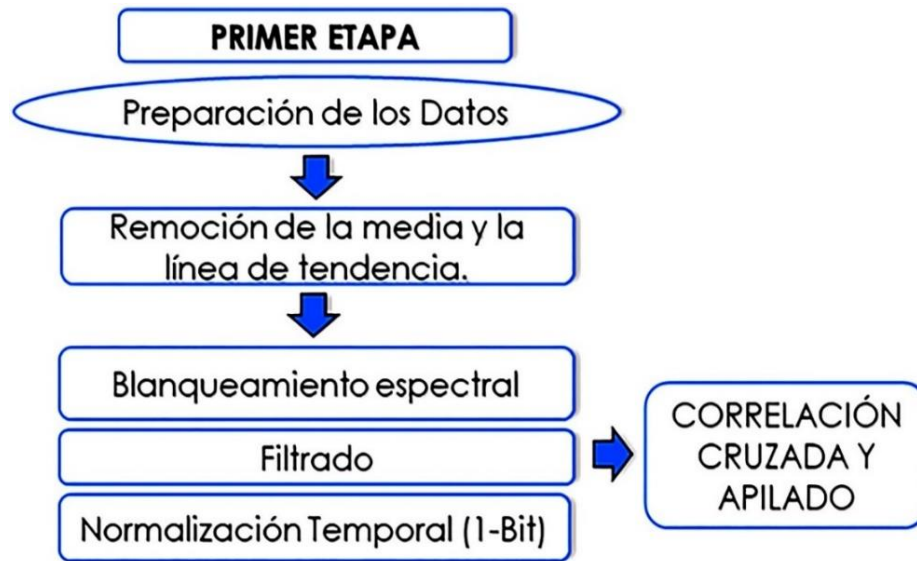


Figura 4.4. Metodología para la preparación de los datos de ruido sísmico empleada en esta tesis.

Con el objetivo de mostrar cómo varía la traza de ruido en el dominio del tiempo y frecuencia al aplicar los procesos mencionados, en las Figuras 4.5 y 4.6 se muestran algunos ejemplos del procesamiento previo a la CC. Elegí la primera ventana de 30 [s] de las trazas registradas en los geófonos 11 y 91 de la Línea 15 (L15), el resultado al remover la media y la línea de tendencia se observa en la figura 4.5a y 4.6a. Las gráficas consecuentes muestran los siguientes procesamientos:

**b) Blanqueamiento espectral:** actúa para ampliar la banda de la señal del ruido ambiental, suaviza su espectro de Fourier para evitar que las señales con gran amplitud espectral oculten la información de las señales con menor amplitud, debido a que dicho espectro no es espectralmente blanco (no es plano en el dominio de la frecuencia). El blanqueamiento espectral combate la degradación causada por fuentes monocromáticas persistentes (vibraciones de la misma frecuencia), (Bensen *et al.*, 2007).

**c) Filtrado:** Se suelen usar filtros que reduzcan las amplitudes o variaciones que hay en las frecuencias de las señales de interés. La ecuación 4.1 describe el filtro Butterworth que se utilizó en este trabajo. Donde,  $n$  es el orden del filtro (se usó  $n=4$  y a medida que aumenta el orden, se incrementa la pendiente de atenuación),  $\omega_c$  es la frecuencia de corte y  $\omega$  es la frecuencia completa.

$$|H(\omega)|^2 = \frac{1}{1 + \left(\frac{\omega}{\omega_c}\right)^{2n}} \quad (4.1)$$

**d) Normalización temporal:** Tiene como objetivo evitar señales dominantes de gran amplitud (terremotos, irregularidades instrumentales y ruido no estacionario de fuentes cercanas) respecto al resto del registro. En este trabajo se utilizó la normalización 1-bit, que consiste en reemplazar las amplitudes

positivas con 1 y las amplitudes negativas con -1 y con el cual se ha demostrado que incrementa la relación de señal-ruido (Larose *et al.*, 2004).

Haciendo un análisis de los resultados obtenidos del pre-procesamiento, se observa que en los ejemplos para el dominio del tiempo después de agregar el blanqueamiento espectral (Figura 4.5b) la amplitud se incrementa (de 0.02 a 0.2), debido a que este procesamiento amplía la banda de la señal de ruido. Esto se observa mejor en el dominio de las frecuencias (Figura 4.6b), en donde las amplitudes se ven más homogéneas y uniformes a lo largo de todo el eje de frecuencias, evitando que las señales de mayor amplitud enmascaren información de las señales de menor amplitud.

Recordando que el ruido sísmico y su contenido frecuencial varía dependiendo de que fuente lo genera (culturales (urbanas) y naturales, apartado 3.2.1), se decidió aplicar un filtrado entre 1-30 [Hz] a las señales para eliminar los efectos de microsismicidad y resonancias que contaminan la función de correlación de ruido sísmico. Además, esto sirvió para ir acotando el rango de frecuencias de interés para el estudio de esta tesis, cuyo objetivo es encontrar ondas de cuerpo contenidas en el ruido. Recordando que en la Tabla 1 que en las figuras 4.5c y 4.6c, se visualizan en el dominio del tiempo y frecuencias los resultados tras aplicar el filtrado.

Finalmente, el último proceso empleado para mejorar la calidad de las trazas fue la normalización 1-bit (Figura 4.5d y 4.6d), la cual generan cambios en la fase y amplitud, lo que es crítico en el cálculo de los tiempos de llegada de las ondas. Sin embargo, estas diferencias de fase se minimizan al realizar la media temporal (apilado) suficientemente larga.

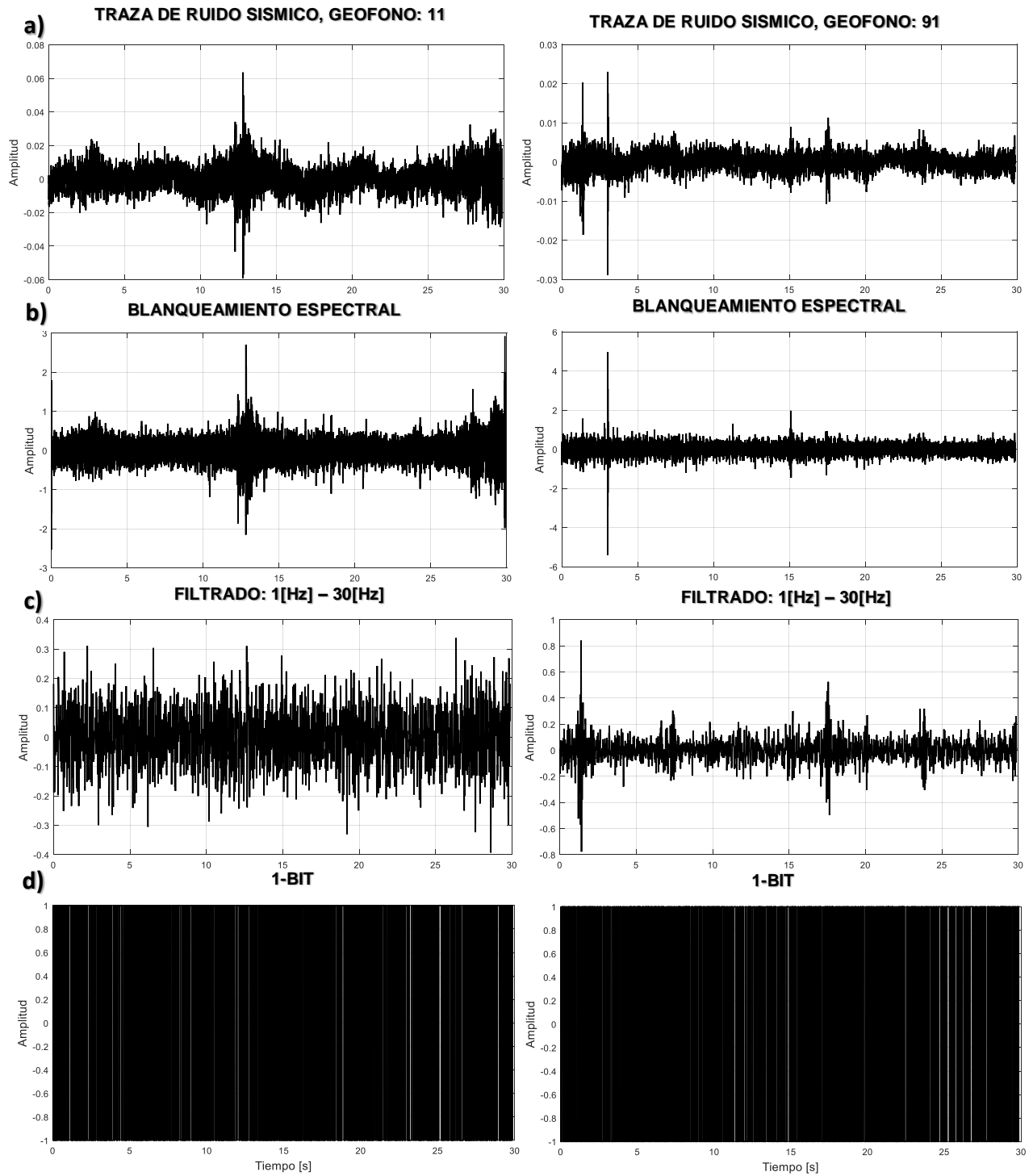
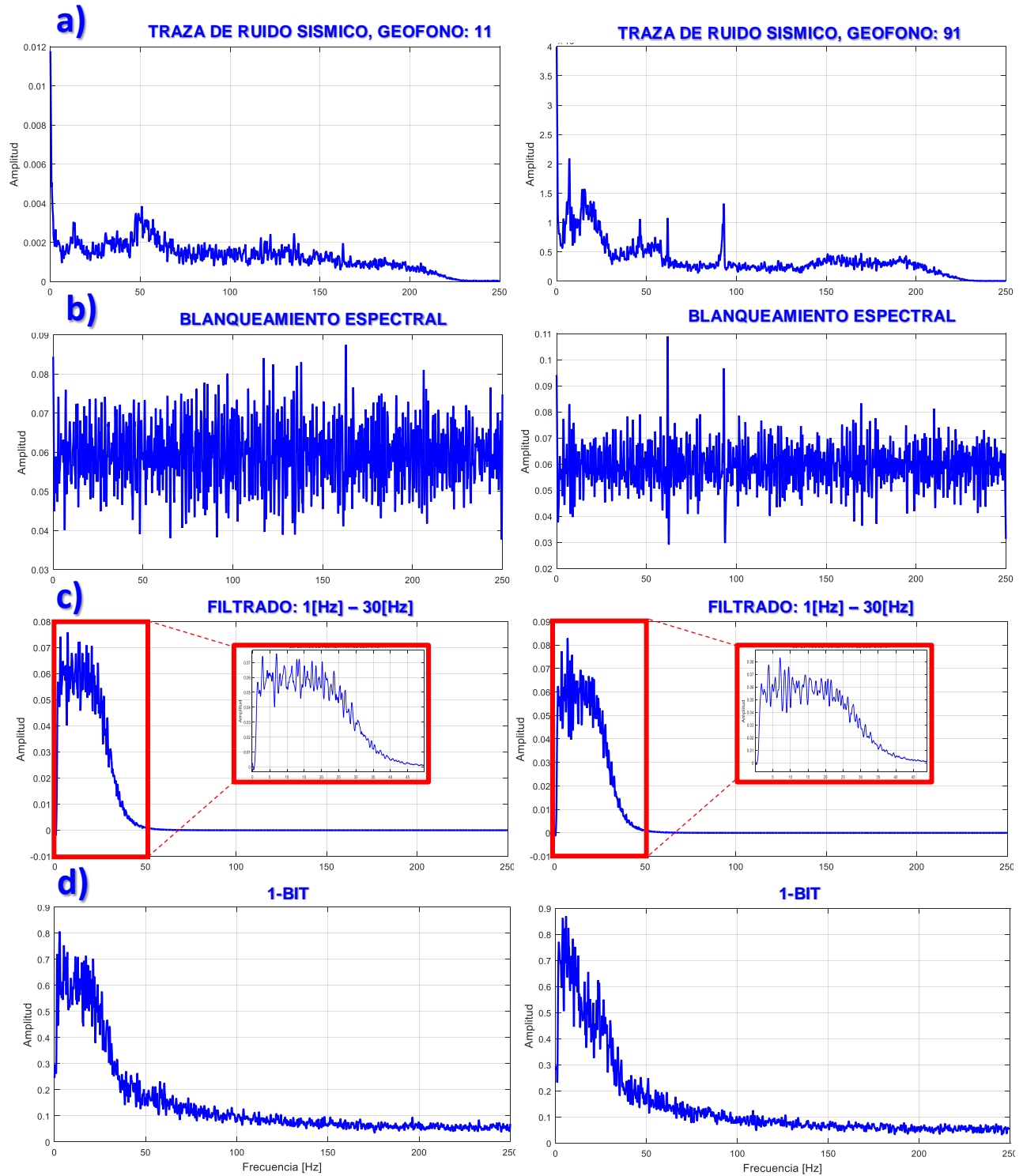


Figura 4.5. Secuencia del procesado en el dominio del tiempo para dos trazas de ruido sísmico. Geófonos 11 y 91 de la L15. a) Remoción de la media y línea de tendencia. b) Blanqueamiento espectral. c) Señal filtrada de 1–30 [Hz]. d) Normalización temporal (1-bit).



**Figura 4.6. Secuencia del procesado en el dominio de la frecuencia para dos trazas de ruido sísmico. Geófonos 11 y 91 de la L15. a) Remoción de la media y línea de tendencia. b) Blanqueamiento espectral. c) Señal filtrada de 1–30 [Hz]. d) Normalización temporal (1-bit).**

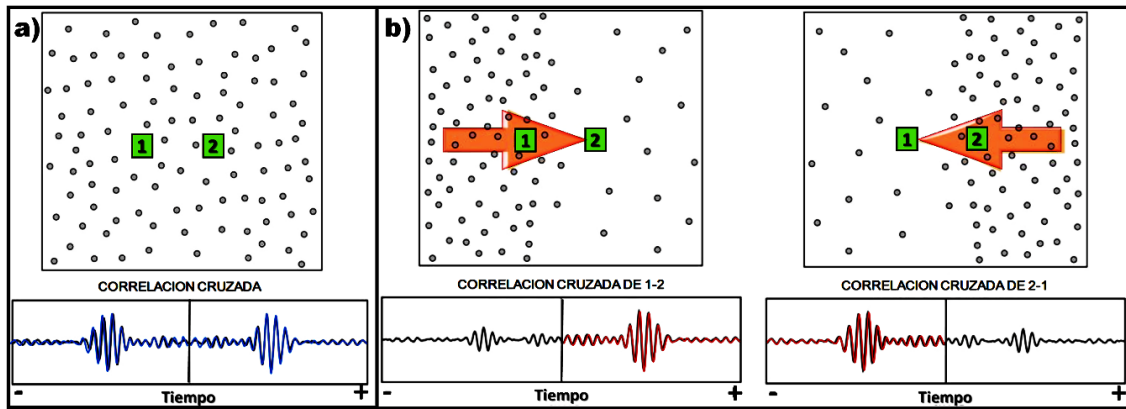
### 4.2.2. Correlación Cruzada y apilado

La principal operación matemática del método de interferometría sísmica es la CC entre pares de señales (ecuación 3.10), la cual es una medida de semejanza entre ellas. La CC discreta en el espacio del tiempo la podemos definir como:

$$C_{12}(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{t=0}^{N-1} x_1(t) x_2(t + \tau) \quad (4.2)$$

Donde, N es la cantidad total de puntos registrados, t es el tiempo y  $\tau$  es el desfase temporal entre las señales  $x_1$  y  $x_2$ . La CC dependerá de la amplitud de las señales correlacionadas, a mayor amplitud de las señales, los valores de la correlación serán más grandes. Si la distribución de fuentes de ruido es homogénea, la correlación cruzada será simétrica en amplitud y tiempos de llegada, tanto en la parte del tiempo positivo (parte causal) como en la parte negativa (parte anticausal) (Figura 4.7a). Sin embargo, cuando no se cumple lo anterior, obtenemos correlaciones asimétricas, pero con tiempos de llegada simétricos (Figura 4.7.b).

La parte causal muestra la similitud correspondiente a las ondas sísmicas propagadas desde el sensor que registra la señal  $f(t)$  (estación 1) hacia el que registra la señal  $g(t)$  (estación 2), (Figura 4.7.b, lado izquierdo). Por otro lado, la parte anticausal representa a las ondas sísmicas propagadas desde el sensor de la estación 2 que registra la señal  $g(t)$  hacia la estación 1 que registra  $f(t)$ , (Figura 4.7.b, lado derecho). En otras palabras, la parte causal es la señal registrada en la estación 2 en el caso en que la estación 1 actúa como emisor o fuente virtual, la parte anticausal es lo contrario.



**Figura 4.7. Efecto de la distribución de fuentes de ruido (puntos) sobre la simetría de las correlaciones. a) Distribución homogénea e isótropa de fuentes de ruido y correlación cruzada simétrica. b) Distribución anisótropa y no homogénea de fuentes de ruido, correlaciones asimétricas, pero con tiempos de llegada simétricos (Modificada de Stehly et al., 2006).**

Se busca encontrar ondas de cuerpo, debido a que están asociadas a reflexiones sísmicas. Por tal motivo, se realizaron las CC solo para las componentes verticales de las trazas de ruido, ya que las componentes horizontales son más dominadas por ondas superficiales.

Con la finalidad de verificar lo mencionado, hicimos algunas pruebas para las componentes horizontales de la línea 1 (revisar el apartado de **anexos**). Los resultados obtenidos muestran amplitudes



bajas en las CC en comparación con las componentes verticales. Además, al ser aplicado el segundo filtrado (10-30 [Hz]) se eliminaron las frecuencias bajas asociadas a ondas superficiales, lo que da como resultado información útil, relacionada con las ondas de cuerpo (frecuencias altas). Sin embargo, esto no sucede, debido a que las CC resultantes después del segundo filtrado no presentan características que se puedan considerarse que están asociadas a reflexiones en el subsuelo.

Después de realizar las CC con ventanas de 30 [s] entre pares de geófonos, estas fueron apiladas dando como resultado la suma de 780 ventanas para el mismo par de geófonos. La suma o apilado en diferentes periodos de tiempo ayuda a promediar las variaciones de las correlaciones, lo que nos permite aumentar la señal coherente y considerar una distribución de ruido más isotrópica. Entre más ventanas de tiempo para las correlaciones se realicen, la relación señal-ruido aumentará y se tendrá una mejor recuperación de la función de Green.

Los ejemplos de la figura 4.8, muestran la variación de las correlaciones cruzadas, cuando el número de ventanas apiladas aumenta. Los tiempos totales de grabación para la línea 15, entre los pares de geófonos: 75-76 y 106-96, fueron de: a) 3 [min]; b) 30 [min]; c) 3 [h] y d) 6.5 [h]. Las CC fueron normalizadas por su máximo valor absoluto. En ambos ejemplos se nota que la correlación mejora considerablemente cuando se aumenta el tiempo de grabación.

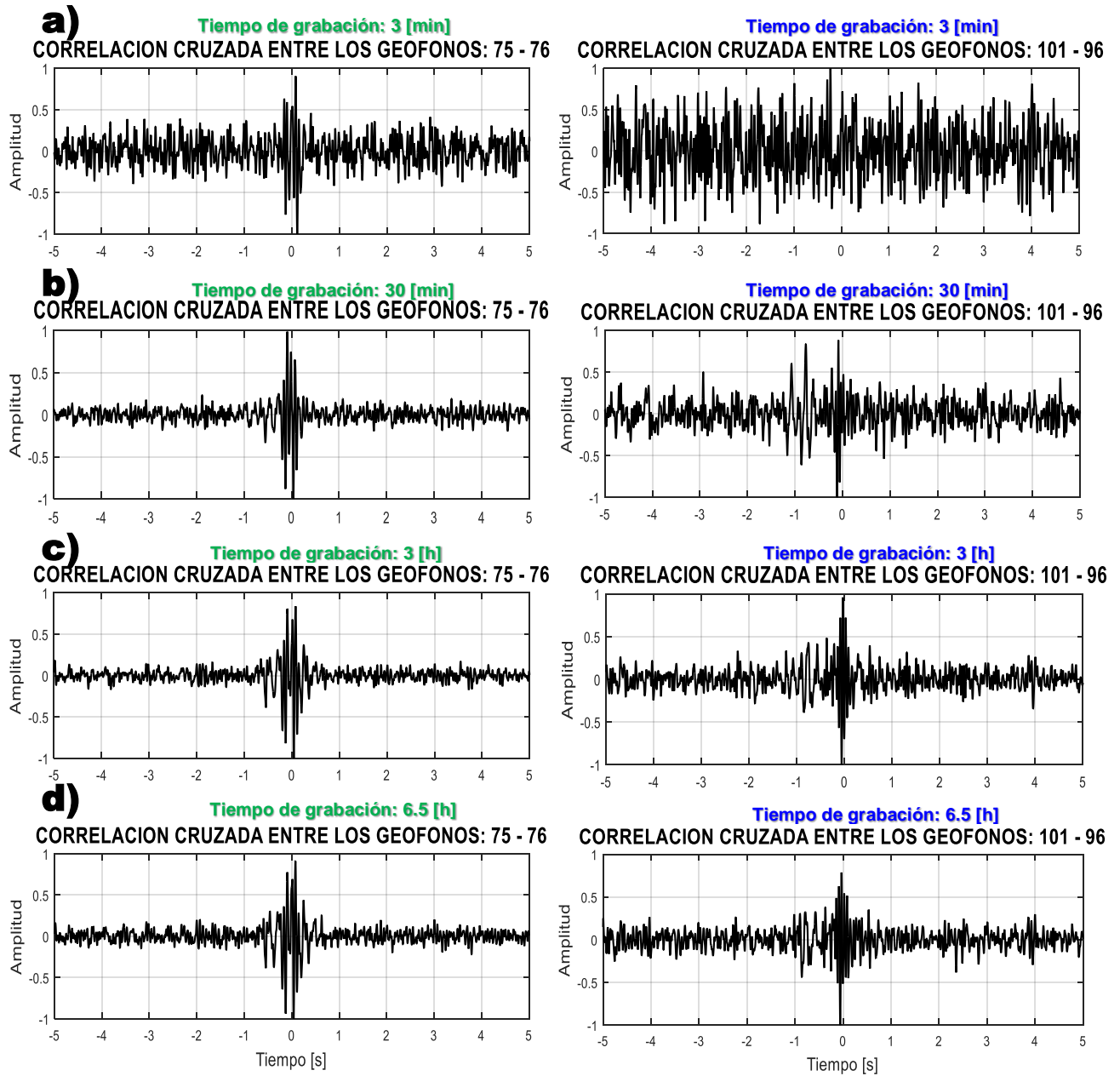


Figura 4.8. Ejemplo de la correlación cruzada (CC) entre los pares de geófonos:75-76 y 101-96 (L15). Ventanas de correlación apiladas de 30 [s]. Tiempos de grabación de las trazas de ruido sísmico: a) 3 [min]; b) 30 [min]; c) 3 [h] y d) 6.5 [h].

#### 4.2.3. Cálculo de la función de Green mediante las Correlaciones Cruzadas

En el apartado anterior se comentó acerca de la asimetría de las correlaciones y del efecto que provocan las diferentes distribuciones de fuentes de ruido sísmico. Lo anterior, hace que no se cumplan estrictamente las características de un campo difuso, provocando que no se pueda obtener la función de Green completa del medio entre los dos receptores a partir de la correlación. Sin embargo, algunos resultados obtenidos por Lobkis y Weaver (2001) y de Roux *et al.*, (2005), muestran que la relación entre

las correlaciones de registros de ruido sísmico ( $CC_{AB}(t)$ ) y la función de Green del medio ( $G_{AB}(t)$ ), entre los receptores A y B se pueden expresar como se muestra a continuación:

$$\frac{dCC_{AB}(t)}{dt} = -G_{AB}(t) + G_{BA}(-t); \quad -\infty < t < \infty \quad (4.3)$$

Donde  $CC_{AB}(t)$  es la parte causal y  $CC_{AB}(-t)$  es la parte anticausal. Siguiendo lo que describe *Lin et al., (2008)*, la ecuación 4.3 es equivalente a:

$$G_{AB}(t) = -\frac{dCC_{AB}(t)}{dt} \quad 0 \leq t < \infty \quad (4.4)$$

$$G_{BA}(t) = -\frac{dCC_{AB}(-t)}{dt}; \quad 0 \leq t < \infty \quad (4.5)$$

Considerando el teorema de reciprocidad espacial de las funciones de Green, descrito como  $G_{AB}(t) = G_{BA}(t)$ . Y posteriormente, promediamos la parte causal y anticausal (correlación simétrica), podremos extraer información de la función de Green final del medio, (ecuación 4.6).

$$G_{BA}(t) = -\frac{d}{dt} \left[ \frac{CC_{AB}(t) + CC_{AB}(-t)}{2} \right]; \quad 0 \leq t < \infty \quad (4.6)$$

Recordando, que la función de Green es definida como la respuesta del medio ante una fuerza que presenta un comportamiento impulsivo, se calculan las correlaciones cruzadas a las líneas marcadas en color azul del bloque 4 (figura 4.2). Considerando cada uno de los 159 geófonos en dirección inline como fuentes virtuales y a su vez como receptores. Se estimaron las CC de todas las combinaciones entre cada uno de los geófonos con el resto de ellos y se apilaron las 780 ventanas de 30 [s]. El resultado es una sección sísmica de tiros virtuales, a la que llamamos "pseudo-sección de tiros virtuales".

*Bensen et al., (2007)* propone filtrar las señales y luego calcular la CC. Sin embargo, en este trabajo se hizo de manera diferente, se aplicó un primer filtro de 1-30 [Hz] en la etapa del preprocesamiento. Posteriormente, una vez calculadas y apiladas las CC, se filtró por segunda vez en un rango de frecuencias de 10- 30 [Hz] para eliminar las bajas frecuencias asociadas a ondas superficiales contenidas en las correlaciones. Además, de realzar el rango de frecuencias de interés, debido a que la energía de reflexión sísmica utilizable se limita a un ancho de banda de aproximadamente 10 a 70 [Hz], con una frecuencia dominante de alrededor de los 30 [Hz] (*Yilmaz, 1987*).

En las siguientes figuras se observan algunos resultados de las pseudo-secciones de tiros virtuales obtenidas, para las líneas: L1, L10, L15 y L20. En la primera parte (a) de cada una de las imágenes, mostramos la ubicación de los 3 puntos a lo largo de cada línea que simulan una fuente explosiva. En la segunda parte (b)), tenemos el resultado de las CC apiladas después del preprocesamiento (blanqueamiento espectral, filtrado de 1-30 [Hz] y 1-bit). Finalmente, en la tercera parte (c) se tienen los resultados después del segundo filtrado (10-30 [Hz]), en donde hay mejoras significativas en los resultados previamente obtenidos.

La figura 4.9 muestra los resultados correspondientes a la Línea 1 (L1). Aunque las CC y el apilado se hicieron para los 159 geófonos, se muestran solo 3 ejemplos para visualizar lo que se puede



obtener al aplicar el método de IS. Los geófonos elegidos para simular las fuentes virtuales (FV) fueron: G41, G89 y G143, esto con la intención de que se pueda observar la cobertura de los resultados si se toma una fuente cerca del inicio de la línea, en el centro y al final de ella. En color amarillo se resaltan las posibles reflexiones cercanas a la fuente. Para el G41 se nota que las reflexiones no están tan marcadas a periodos largos, ya que solo llegan a 0.3 [s], mientras que para G89 y G143 llegan a 0.7 [s] y 1 [s], respectivamente (Figura 4.9b). Con el segundo filtrado se tienen mejores resultados, ya que las reflexiones cercanas a la fuente (color amarillo) se definen mejor, e incluso se ven algunos horizontes con mayor resolución (recuadros azules, Figura 4.9c).

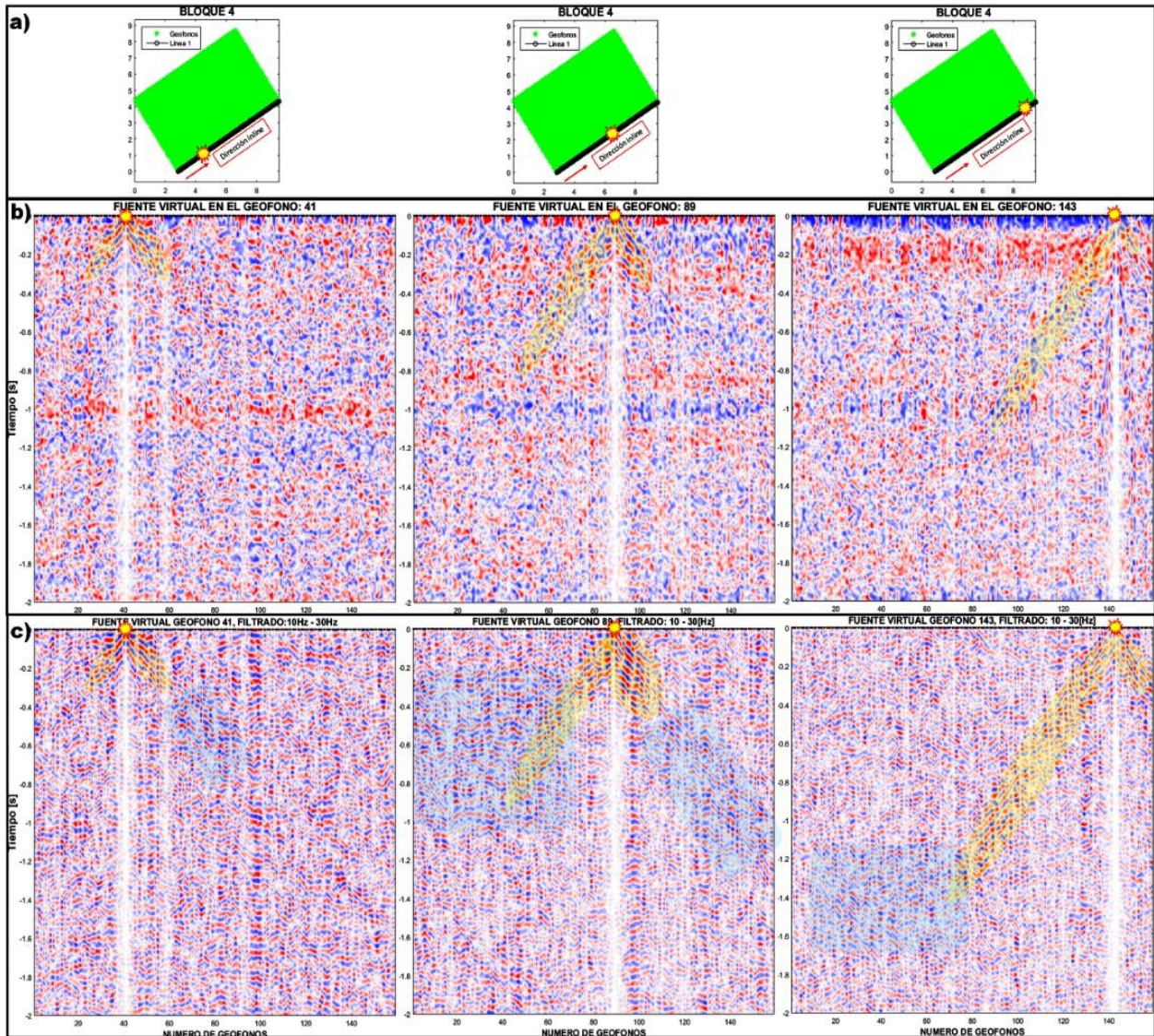


Figura 4.9. Resultados de las CC con trazas de 6.5 [h] de grabación para la L1, considerando 3 FV: G41, G89 y G143. a) Bloque 4, ubicación de las tres FV en dirección inline de la L1. b) CC después del preprocesamiento (Blanqueamiento espectral, filtrado de 1-30 [Hz] y 1-bit). c) CC después del segundo filtrado (10-30 [Hz]).

La figura 4.10 muestra 3 ejemplos de los resultados obtenidos para la Línea 10 (L10), cabe mencionar que en algunos geófonos no se registró información de ruido y por ello solo se hicieron las CC hasta el geófono 144. Los geófonos que elegimos para simular las FV: G51, G66 y G81, debido a que fueron de los mejores resultados obtenidos. De la misma manera que en el ejemplo anterior, resaltamos en color amarillo las posibles reflexiones que se observan cercanas a la fuente, donde se aprecian con mayor claridad que en el caso anterior (L1). Con el segundo filtrado se realzaron los resultados obtenidos y mejoramos la pseudo-sección de tiros virtuales resaltando horizontes en cada uno de los casos (recuadros azules, Figura 4.10c).

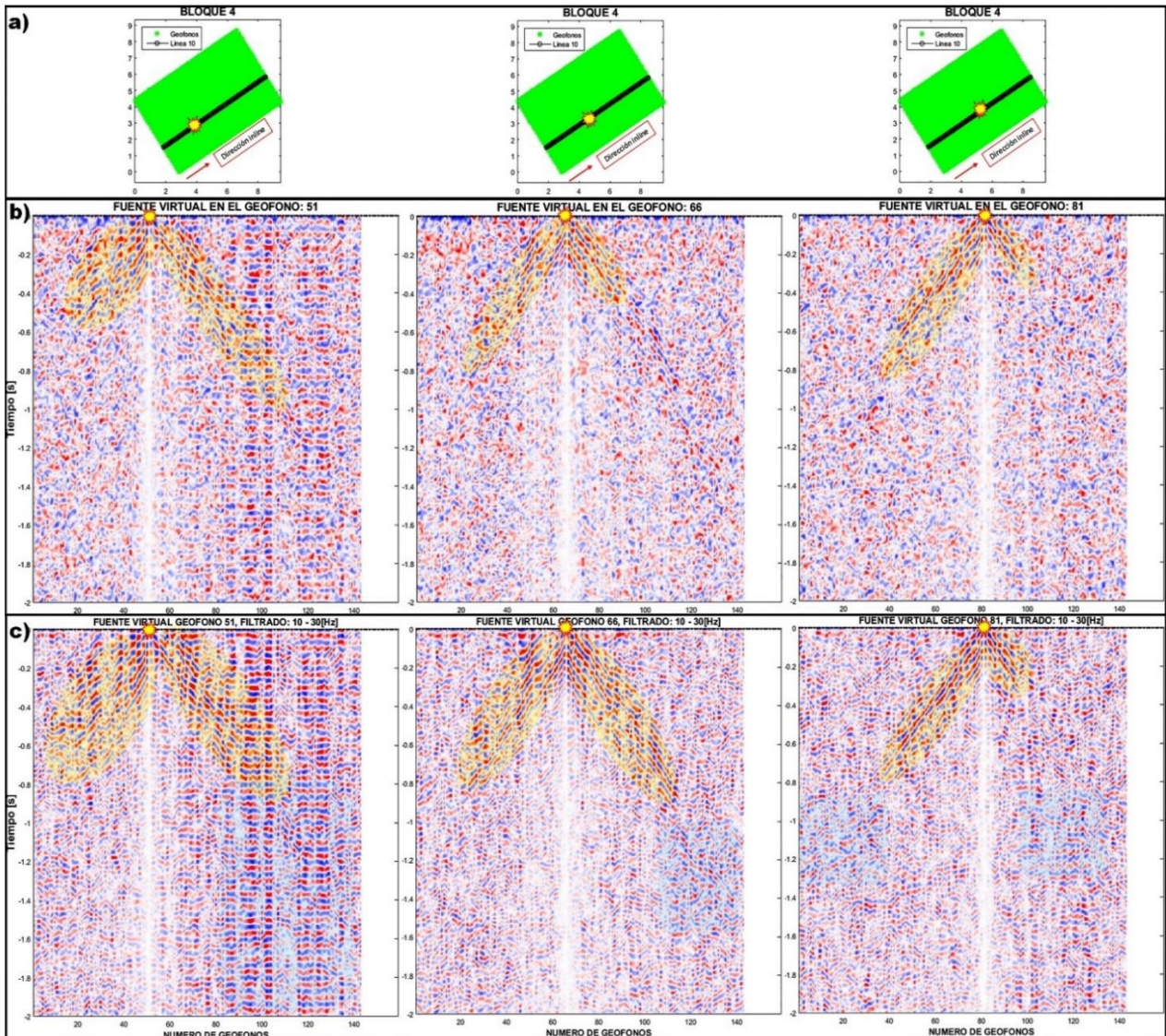


Figura 4.10. Resultados de las CC con trazas de 6.5 [h] de grabación para la L10, considerando 3 FV: G51, G66 y G81. a) Bloque 4, ubicación de las tres FV en dirección inline de la L10. b) CC después del preprocesamiento (Blanqueamiento espectral, filtrado de 1-30 [Hz] y 1-bit). c) CC después del segundo filtrado (10-30 [Hz]).

La figura 4.11 muestra 3 ejemplos de los resultados obtenidos para la Línea 15 (L15). En esta línea hubo varios resultados prometedores con las FV, se observó que las fuentes que se encontraban más hacia el centro de la línea tenían resultados donde se apreciaban mejor las posibles reflexiones buscadas (por ejemplo, las FV: G44, G75 y G101). Resaltamos en color amarillo las posibles reflexiones que observamos cercanas a la fuente, para G44 y G101 llegaban hasta 0.5 [s] y 0.8 [s], respectivamente. Para G75 (una de las fuentes más céntricas en la línea), las reflexiones mejoraban considerablemente, llegando hasta 1 [s] (Figura 4.11b). Con el segundo filtrado se realizaron los resultados y se mejora nuevamente la pseudo-sección obtenida para la L15, se definen algunos horizontes para G75 y G101, que antes no se apreciaban (recuadros azules, Figura 4.11c).

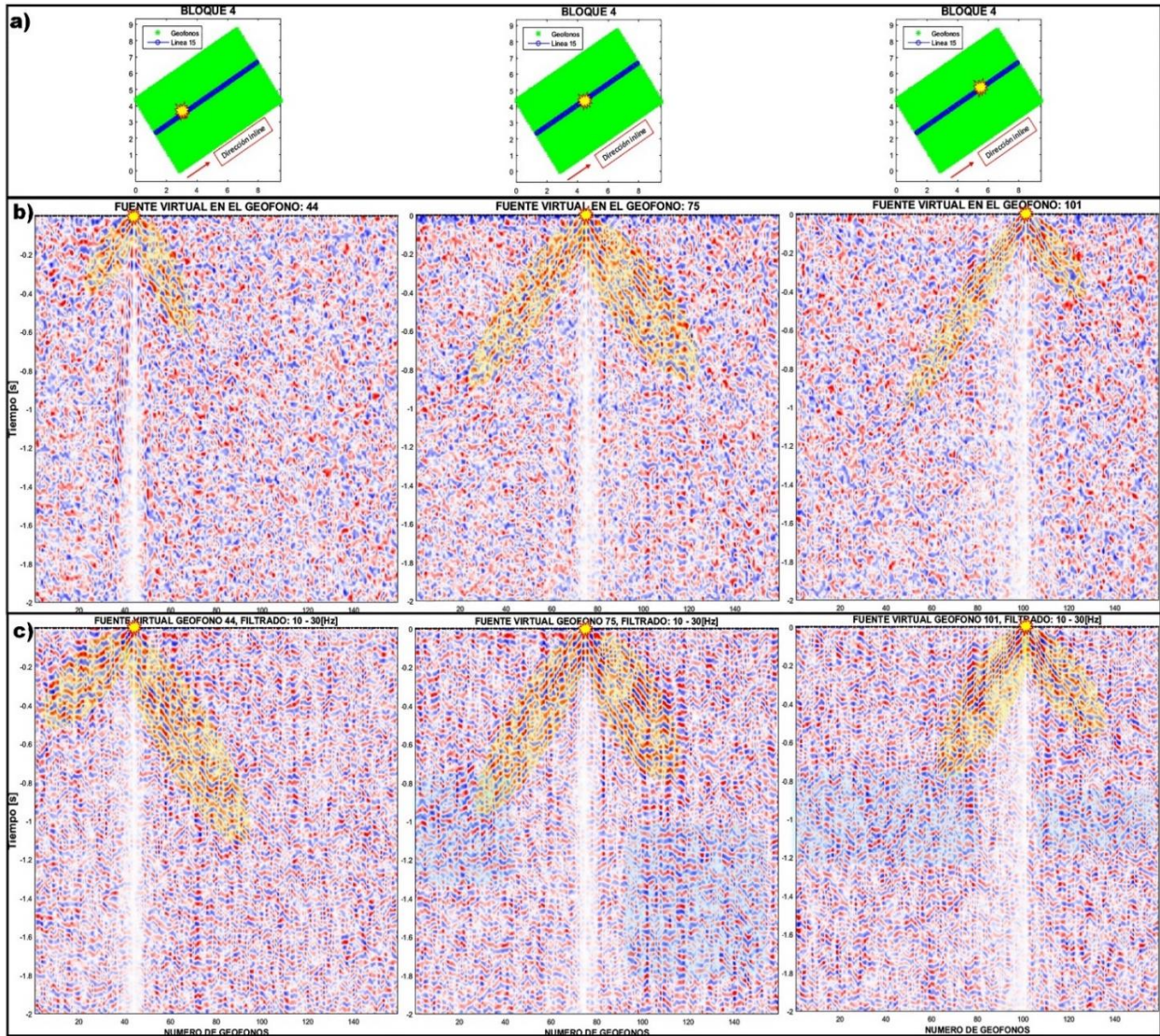


Figura 4.11. Resultados de las CC con trazas de 6.5 [h] de grabación para la L15, considerando 3 FV: G44, G75 y G101. a) Bloque 4, ubicación de las tres FV en dirección inline de la L15. b) CC después del preprocesamiento (Blanqueamiento espectral, filtrado de 1-30 [Hz] y 1-bit). c) CC después del segundo filtrado (10-30 [Hz]).

Finalmente, la Figura 4.12 muestra 3 ejemplos de los resultados obtenidos para la Línea 20 (L20). En esta línea no se pudieron obtener resultados satisfactorios con las CC, en los dos primeros ejemplos se aprecian unas franjas verticales de los geófonos g30 a g50 y en la FV en G43 tenemos dos franjas muy marcadas de g20-g40 y g70-g100. En las fuentes virtuales G16, G28 y G43, tratamos de resaltar como en los casos anteriores las posibles reflexiones que observamos cercanas a la fuente. Sin embargo, en G16 y G28 las reflexiones se aprecian solo hasta los 0.2 [s] y 0.4 [s] (Figura 4.12b), respectivamente. Por otro lado, la G43 no muestra reflexiones cercanas a la fuente y tampoco define horizontes. El segundo filtrado no ayuda mucho en este caso, ya que solo en los dos primeros ejemplos se alcanzan a percibir de manera tenue algunos horizontes (recuadros azules, Figura 4.12c), las franjas mencionadas anteriormente impiden que se logren apreciar resultados adecuados.

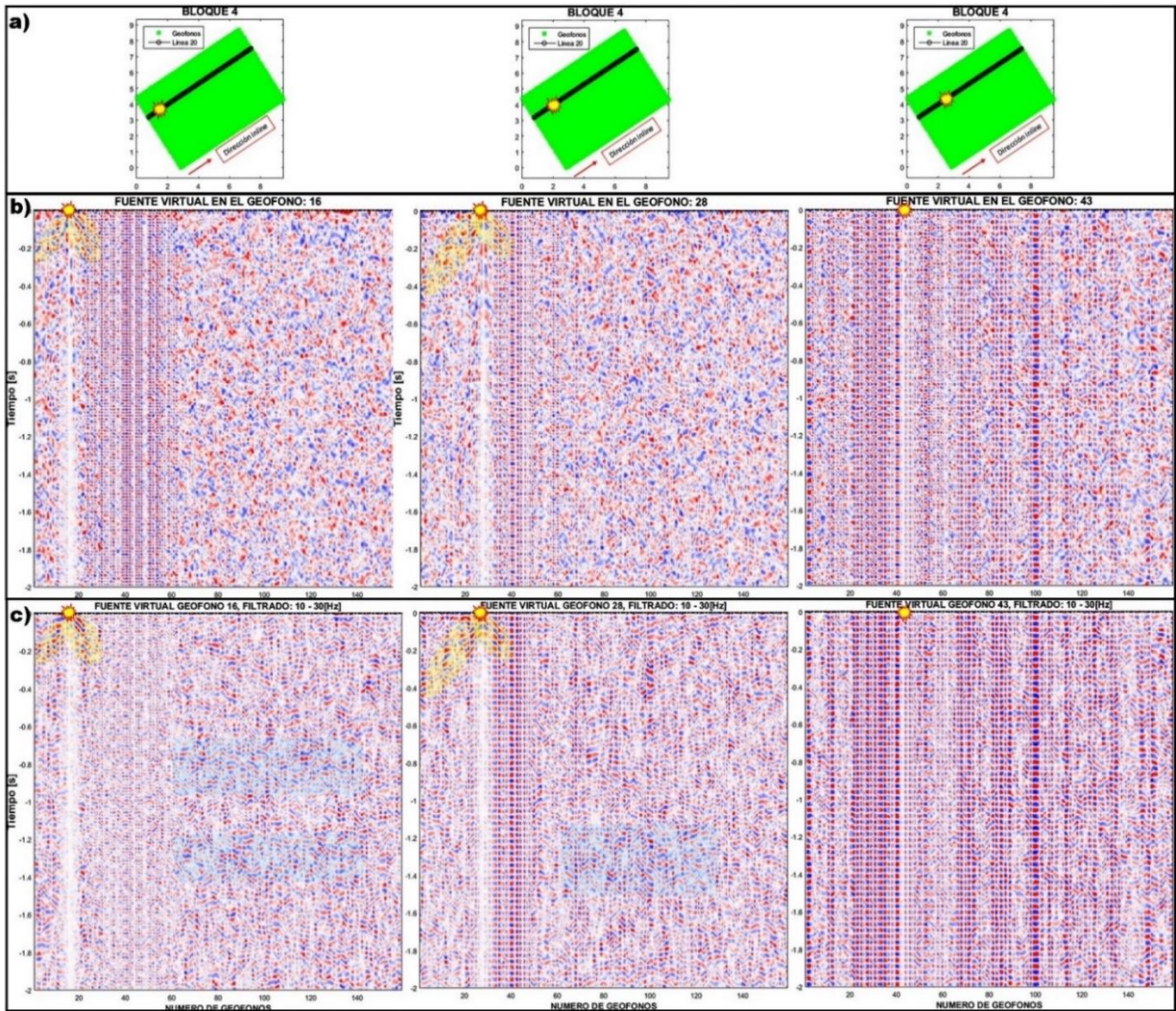


Figura 4.12. Resultados de las CC con trazas de 6.5 [h] de grabación para la L20, considerando 3 FV: G16, G28 y G43. a) Bloque 4, ubicación de las tres FV en dirección inline de la L20. b) CC después del preprocesamiento (Blanqueamiento espectral, filtrado de 1-30 [Hz] y 1-bit). c) CC después del segundo filtrado (10-30 [Hz]).

### 4.3. SECUENCIA DEL PROCESAMIENTO DE PSEUDO-SECCIONES DE TIROS VIRTUALES

El principal objetivo del procesamiento de los datos sísmicos de reflexión es mejorar la señal de reflexión genuina al suprimir la energía no deseada en forma de ruido ambiental coherente y aleatorio, (Yilmaz, 1987). Como se mencionó anteriormente, las reflexiones se reconocen por tiempos de viaje hiperbólicos. Tras haber utilizado el método de IS y bajo la hipótesis de que el ruido sísmico contiene ondas de cuerpo, se aplicaron algoritmos de procesamiento que usualmente son utilizados en la industria de la sísmica de exploración para la extracción de información estructural y de velocidad subsuperficial.

En esta sección se explicarán los pasos que se siguieron para procesar las pseudo-secciones de tiros virtuales obtenidas en la sección anterior. Buscando generar imágenes del subsuelo en términos de una sección sísmica de offset cero, en donde los diferentes reflectores representan los cambios de impedancia acústica del medio que estamos investigando. En general, los objetivos principales del procesamiento de datos sísmicos son mejorar la resolución sísmica y aumentar la señal-ruido (SNR) de los datos. Estos objetivos se logran a través de tres etapas principales:

- Deconvolución, aumenta la resolución vertical
- Apilamiento, aumenta la SNR
- Migración, aumenta la resolución horizontal.

Antes de la deconvolución, es necesario corregir la dispersión geométrica para compensar la pérdida de amplitud causada por la divergencia del frente de onda. Muchos de los procesos secundarios están diseñados para hacer que los datos sean compatibles con los tres procesos primarios. La deconvolución supone una serie de ondas estacionarias, con incidencia vertical, de fuente y fase mínima y de reflectividad libre de ruido. El apilamiento supone un desplazamiento hiperbólico, el análisis de velocidad, es un paso esencial para el apilamiento, se mejora mediante atenuaciones múltiples y correcciones estáticas residuales. Por otro lado, la migración se basa en un supuesto de campo de onda de desplazamiento cero. Cuando se aplican estas técnicas a los datos de campo se proporcionan resultados que están cerca de la verdadera imagen del subsuelo, (Yilmaz, 1987).

#### 4.3.1. Reagrupación de las trazas por Punto Medio Común (CMP)

La adquisición de datos sísmicos se realiza en coordenadas de tiro-receptor (s, g). La figura 4.13a es una representación esquemática de la geometría de grabación y las rutas de rayos asociadas con un reflector plano. El procesamiento de datos sísmicos, por otro lado, se realiza convencionalmente en coordenadas de punto medio-offset (y, h). La transformación de coordenadas requerida se logra ordenando los datos en conjuntos de CMP (Figura 4.13b). Las trazas con la misma ubicación de punto medio se agrupan juntas, formando un conjunto de CMP. Los siguientes tipos de geometrías las podemos identificar en la Figura 4.14:





- (1) Conjunto de tiro común (registro de tiro, registro de campo),
- (2) Conjunto de receptor común
- (3) Conjunto de punto medio común (CMP)
- (4) Sección de offset común (sección de desplazamiento constante)

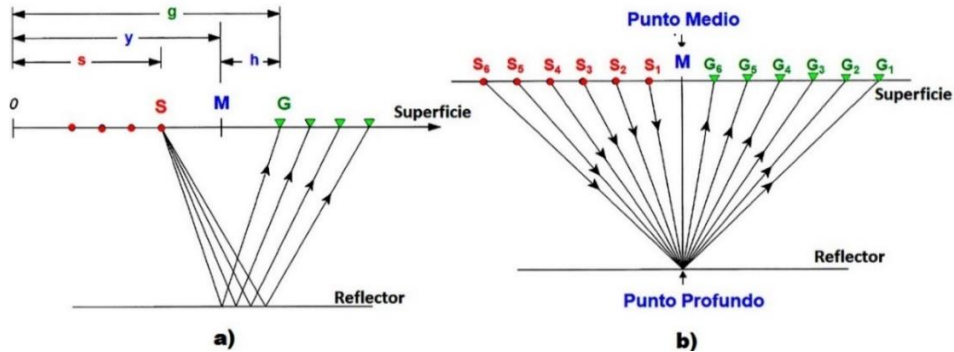


Figura 4.13. a) Geometría de adquisición de los datos de reflexión tiro-receptor. B) Geometría del CMP para el procesamiento, punto medio-offset. Fuentes (rojo) a lo largo de la línea, receptores (verde) y punto medio común (CMP) (azul). Modificado de Yilmaz (1987).

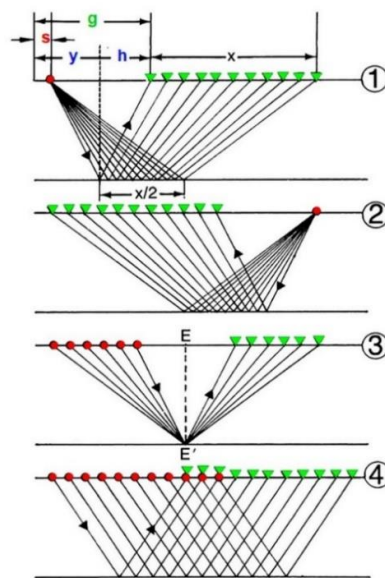
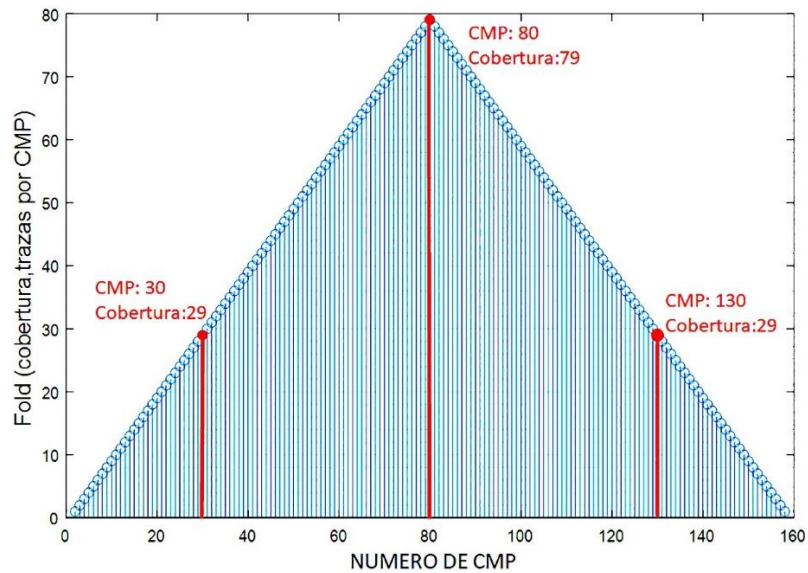


Figura 4.14. Geometría de los tipos de conjuntos más comunes en la sísmica de reflexión. (1) Conjunto de tiro común. (2) Conjunto de receptor común. (3) Conjunto de punto medio común (CMP). (4) Sección de offset común (sección de desplazamiento constante). Modificado de Yilmaz, (1987).

Se reagruparon las trazas de las pseudo-secciones de tiros virtuales obtenidas con CC (sección 4.2.3) para generar los conjuntos CMP, el número de trazas por cada conjunto se denomina fold (cobertura). El tamaño de cobertura dependerá de con que CMP se trabaje. En la Figura 4.15, se muestran en color rojo 3 ejemplos de CMP elegidos (CMP: 30, 80 y 130), los que se encuentran más

cercanos al centro de la línea (ubicación del geófono 80, máxima cobertura: 79 trazas por CMP) tendrán una mayor cobertura que los que se encuentren en los extremos.

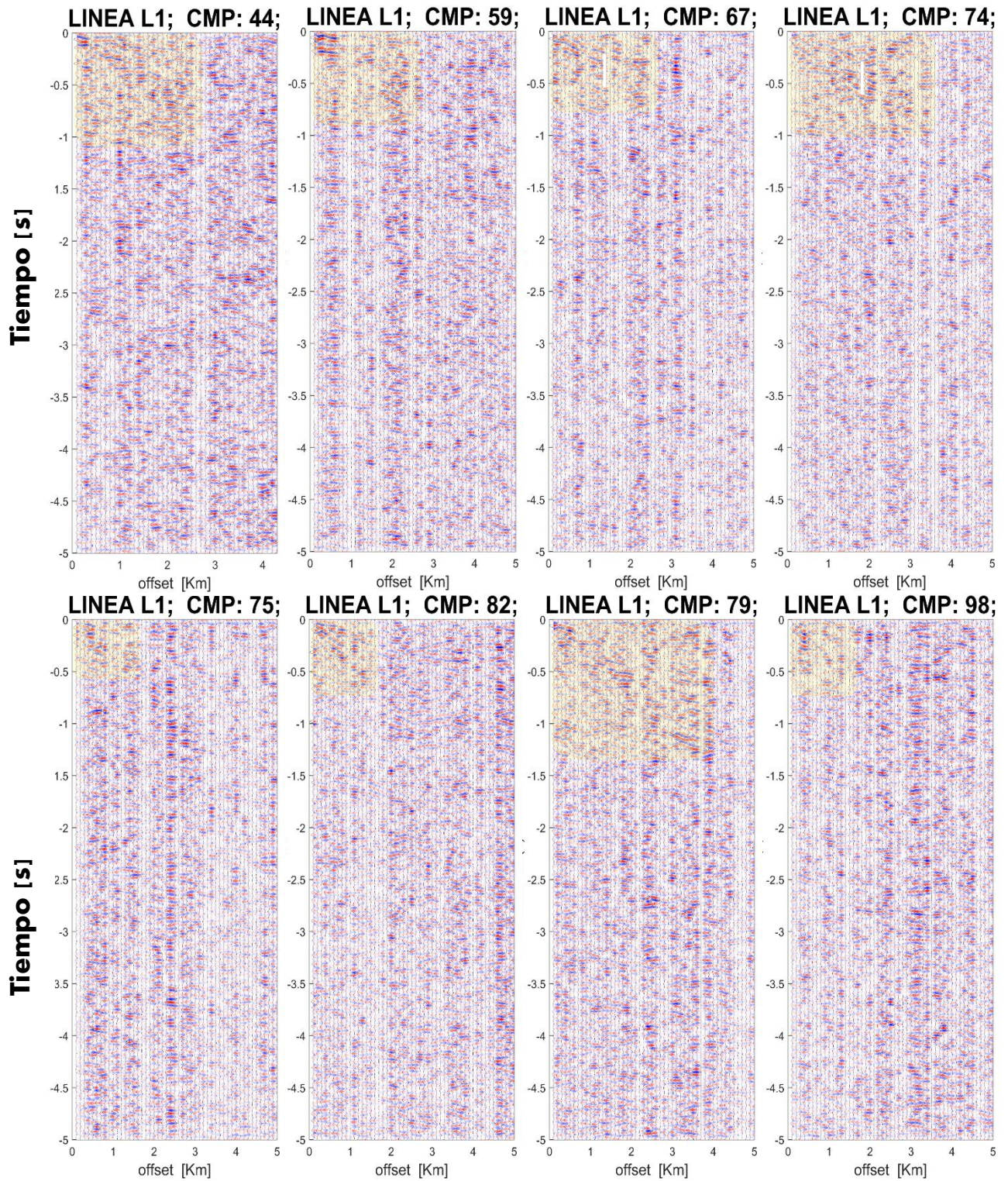


**Figura 4.15. Cobertura de los CMP para una línea de 159 geófonos. En color rojo observamos 3 ejemplos de CMP elegidos y su correspondiente cobertura.**

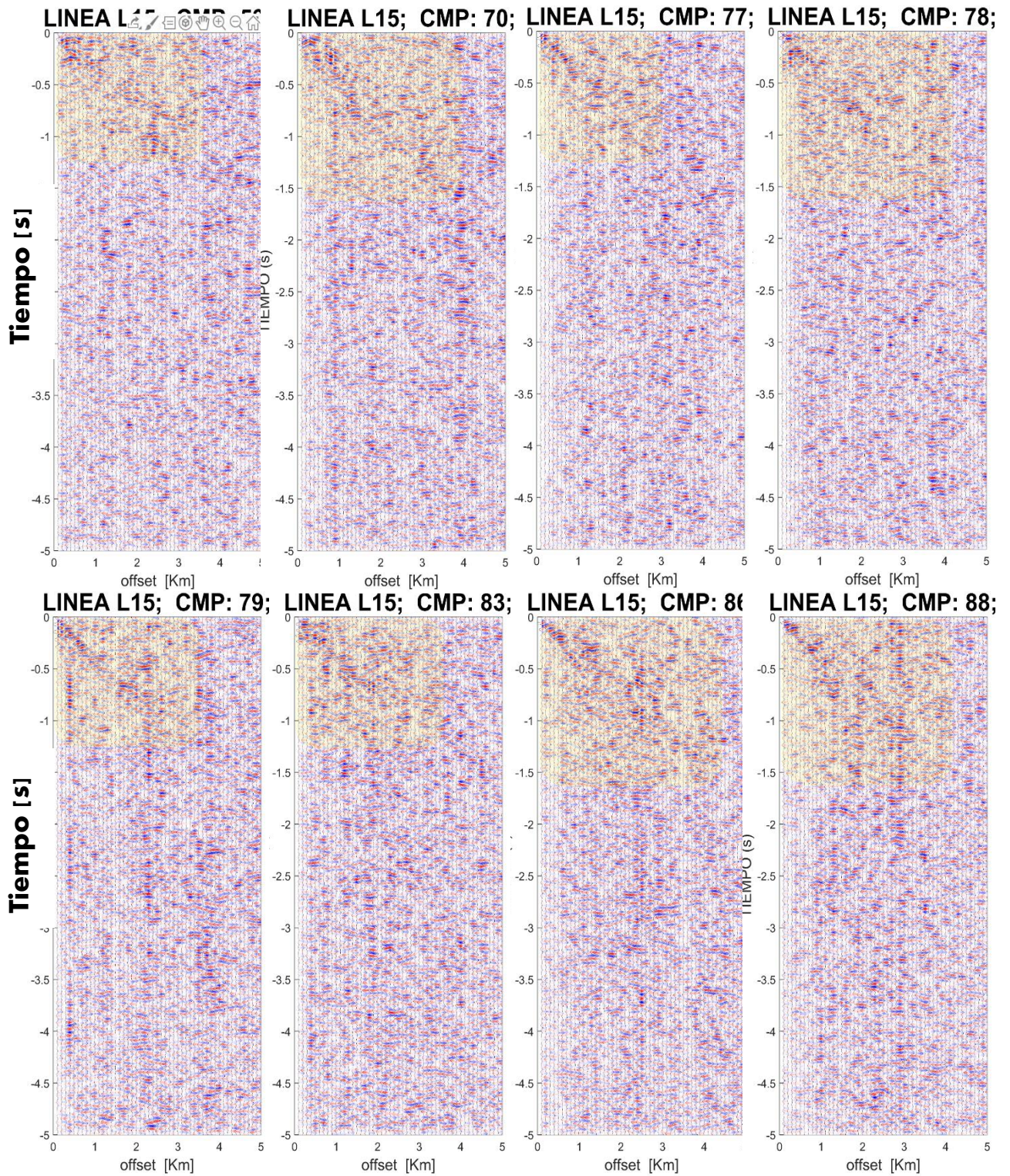
El conjunto CMP es importante para el procesamiento de datos sísmicos porque de la información que proporciona se puede derivar la velocidad del subsuelo. Para este trabajo, se generaron alrededor de 157 conjuntos de CMP por línea. Sin embargo, no a todos se les consideró útiles, debido a que había conjuntos que tenían una pequeña cobertura de trazas.

A continuación, mostraran algunos resultados obtenidos al generar los CMP para la línea 1 y 15 del Bloque 4, (Figuras 4.16 y 4.17). Recordemos que estas trazas tienen un filtrado Butterworth en un rango de frecuencias de 10-30 [Hz], el cual fue aplicado en la sección 4.2.3. Los recuadros en amarillo para los CMP (59, 75, 82 y 98) de la línea 1 (Figura 4.16), muestran ciertas tendencias alrededor de los 0.5 [s], lo que podrían ser un indicador de un reflector muy superficial en el subsuelo. Mientras que en los CMP (44, 67, 74 y 79) su tendencia de los posibles reflectores se extiende a un mayor tiempo y distancia horizontal (2-3 [km], aproximadamente).

Cabe mencionar que los resultados de L15 fueron mejores que los de la L1, ya que las tendencias reflectoras se perciben con mayor claridad (recuadros amarillos). De los ejemplos mostrados en la Figura 4.17, los CMP (53, 79, 83, 86) tienen una tendencia de posibles reflectores a periodos de 1 [s], mientras que otros casos se extienden hasta 1.3 [s] (CMP: 70, 77, 78, 88), ambos casos son resultados más alentadores que los obtenidos para L1. Sin embargo, con el objetivo de observar horizontes mejor definidos e incrementar la resolución de las trazas, se realizaron otros dos procesos en los CMP, los cuales son: la aplicación de una ganancia para la recuperación de las amplitudes a periodos más largos y la deconvolución Spiking para mejorar la resolución temporal.



**Figura 4.16. Conjuntos CMP elegidos para la L1. El número de CMP es indicado por la posición del geófono que se encuentra en el centro de la distancia fuente-receptor. Los recuadros de color amarillo muestran posibles reflexiones sísmicas en el subsuelo.**



**Figura 4.17. Conjuntos CMP elegidos para la L15. El número de CMP es indicado por la posición del geófono que se encuentra en el centro de la distancia fuente-receptor. Los recuadros de color amarillo muestran posibles reflexiones sísmicas en el subsuelo.**

### 4.3.2. Recuperación de amplitudes

Los datos sísmicos en su estado bruto muestran que la intensidad de la señal disminuye significativamente con el tiempo, mientras que el ruido persiste y finalmente domina. La energía que se propaga en el interior de la Tierra está sujeta a la atenuación intrínseca de las rocas. Además de otros factores como las pérdidas de transmisión (Yilmaz, 2001):

- **Pérdida de transmisión:** ocurre en cada reflector geológico donde parte de las ondas sísmicas se reflejarán, refractarán, difractarán, dispersarán, etc.
- **Divergencia geométrica:** a medida que la onda sísmica se extiende desde su fuente, su amplitud decae en una cantidad proporcional al recíproco de la distancia ( $1/r$ ) desde la fuente hasta la ubicación de la onda sísmica en propagación.
- **Absorción:** ocurre cuando la energía sísmica se convierte en calor por fricción. Esta pérdida es proporcional al exponencial de la distancia desde la fuente.

Entre los diversos pasos de control de calidad necesarios para obtener una imagen sísmica precisa de las estructuras del subsuelo, se encuentra la corrección de pérdidas de amplitud. Esta corrección, conocida también como ganancia se aplicó en la etapa del pre-apilamiento para corregir las pérdidas de absorción y de divergencia geométrica. Existen esquemas de corrección de amplitud dependientes e independientes de los datos. En este trabajo se hicieron pruebas con ambos tipos de esquemas, con la finalidad de comparar que tipo es la más idónea para los datos, buscando siempre resaltar las reflexiones presentes en el subsuelo.

El tipo independiente de los datos corrige las amplitudes usando una función de escala común para todas las trazas (ecuación 4.7), donde  $f(t)$  es la amplitud de la traza sísmica a corregir,  $t$  es la variable independiente del tiempo, y  $\alpha$  es factor del tiempo que controla el cambio en la amplitud de  $f(t)$ .

$$f(t)_{\text{corregida}} = f(t) t^{\alpha} \quad (4.7)$$

En la Figura 4.18, tenemos la comparación de la función de ganancia con distintos valores de  $\alpha$ , se puede ver que si  $\alpha$  aumenta, la función de ganancia representada por la línea azul se vuelve cada vez más recta, provocado de esta manera que las amplitudes crezcan mucho a periodos largos. Sin embargo, a periodos cortos la amplitud de las trazas decae rápidamente, llegando incluso a ser menor que la amplitud inicial.

La función de ganancia exponencial (ecuación 4.8) es otro ejemplo, en donde  $\beta$  es el parámetro que controla la función exponencial. En la Figura 4.19, como en el caso anterior, se observa que si el valor de  $\beta$  se incrementa, la función de ganancia provoca que la amplitud de las trazas a periodos largos crezca. Sin embargo, la diferencia principal entre estos dos tipos de ganancia independientes radica en que, para este caso, las amplitudes a periodos cortos se mantienen y no disminuyen a pesar de que el valor de  $\beta$  cambie.

$$f(t)_{\text{corregida}} = f(t) e^{\beta t} \quad (4.8)$$



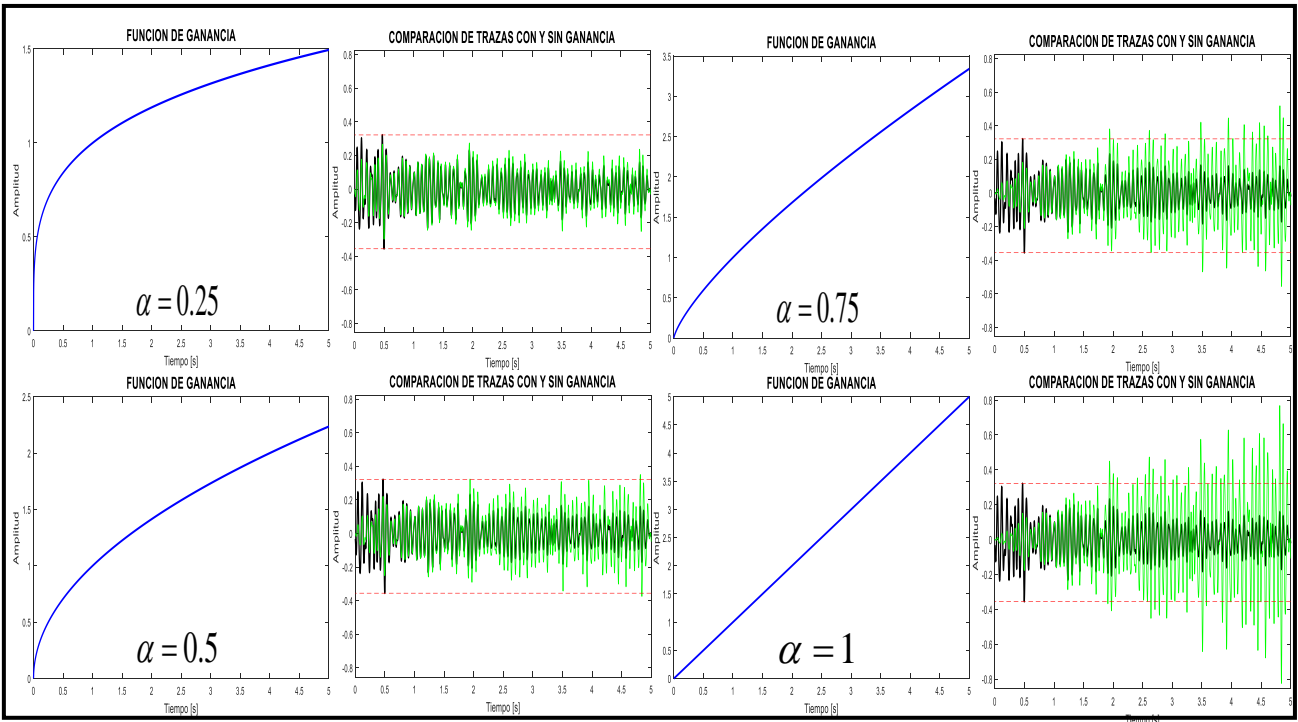


Figura 4.18. Las curvas en color azul representan el comportamiento de la función de ganancia con distintos valores de  $\alpha$ . Las otras graficas muestran la comparación de una traza antes (negro) y después (verde) de agregar la ganancia.

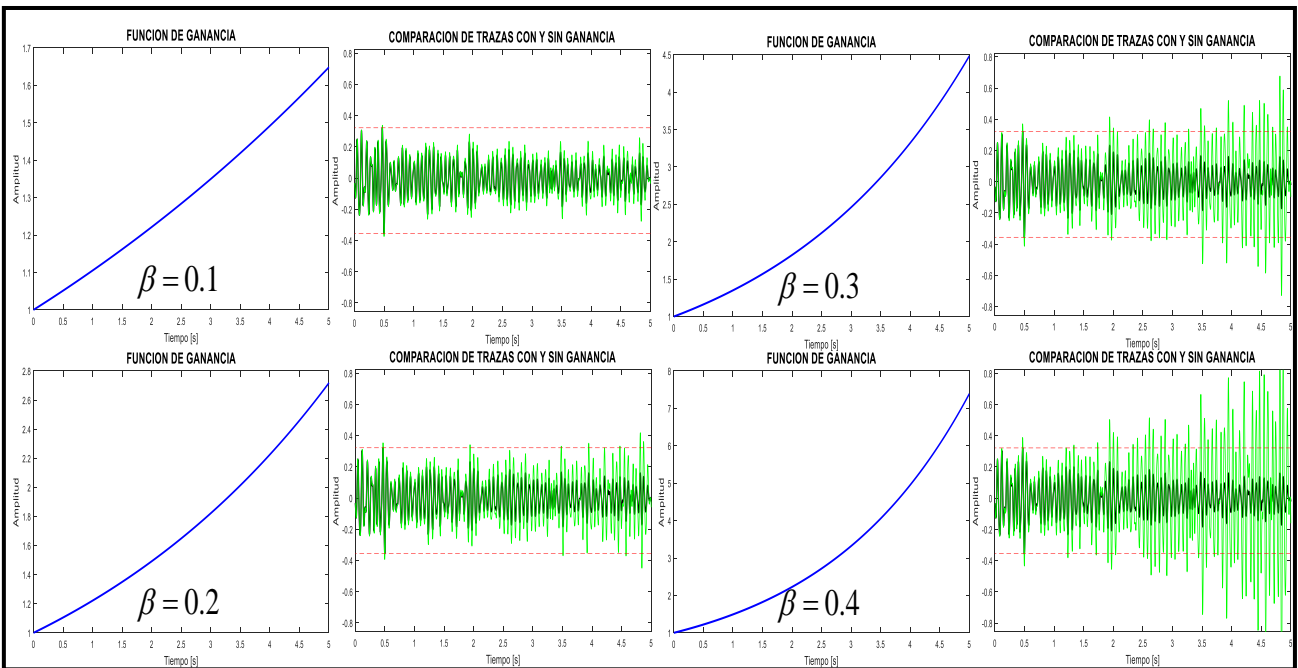
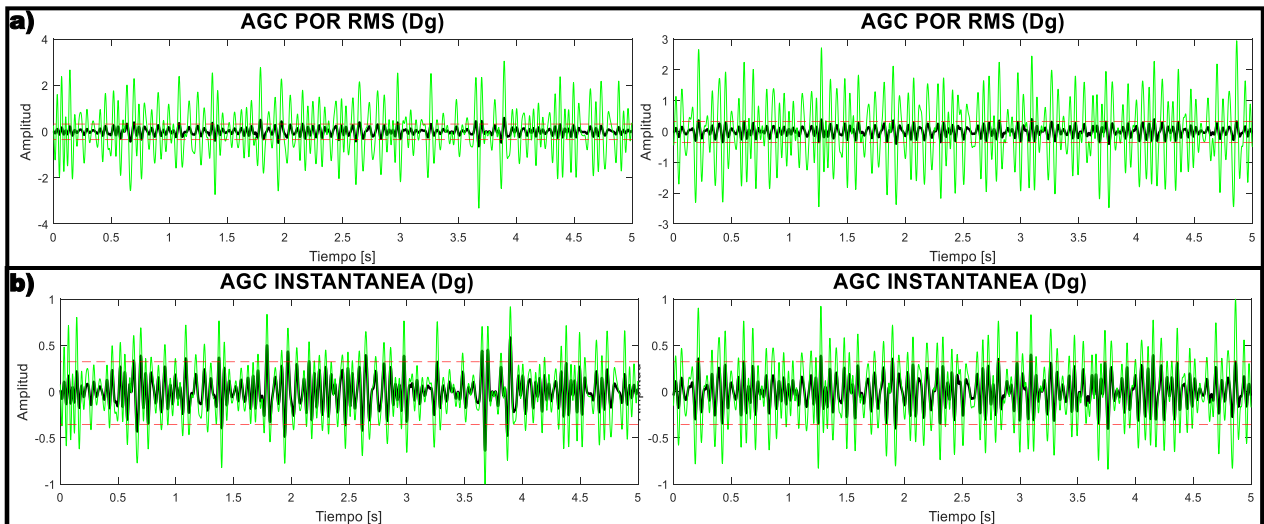


Figura 4.19. Las curvas en color azul representan el comportamiento de la función de ganancia con distintos valores de  $\beta$ . Las otras graficas muestran la comparación de una traza antes (negro) y después (verde) de agregar la ganancia.

El esquema de ganancia dependiente se basa en multiplicar cada muestra de tiempo por un escalar derivado de una ventana de datos alrededor de la muestra. Esta técnica se conoce como Control Automático de Ganancia (AGC). Algunas de las técnicas más usadas son:

- AGC por amplitud RMS
- AGC instantánea

En la Figura 4.20 se hace la comparación de los dos tipos de ganancia AGC, el primer caso por RMS (Figura 4.20a) podemos ver que las amplitudes en todo el registro de la traza crecen de manera igual a periodos cortos como largos. Sin embargo, las amplitudes aumentan demasiado lo que provocaría que se pierda información valiosa debido a una saturación en las trazas. Por otro lado, el caso dos (AGC instantánea, Figura 4.20b), muestra una distribución de ganancia más uniforme en todo el registro, realza las trazas, pero no en exceso, lo que indica que es mejor opción que el caso de AGC por RMS.



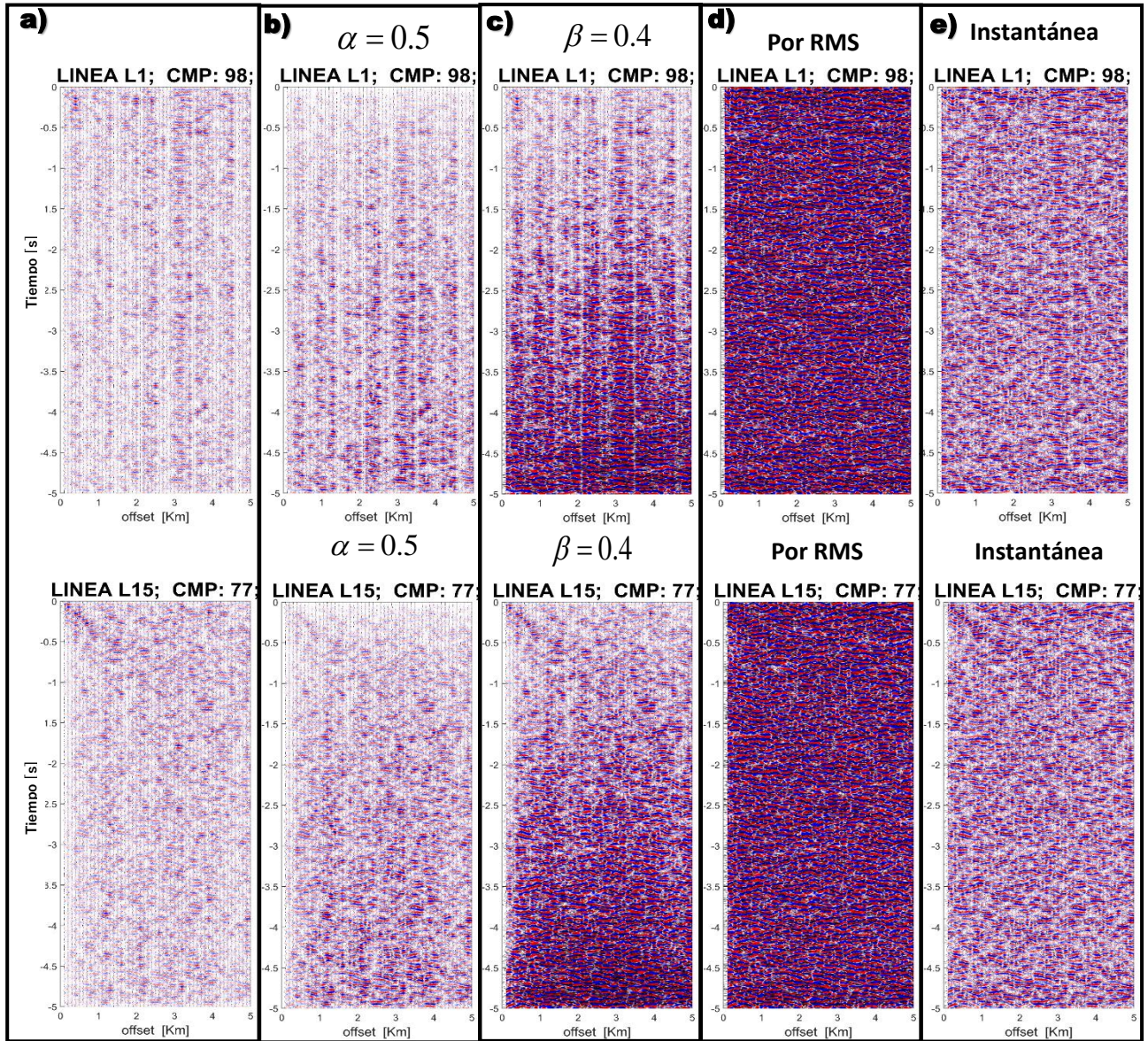
**Figura 4.20. Ejemplos de tres trazas antes (negro) y después (verde) de la ganancia dependiente. a) AGC por amplitud RMS. b) AGC instantánea.**

En la Figura 4.21 se hace una comparación entre los cuatro tipos de ganancia a un conjunto CMP de la línea 1 y otro de la línea 15, se eligieron los factores de  $\alpha$  y  $\beta$  que mostraban un mejor resultado. En la primera parte, la ganancia con el factor de  $\alpha$  disminuye la amplitud de las trazas a periodos cortos haciendo ver las primeras reflexiones más tenues (Figura 4.21b). Por otro lado, la ganancia con la función  $\beta$  aumenta considerablemente la amplitud de las trazas a periodos largos haciendo ver algunos horizontes más marcados (Figura 4.21c). Sin embargo, no se obtiene ganancia en periodos cortos, lo que provoca que las reflexiones aquí no tengan mejora alguna.

Las funciones de ganancia dependientes (AGC por RMS y AGC instantánea), a diferencia, de las dos primeras, tienen una mejora en la amplitud a lo largo de todo el registro, esto ayuda a resaltar todos los horizontes que pueden ser de interés. Sin embargo, la AGC por RMS aumenta en demasía las

amplitudes, generando una saturación excesiva a lo largo de todo el registro (Figura 4.21d), esto puede ser un factor decisivo para que las posibles reflexiones sísmicas queden enmascaradas.

El último caso es la AGC instantánea, que es el que decidimos aplicar a nuestros datos. Este tipo de ganancia es más uniforme tanto a periodos largos como a periodos cortos, no genera una saturación excesiva, sino al contrario, logra aumentar la resolución de los datos y ayuda a definir mejor los horizontes de interés (Figura 4.21e).



**Figura 4.21. Resultados al agregar los 4 tipos de ganancia a los conjuntos CMP: 98 y 77 de las L1 y L15, respectivamente. a) Trazas con filtrado de 10-30 [Hz]; b) Con ganancia independiente, valor de  $\alpha = 0.5$ ; c) Con ganancia independiente, valor de  $\beta = 0.4$ ; d) AGC por amplitud RMS; e) AGC instantánea.**



Las correcciones de ganancia para restaurar la intensidad de la señal en momentos posteriores aumentan el ruido aleatorio en el proceso. Afortunadamente, el apilado de los CMP suprime una parte significativa del ruido aleatorio no correlacionado de traza a traza. En las figuras 4.27-4.30, se observa como aplicamos la ganancia a varios conjuntos CMP de las líneas 1 y 15, de igual manera observamos la comparación antes y después de aplicar la deconvolución spiking (sección 4.3.3).

### 4.3.3. Deconvolución Spiking

El proceso de la deconvolución spiking elimina gran parte de la energía asociada con las reverberaciones, múltiples y aumenta la resolución vertical de los datos. La deconvolución filtra la ondícula fuente de los datos sísmicos para obtener la respuesta de reflectividad de la Tierra, este proceso se aplicó después de la ganancia y tiene como objetivo mejorar la resolución temporal al comprimir la ondícula fuente contenida en la traza sísmica a un pico de fase cero (deconvolución spiking). La cual es construida simétricamente alrededor del tiempo cero y tiene un pico de máxima amplitud en este punto (Yilmaz, 2000). Estos datos de fase cero tienden a proveer mayor definición y menos distorsión entre los rasgos estratigráficos del subsuelo, tales como las capas de arena y lutitas.

El operador de deconvolución spiking es estrictamente el inverso de la ondícula fuente. Si la ondícula es de fase mínima, las cuales son asimétricas (Figura 4.22), obtendríamos un inverso estable (los coeficientes del filtro forman una serie convergente), que también sería de fase mínima. Específicamente, los coeficientes del filtro disminuyen en el tiempo (y desaparecen en  $t = \infty$ ); por lo tanto, el filtro tiene energía finita.

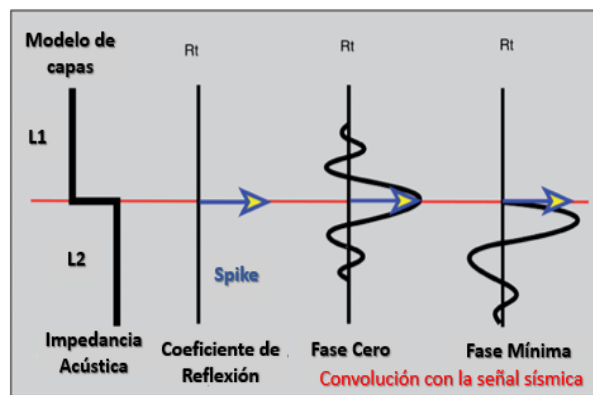


Figura 4.22. Señales de fase cero y fase mínima. Modificado de Veeken y Moerkerken (2013).

La deconvolución spiking se logra entonces, convolucionando el filtro inverso  $a(t)$  (ecuación 3.24) con la traza sísmica  $s(t)$ :

$$a(t) * s(t) = a(t) * w(t) * e(t) = \delta(t) * e(t) = e(t) \quad (4.9)$$

En la práctica la deconvolucion spiking no siempre es la esperada, ya que asume que la reflectividad de la tierra es aleatoria, el nivel de ruido en la traza sísmica es bajo y que la ondícula fuente es estacionaria a lo largo de todo el registro, por lo tanto, se establecen los parámetros:

- Ventana de autocorrelación ( $\omega$ )
- Longitud del filtro ( $N$ )
- Porcentaje de preblanqueamiento ( $\varepsilon$ )

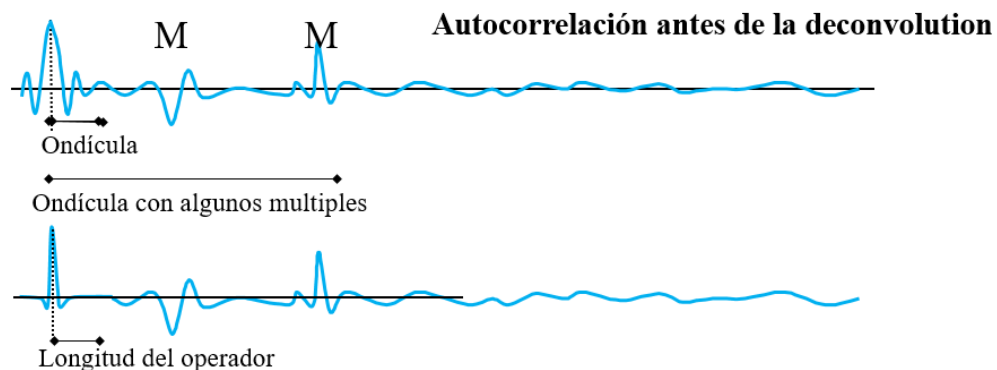
### Ventana de autocorrelación ( $\omega$ )

Es importante elegir una ventana de autocorrelación adecuada, debido a que el proceso de deconvolucion es más efectivo en datos sin ruido. La ventana debe excluir el ruido coherente (Ground roll) o incoherente (partes posteriores del registro) y solo incluir la parte del registro que contiene una señal de reflexión útil (Yilmaz, 1987).

Las autocorrelaciones son siempre simétricas respecto del retraso cero y, por lo tanto, de fase cero, debido a que la traza está correlacionada consigo misma y se obtiene exactamente el mismo resultado para un desplazamiento hacia la derecha o hacia la izquierda. La longitud de la ventana de autocorrelación no debe ser inferior que ocho veces la longitud del operador más grande que se utilizará para ese conjunto de datos (Yilmaz, 2001).

### Longitud del filtro ( $N$ )

La longitud del filtro (operador) debe ser igual a la longitud de la ondícula. El criterio que se utiliza para definir la longitud del operador es que el ancho de banda de frecuencia es inversamente proporcional a la longitud efectiva del operador. La longitud óptima no debe dejar una cantidad grande de energía en el autocorrelograma debido a que podríamos ser afectados por múltiples (Figura 4.23). Los operadores cortos producen picos de pequeña amplitud y frecuencia relativamente alta. Los operadores más largos blanquean aún más el espectro, aumentar la longitud del operador no mejora indefinidamente los resultados; por el contrario, se introducen picos cada vez más espurios (Yilmaz, 1987).



**Figura 4.23. Autocorrelación de las trazas, usar operadores más largos puede provocar que la ondícula incluya múltiples, los operadores cortos producen picos de pequeña amplitud y frecuencia alta.**

Siguiendo las indicaciones anteriores, en la figura 4.24 mostramos algunos ejemplos de la longitud del operador. En general, una ventana corta del filtro amplifica las señales donde suele existir más ruido de ondas superficiales y homogeniza la imagen de las trazas, mientras que una ventana

cercana a la longitud total de la traza casi no modifica las amplitudes de manera que las reflexiones quedan poco potenciadas, por tanto, se realizaron diversas pruebas con varios tamaños de longitudes.

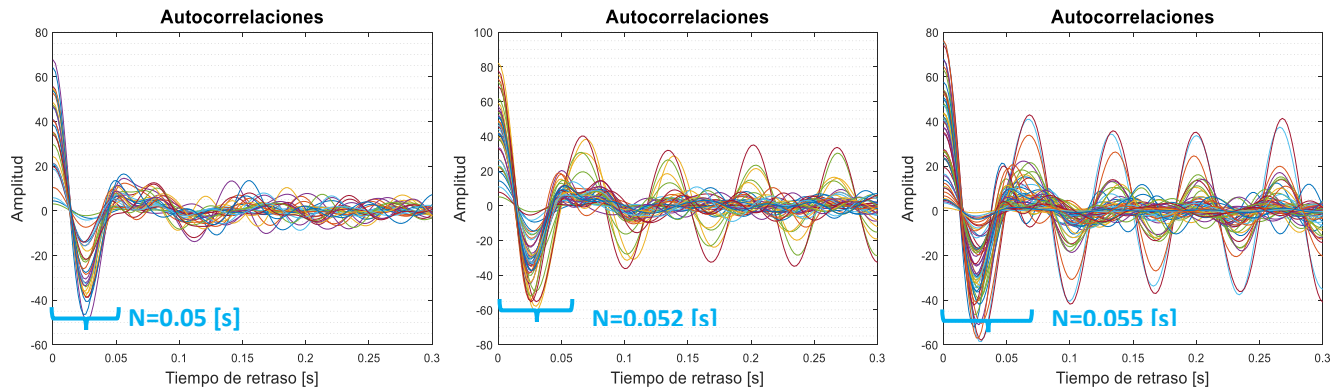


Figura 4.24. Tamaño del operador para tres distintos conjuntos de CMP: 30, 44 y 59, respectivamente.

### Retraso de predicción

El retraso de predicción (unitario) de la deconvolución spiking es igual a la tasa de muestreo. Implica una resolución más alta, pero esta puede degradarse si la energía de alta frecuencias es principalmente ruido y no señal. Por otro lado, un retraso de predicción más grande implica menor resolución. Sin embargo, en realidad, estas evaluaciones están dictadas por la relación señal-ruido. En conclusión, si se aumenta el retraso de predicción, el ancho de banda es menos amplio y la salida de la deconvolución se vuelve menos puntiaguda.

### Porcentaje de preblanqueamiento ( $\epsilon$ )

El espectro de amplitud del operador de deconvolución (filtro inverso) es el recíproco del de la ondícula fuente. Si este espectro es cero en algunas frecuencias, entonces será inestable (es decir, será infinito en estas frecuencias). Para garantizar la estabilidad numérica, introducimos un nivel artificial de ruido blanco aleatorio (preblanqueamiento) en el espectro de amplitud de la traza (Figura 4.25) y la autocorrelación antes de la deconvolución. Esto es equivalente a agregar una constante positiva muy pequeña al espectro de amplitud de la traza en cada componente de frecuencias.

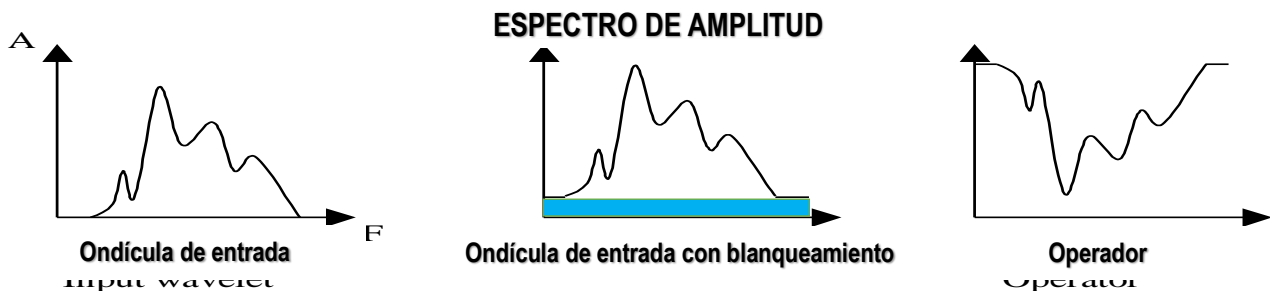


Figura 4.25. Proceso de preblanqueamiento al espectro de la ondícula de entrada. El espectro de amplitud del operador de deconvolución (filtro inverso) es el recíproco del de la ondícula fuente.

La magnitud del preblanqueamiento se mide como un porcentaje del valor de la autocorrelación de retraso cero. En la práctica, típicamente el preblanqueamiento estándar va de 0.1% a 0.3%, (Wail y Abdullatif, 2011) o 0.1% a 1% (Yilmaz, 1978). Para esta tesis, los porcentajes de preblanqueamiento que resultaron más efectivos fueron de 0.1% a 6%. El preblanqueamiento conserva el carácter puntiagudo de la salida, aunque agrega baja amplitud y alta frecuencia a la coda. En conclusión, podemos decir que el preblanqueamiento produce una salida de banda limitada y el efecto es menos controlable en comparación con la variación del retraso de predicción.

La Figura 4.26 muestra la comparación de dos trazas con sus respectivos espectros de amplitud antes (negro) y después (verde) de la deconvolución spiking, las trazas fueron escogidas de manera aleatoria para el conjunto del CMP 67 de la L1. Para aplicar la deconvolución spiking requerimos que: a) los datos de entrada sean de fase mínima, b) Los datos de salida deben tener un espectro de amplitud plana, lo cual sería un indicativo del aumento en la resolución vertical (Yilmaz, 1978).

El rango de frecuencias útil para los espectros de amplitud se concentra entre 10-30 [Hz]. Se puede ver como el preblanqueamiento evita la inestabilidad numérica gracias al nivel de ruido que fue introducido, además, la forma del espectro se mantiene, aunque su amplitud aumenta dando como resultado un espectro de carácter puntiagudo. Sin embargo, hay que tener en cuenta que la deconvolución spiking no siempre produce el mejor resultado. Ya que, se esperaría que el espectro de amplitudes tras la deconvolución spiking tuviera un carácter plano, además de que tuviera un corrimiento hacia las altas frecuencias, con lo que se aseguraría una mejor resolución temporal.

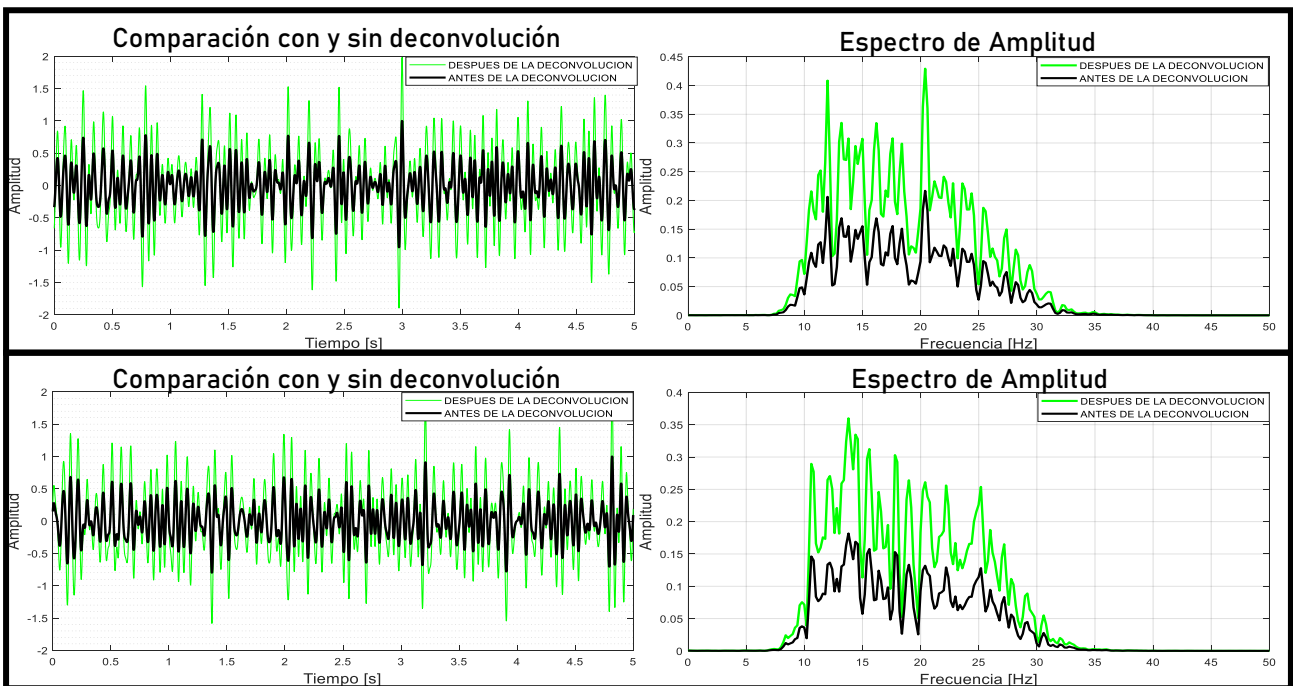


Figura 4.26. Comparación de dos trazas elegidas al azar con su respectivo espectro de amplitud, antes (negro) y después (verde) de la deconvolución.

A continuación, se muestran algunos ejemplos de los mejores resultados obtenidos tras hacer las correcciones de ganancia y la aplicación de la deconvolución spiking. Los resultados mostrados en las Figuras 4.27 son referidos a la L1, mientras que los resultados de la Figura 4.28 corresponden a la línea 15. En ambos casos claramente se observa una mejora considerable en los CMP cuando se aplica la ganancia y deconvolución. Sin embargo, debido a la densa cantidad de los datos con los que se trabajó, era muy complicado mostrar todos los conjuntos CMP que se generaron por línea, así que solo se exponen algunos resultados que pudieran aportar más información sobre las reflexiones en el subsuelo.

En la Figura 4.27a se tienen los resultados de la L1 con la aplicación de la ganancia. Se ve claramente que los horizontes para periodos cortos (menores a 1 [s]) quedan mejor definidos, esto se maximiza al agregar la deconvolución spiking (Figuras 4.27b). En los recuadros en color azul se marca una posible tendencia de reflectores en el subsuelo que llega hasta 1.5 [s], aproximadamente. En los recuadros rojos remarcamos algunos horizontes a periodos largos que fueron resaltados con mayor claridad al aplicar la deconvolución spiking y la ganancia.

Igual que para la L1, la ganancia mejora la resolución de los conjuntos CMP de la L15 (Figura 4.28a). En los recuadros en color azul se observan los posibles reflectores que llegan de 1 [s] hasta 1.8 [s] en algunos casos (CMP: 83 y 86). En los recuadros rojos remarcamos los horizontes a periodos largos que fueron resaltados con mayor claridad al aplicar la deconvolución spiking. Es importante recordar que en esta tesis no se pretende caracterizar una formación geológica en específico, sino que se busca ver cuál es el alcance que tiene el método de IS para la exploración de hidrocarburos. Para ello, en esta sección lo que se buscaba eran tendencias hiperbólicas capaces de ser evidencia de la localización de horizontes reflectores.

Dados los resultados obtenidos en las Figuras 4.27 y 4.28, se lograron percibir algunas tendencias que se podrían interpretar como reflectoras. Dichos eventos someros podrían corresponder a los yacimientos de Chicontepec que tienen tiempos de reflejo de entre 0.9 [s] y 1.3 [s]. Sin embargo, es difícil asegurar esta suposición al no tener más información de la zona de estudio. En las siguientes secciones se hará un análisis de velocidades para realizar la corrección NMO, con la finalidad de corregir las diferencias de tiempo, para que todas las trazas tengan los mismos pulsos reflejados en el mismo tiempo. Posteriormente, en la sección 4.4.4 se hace una comparación de los resultados obtenidos al usar los métodos de sismica pasiva, con una sección sísmica de fuente activa migrada en profundidad.

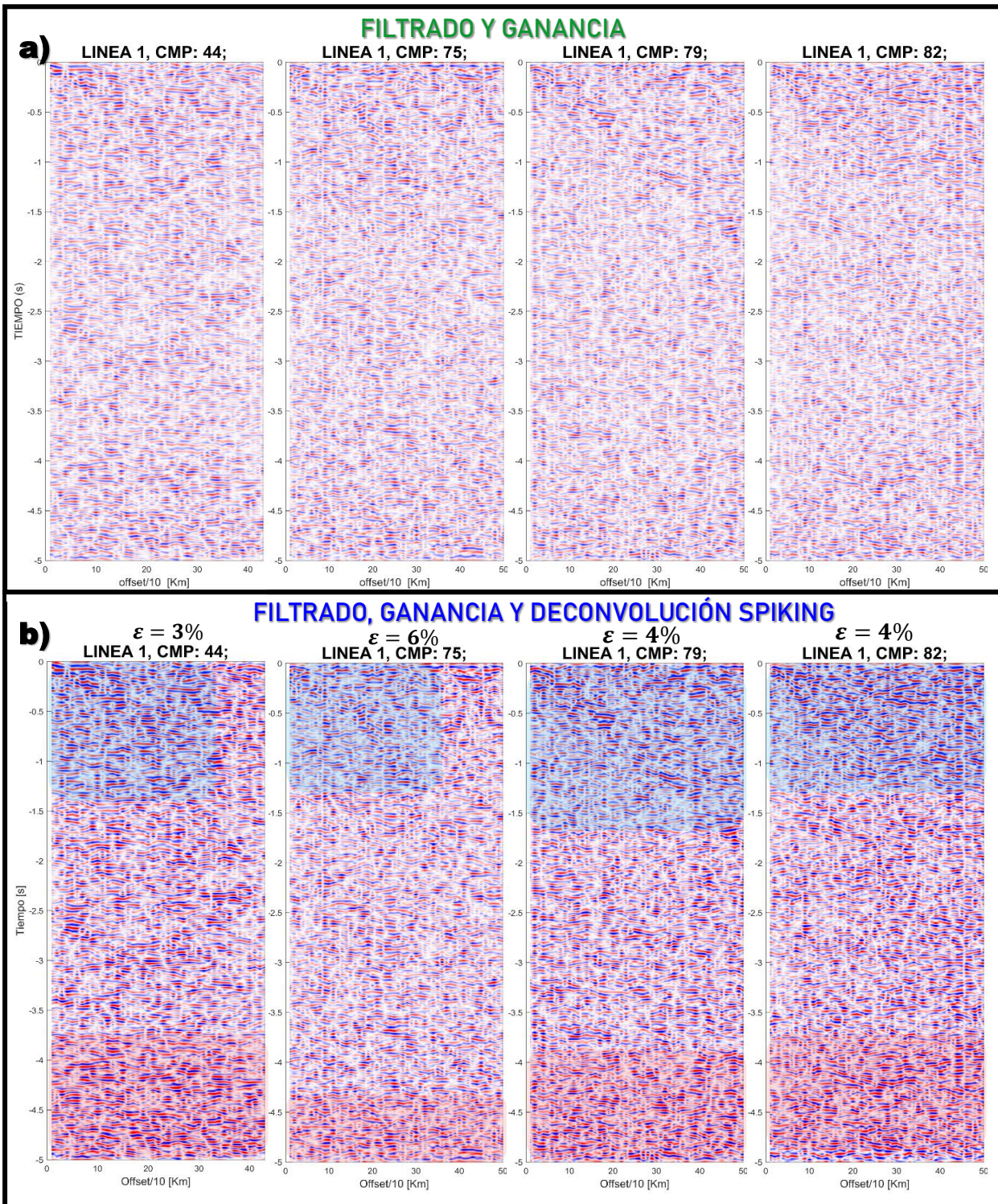


Figura 4.27. Comparación de cuatro CMP para la L1. a) Las trazas presentan un filtrado previo de 10- 30 [Hz] y una ganancia (AGC instantánea). b) Además del filtrado y ganancia, se aplicó la deconvolución spiking. El porcentaje de preblanqueamiento utilizado es dado por  $\varepsilon$ .

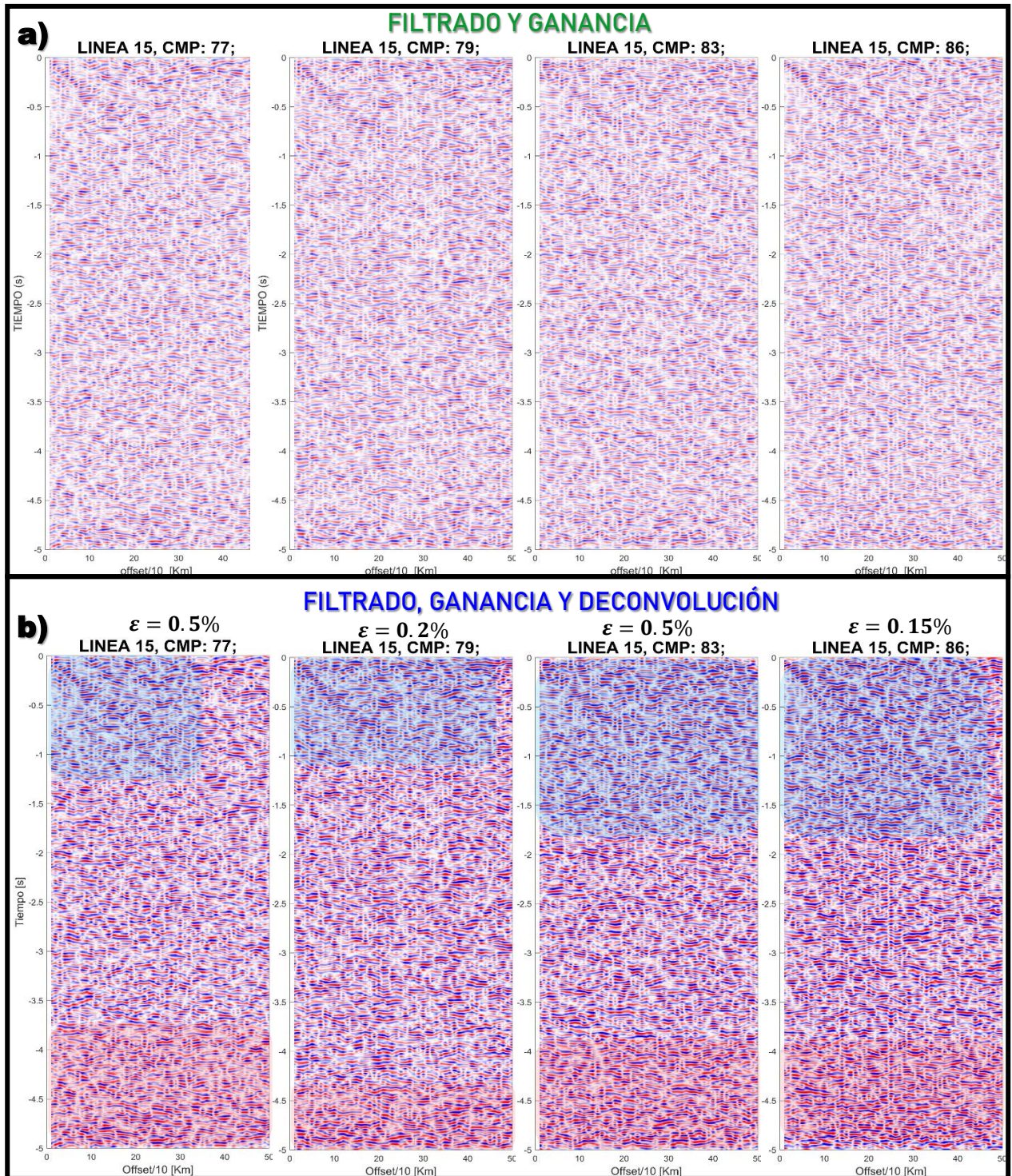


Figura 4.28. Comparación de cuatro CMP para la L15. a) Las trazas presentan un filtrado previo de 10- 30 [Hz] y una ganancia (AGC instantánea). b) Además del filtrado y ganancia, se aplicó la deconvolución spiking. El porcentaje de preblanqueamiento utilizado es dado por  $\varepsilon$

#### 4.3.4. Análisis de Velocidad

El objetivo del análisis de velocidad es determinar las velocidades sísmicas de las capas en el subsuelo que permitan generar una imagen de mejor calidad en el proceso de apilamiento. Existen diferentes tipos de velocidades sísmicas, tales como: NMO, apilamiento, RMS, promedio, fase, grupo y velocidades de migración. Las velocidades que se pueden derivar de manera confiable de los datos de espacio-tiempo ( $t - x$ ) son las velocidades de apilamiento, RMS y NMO. Se trabajó con velocidades de apilamiento las cuales serán utilizadas para corrección de NMO de los datos.

Se pueden elegir velocidades de apilamiento ejecutando un análisis de velocidad en un conjunto CMP determinado, donde se tiene como principal objetivo calcular velocidades que aplanen las hipérbolas en los conjuntos CMP. Esto aumentará la energía contenida en un evento sísmico después de agregar todas las trazas de ese CMP en particular, es decir, se aumenta la potencia del apilado general. Existen muchos medios que pueden usarse para calcular las velocidades de apilamiento, como el espectro de velocidad y las técnicas de apilamiento de velocidad constante.

En esta tesis se usó la técnica del espectro de velocidad, debido a que es más adecuado para conjuntos de datos contaminados con ruido. Este método intenta encontrar la velocidad de apilamiento para cada reflector. Mapea los datos espacio-tiempo de un solo conjunto de CMP en un plano de espectro-velocidad. En dicho plano, el eje vertical es  $t_0$  (tiempo de desplazamiento con offset cero) y el eje horizontal es  $v_s$ . Estos datos de salida representan una medida de coherencia de la señal a lo largo de las trayectorias hiperbólicas gobernadas por la velocidad, el desplazamiento y el tiempo de viaje. Para el rango de velocidades se deben considerar los eventos inclinados y que si son reales aparecen con velocidades de apilamiento relativamente altas.

#### 4.3.5. Corrección NMO y Apilamiento

Una vez que se conoce la velocidad, las trazas en los conjuntos CMP pueden mejorarse mediante la corrección NMO, que es básicamente una forma de corregir las diferencias de tiempo que ocurren debido al desplazamiento en un conjunto CMP, es decir, para obtener el equivalente de una traza de compensación cero. Esto implica que todas las trazas tendrán los mismos pulsos reflejados al mismo tiempo, pero con un ruido aleatorio y coherente diferente. Por lo tanto, la combinación de todas las trazas en un mismo conjunto CMP promediará el ruido y aumentará la SNR (proceso conocido como apilamiento).

La corrección NMO da como resultado un estiramiento en las trazas variantes en el tiempo causando cambios en el contenido de frecuencias, la distorsión de la frecuencia se incrementa en los tiempos someros y grandes offsets (*Yilmaz, 1987*). Los objetivos de la corrección de NMO son:

- Preparación de los datos para el apilado.
- Estimar la función de velocidad NMO.



El NMO es la diferencia entre el tiempo de desplazamiento para una posición  $x$  con respecto a una posición inicial (tiempo  $t_0$ ):

$$\Delta t_{\text{NMO}}(x) = t(x) - t_0 \quad (4.10)$$

En el caso de una sola capa horizontal con velocidad constante, la curva tiempo-distancia ( $t$ - $x$ ) es una hipérbola dada por:

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \quad (4.11)$$

donde  $t(x)$  es el tiempo que tarda la señal en llegar de la fuente al receptor,  $t_0 = \frac{2h}{v}$  es el tiempo que tarda una onda con incidencia vertical en el que el receptor está en la misma posición que el emisor y  $v$  es la velocidad de la capa. Podemos mostrar que la corrección de NMO, en este caso, viene dada por:

$$\Delta t_{\text{NMO}}(x) = t(x) - t_0 = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{v^2}} - t_0 = \sqrt{\frac{4h^2}{v^2} + \frac{x^2}{v^2}} - \frac{2h}{v} \quad (4.12)$$

Se puede observar que la corrección depende de la velocidad del medio ( $v$ ), a parte de la profundidad del reflector ( $h$ ) y del offset ( $x$ ). Para la corrección de NMO,  $\Delta t_{\text{NMO}}(x)$  se resta de  $t(x)$  de modo que el tiempo de viaje bidireccional en el offset  $x$  después de la corrección NMO,  $t_{\text{NMO}}(x)$ , es aproximadamente igual a  $t_0$ :

$$t_{\text{NMO}}(x) = t(x) - \Delta t_{\text{NMO}}(x) = t(x) - [t(x) - t_0] \approx t_0 \quad (4.13)$$

De la ecuación 4.13 podemos ver lo siguiente:

- Si se utiliza la velocidad NMO correcta para la corrección de NMO, el evento se alineará horizontalmente en  $t = t_0$ .
- Si se usa una velocidad más alta para la corrección de NMO, entonces el evento estará mal corregido (es decir, cóncavo hacia abajo).
- Si se usa una velocidad más baja para la corrección de NMO, entonces el evento se corregirá en exceso (es decir, cóncava hacia arriba).

Para múltiples capas horizontales de velocidad constante, la curva  $t - x$  no es una hipérbola, pero la aproximamos por una hipérbola. Esta aproximación es mejor para pequeñas compensaciones. Por lo tanto, reemplazamos las capas múltiples con una capa con una velocidad promedio que producirá la curva  $t - x$  más cercana a una hipérbola. Esta velocidad promedio se llama apilamiento o velocidad NMO.

Dado que la velocidad y  $t_0$  aumentan hacia abajo, la corrección NMO aplicada para una  $t_0$  posterior será menor que la aplicada en una  $t_0$  anterior. Por lo tanto, dos puntos en el mismo evento con una separación de tiempo igual a  $\Delta t_b$  antes de la corrección de NMO, después de la corrección tendrán una separación de  $\Delta t_a > \Delta t_b$  porque el punto superior experimentará una corrección de NMO mayor que



la inferior provocando una distorsión de frecuencia a frecuencias más bajas. El estiramiento se cuantifica como:

$$S_{NMO}(x) = \frac{\Delta t_{NMO}(x)}{t_0} \approx \frac{1}{2} \left( \frac{x}{t_0 v} \right)^2 \quad (4.14)$$

El estiramiento de NMO (ecuación 4.14) se limita principalmente a grandes compensaciones y tiempos poco profundos. El apilamiento de trazas estiradas y corregidas por NMO dañará severamente los eventos sísmicos superficiales debido al efecto de las distorsiones en las frecuencias. Por lo tanto, tenemos que eliminar un determinado tramo de las hipérbolas (stretch mute). Esto se hace silenciando las zonas considerablemente estiradas del conjunto CMP. La zona silenciada generalmente se establece en un umbral en términos de  $S_{NMO}$ , de modo que las zonas con  $S_{NMO}$  mayores que el umbral se silenciarán. La selección de un umbral pequeño evita el estiramiento, pero puede causar una pérdida excesiva de datos, mientras que la selección de un valor umbral grande evita la pérdida de datos, pero puede introducir un estiramiento excesivo de los datos.

El factor de estiramiento varía dependiendo como sea enfocado el estudio, por ejemplo, para la sísmica del petróleo se usa un valor por defecto de 40%, en sísmica de alta resolución los porcentajes son de 15 a un 40% y si se aplica uno inadecuado, puede reducirse la frecuencia dominante del espectro en más de 50 Hz y variar el ancho de banda, al mismo tiempo que degradan las amplitudes de las ondículas de las reflexiones con la consecuente pérdida de resolución (Miller, 1992). Miller establece que el porcentaje óptimo del tramo a eliminar para reflexiones situadas por encima de los 50 [m] de profundidad deber ser, menor al 20%.

En las figuras 4.29 y 4.30 se tienen 4 ejemplos de la corrección NMO aplicada para los CMP: 55, 75 de L1 y 53, 105 de la L15. Se ve que el rango de velocidades que se muestra en el espectro de velocidad es de 1000 [m/s] a 4500 [m/s] (Figura 4.29b y 4.30b). Los resultados obtenidos de la aplicación del NMO (Figura 4.29c y Figura 4.30c) se probaron varios factores de estiramiento en un rango del 15% al 50%, si usamos un factor pequeño el estiramiento en los datos es poco, pero tenemos una excesiva pérdida de datos. Por tal motivo, el factor que mejor nos resultó para este estudio fue utilizar un 40%.

En las imágenes, se observa cómo son afectados los datos por el estiramiento utilizado (recuadros verdes) y como la corrección NMO, intenta ajustar los datos a posibles reflexiones comunes (elipses amarillas). Sin embargo, los resultados obtenidos no son del todo satisfactorios, ya que como se ve en los ejemplos, a pesar de que la corrección intenta ajustar las trazas en los periodos de entre 2-3 [s] para la L1, 0-0.5 [s] y 1.5-2.5 [s] para la L15, esto no logra tener el suficiente ajuste para considerar que el NMO logra corregir las diferencias de tiempo. En consecuencia, no se aumenta la SNR y no se tienen los mismos pulsos reflejados en el mismo tiempo, que es la parte fundamental de esta corrección.

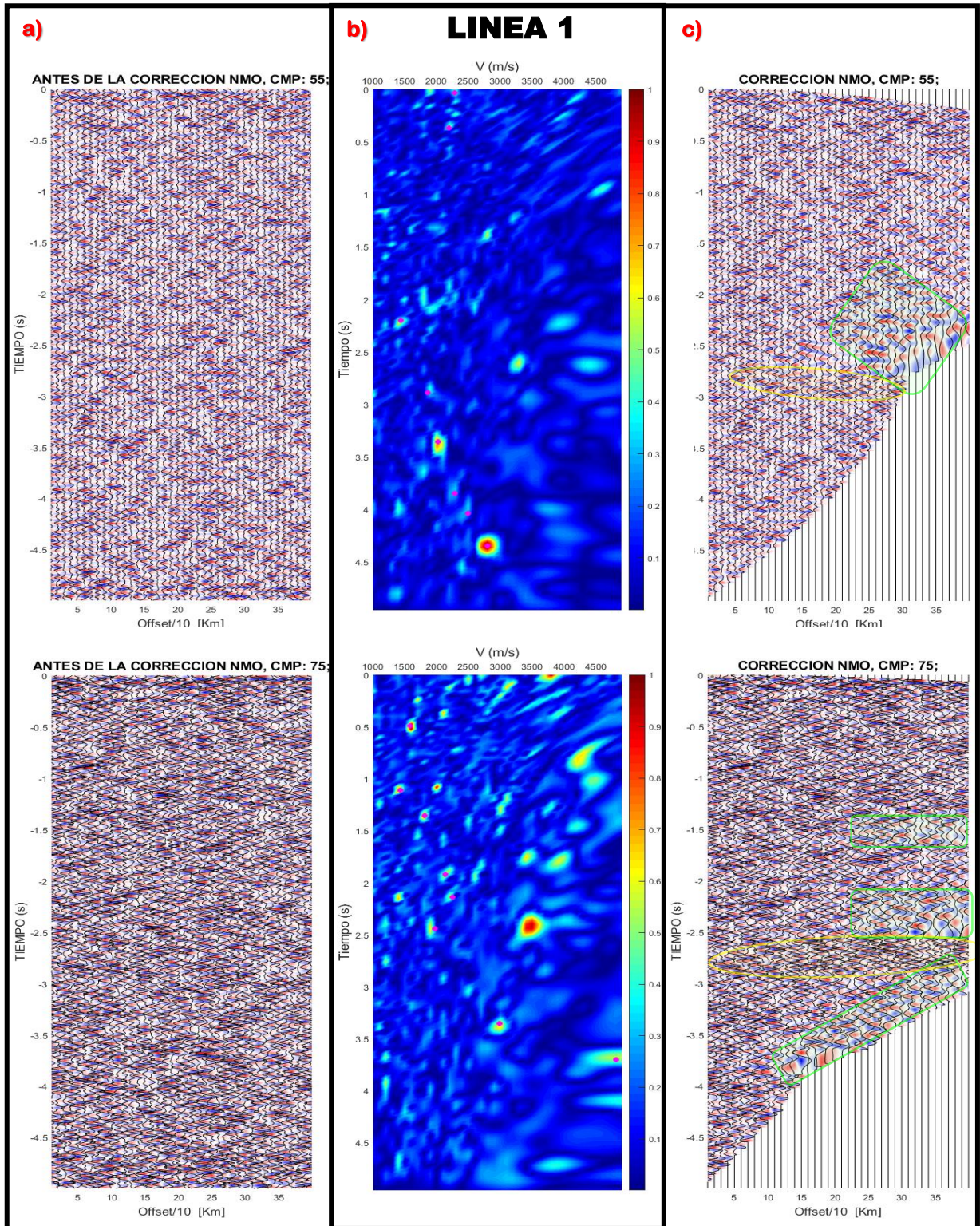


Figura 4.29. Conjuntos CMP: 55 y 75 de la Línea 1. a) CMP antes de la corrección NMO. b) Espectro de velocidad. c) CMP después de la corrección NMO.



Después de los resultados obtenidos tras la corrección NMO, aun así, se verificó como serían las secciones sísmicas de los conjuntos CMP, con el propósito de revelar una primera aproximación de una imagen subsuperficial. Para ello, se aplicó el NMO a cada conjunto CMP, y posteriormente se sumó cada traza corregida, el resultado fue una traza apilada por cada conjunto CMP. La sección sísmica apilada obtenida, está formada por las trazas CMP (conjuntos del 41 al 110) y representa una imagen de los reflectores presentes en el subsuelo de offset cero y tiempo doble.

En la Figura 4.31 se muestran los resultados de las secciones apiladas para la L1 y L15, respectivamente. Se distinguen tenuemente unos límites muy superficiales (capas “geológicas”) hasta antes de los 0.4 [s]. Sin embargo, no tienen la suficiente resolución para poder definir con exactitud los límites geológicos, aunado a que los resultados obtenidos con la corrección NMO no fueron los esperados, se puede suponer que esta sección sísmica no es del todo confiable. Por tal motivo, decidimos aplicar procesamientos alternos a este con la finalidad de mejorar o incluso obtener información más útil para lo que estamos buscando. Las secciones mostradas en la figura 4.34 las compararemos más adelante con los resultados obtenidos al aplicar un procesamiento alternativo que llamaremos reflector común (sección 4.4.3).

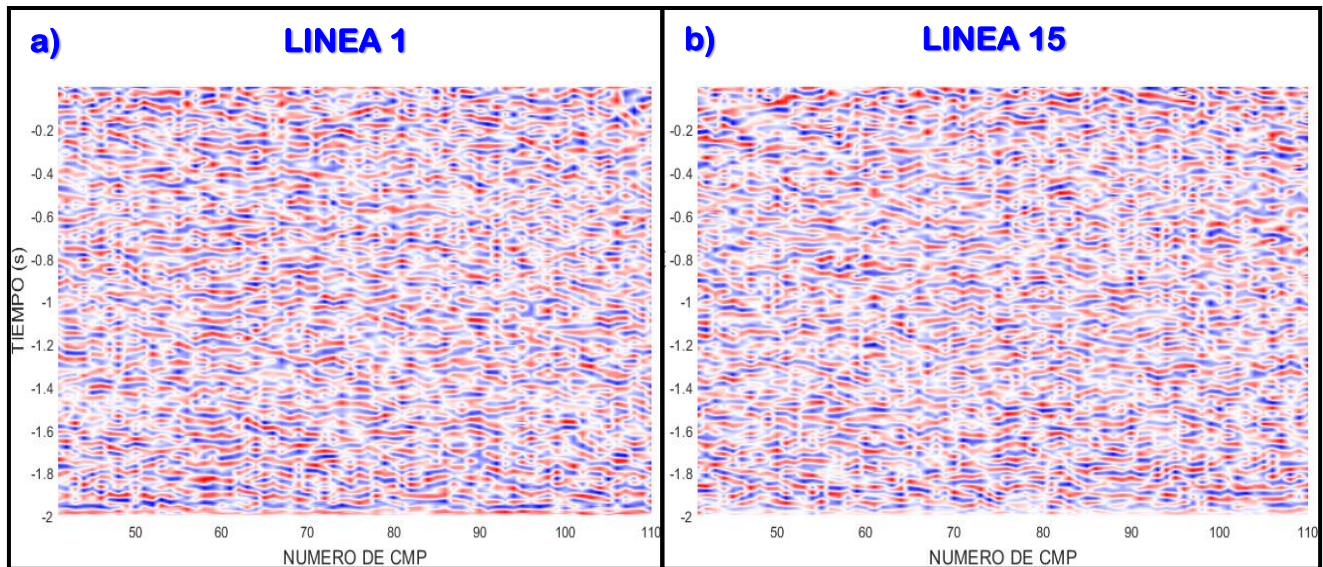


Figura 4.31. a) Secciones sísmicas apiladas para L1. b) Secciones sísmicas apiladas para L15.

#### 4.4. REFLECTOR COMÚN

En esta tesis no se pretende caracterizar una formación geológica en específico, sino determinar el alcance del método de IS para la exploración de hidrocarburos. En las secciones anteriores se propuso la metodología que usualmente es utilizada en la sísmica de exploración, con la diferencia de que usamos datos de sísmica pasiva. Sin embargo, los resultados no lograron definir con claridad una sección sísmica que mostrara tendencias asociadas a horizontes reflectores en el subsuelo. Por tal motivo, en este

apartado se propone una alternativa análoga al de la sísmica de reflexión, la cual denominaremos como “Reflector Común”.

Los pasos para aplicar esta metodología análoga fueron: 1) Considerar que todos nuestros geófonos son fuentes y receptores; 2) Aplicar el blanqueamiento espectral, filtrado de 1-30 [Hz] y la normalización de 1-bit; 3) Realizar las CC. El cuarto paso consistía en el apilado (como en la sección 4.2). Sin embargo, antes de esto, se aplicó un procesamiento extra conocido como descomposición de ondícula y reconstrucción a partir de un nivel, más adelante se explicará con detalle en que consiste. Posteriormente, se realizaron las gráficas para todos los pares de receptores a distancias de: 100, 500, 900, 1300, 1700, 2100 [m], para las líneas: 1, 5, 10, 15, 20 y 25. Finalmente, los resultados obtenidos se comparan con una sección sísmica de fuente activa migrada en profundidad.

#### 4.4.1. Descomposición de Ondícula

Para obtener la Transformada de ondícula de una determinada señal, se eligió una función de ondícula (función madre), que es la que servirá como prototipo para todas las ventanas que se emplean en el proceso. Existen una importante cantidad de familias de funciones ondícula que han probado ser especialmente útiles: Haar, Daubechies, Coiflet, Symlets, Morlet y Meyer (Figura 4.32).

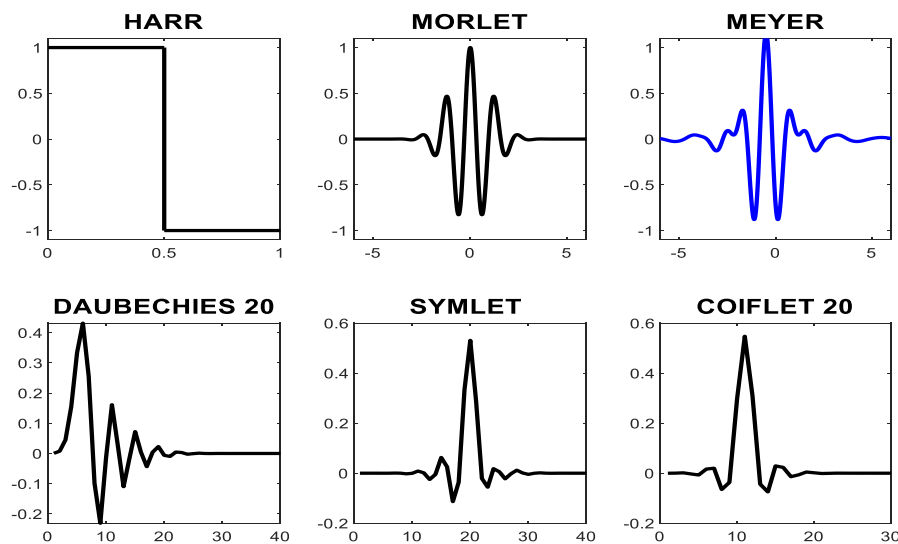


Figura 4.32. Familias de funciones ondícula.

Se realizaron diversas pruebas con las ondículas: Haar, Symlets, Daubechies, Coiflet y Meyer, para descomponer y después reconstruir la señal a partir de un nivel. La diferencia de los resultados obtenidos para las CC era mínima, aun así, la ondícula de Meyer resultó mejor que las demás, ya que aumentaba más la relación señal-ruido de las CC. Por tal motivo se decidió usar esta ondícula para descomponer la señal de cada una de las CC. Una forma simple de entender la transformada es pensar que la señal en tiempo es pasada por varios filtros pasa bajas y pasa altas, los cuales separan porciones de la señal en alta y baja frecuencia. Este procedimiento se repite cada vez, hasta que se haya

descompuesto la señal en un determinado número de niveles. De este modo se tiene un grupo de señales que representan a la misma señal, pero todas ellas corresponden a diferentes bandas de frecuencias.

Para aplicar la transformada de ondícula a una serie de datos numéricos, es necesario que implementemos una transformada discreta. La idea fue desarrollada por *Mallat (1989)*, quien diseñó un algoritmo basado en un banco de filtros que permite obtener una transformada ondícula en forma instantánea a partir de datos de interés. La aplicación de esta técnica subdivide las componentes de una señal a través de filtros en dos categorías: Aproximación (baja frecuencia) y Detalle (alta frecuencia), Figura 4.33.

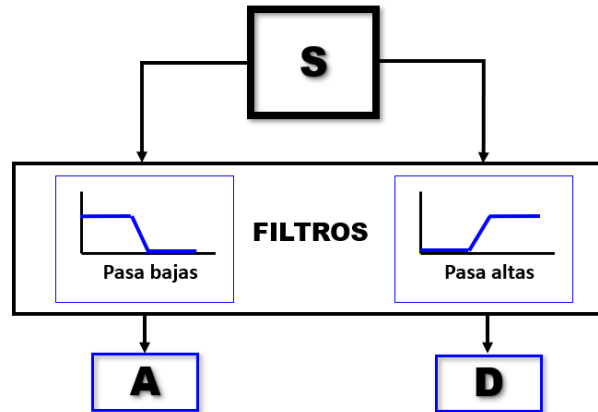
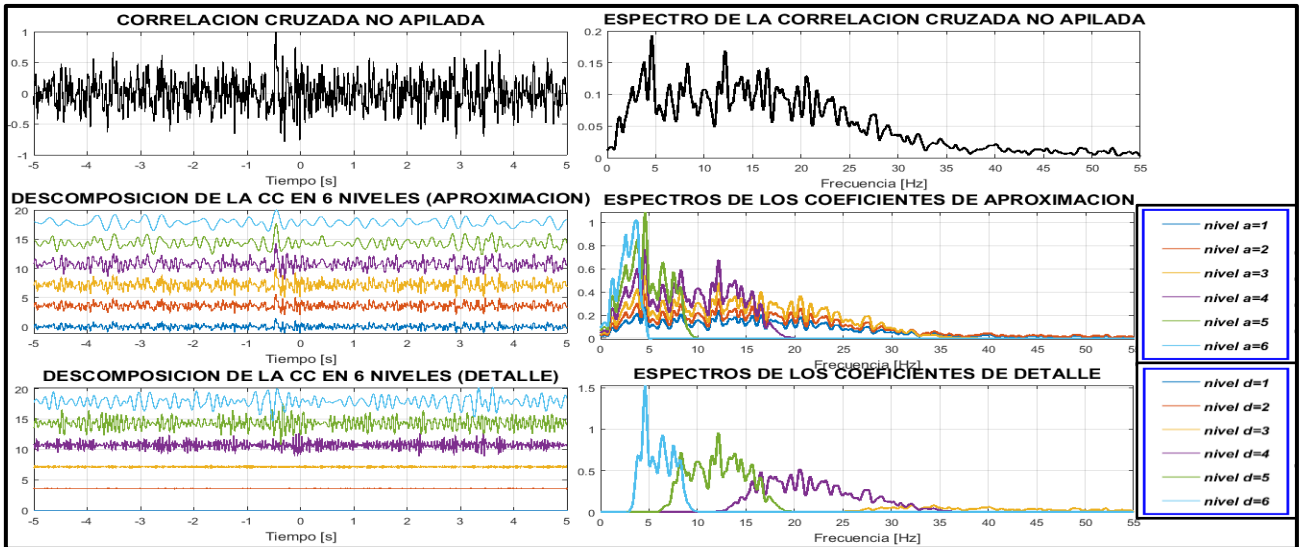


Figura 4.33. Diagrama de descomposición de señales.

Donde S es la señal que se desea analizar, A la salida del pasa-bajas y D la salida del filtro pasa-altas. Naturalmente, los filtros son diseñados de tal manera que sean complementarios para que no perdamos información, es decir, la suma de A y D debe ser S. Para señales de mayor complejidad, no basta con dos bandas de frecuencias, sino que se necesitan más niveles para poder separar las características y hacer un análisis más adecuado. Por tal motivo, surgen la idea de los filtros multiniveles (Figura 3.9), es decir, hacer iterativamente el proceso del filtrado a las señales de salida hasta alcanzar un nivel de precisión deseado.

En la Figura 4.34, se tiene un ejemplo de la descomposición de una CC de dos trazas con una ventana de 30 [s]. Como se mencionó anteriormente, usé la ondícula de Meyer y 6 niveles para hacer esta descomposición. La señal  $a_6$  de los componentes de aproximación es la de más baja frecuencia de la CC, dado que es la salida del último filtro pasa bajas del árbol de descomposición. Las señales  $d_i$  ( $i=1\dots6$ ), son las componentes de mayor frecuencia, siendo  $d_1$  la de mayor frecuencia por ser la del primer filtro del árbol de descomposición (Figura 3.16). El ejemplo mostrado es sólo uno de todas las ventanas de 30 [s] que fueron generadas, la transformada de ondícula es útil para estudiar el contenido espectral de las señales y para suprimir las señales muy ruidosas.



**Figura 4.34. Descomposición ondícula de la CC (ventana de 30 [s]) usando la ondícula de Meyer. Izq. CC y su descomposición en 6 niveles (tiempo). Der. Espectros de amplitud de la CC en sus 6 niveles (frecuencia).**

El siguiente paso fue reconstruir la CC, para ello, se definió cuál de los niveles es el que aporta información para localizar las ondas de cuerpo. Se descartaron las componentes de aproximación (baja frecuencia), debido a que se buscan altas frecuencias. Dicho lo anterior, el enfoque fue hacia las componentes de detalle (alta frecuencia). Sabiendo de antemano que no todos los niveles de descomposición de las componentes de detalle son útiles, se realizaron algunas pruebas descomponiendo y reconstruyendo las CC a partir solamente de uno de los 6 niveles.

A continuación, se muestran los resultados de esta prueba con 30 minutos de tiempo de correlación (Figura 4.35). Se tomó el geófono 44 de la L15 como fuente virtual. En la primera parte (recuadros azules) se tienen las CC con el procesamiento previo (blanqueamiento espectral, Filtrado 1-30 [Hz] y 1-bit) y en la segunda parte (recuadros rojos) los resultados al aplicar un segundo filtrado (10-30 [Hz]). En los primeros tres niveles resulta complicado observar eventos reflectivos, ya que se tienen frecuencias por encima de los 40 [Hz]. Al acotar el intervalo de frecuencias con un segundo filtrado las CC mejoran para los niveles 1 y 2, aunque no lo suficiente para considerarlos como buenos resultados.

Por otro lado, la reconstrucción a partir del nivel 4 es el segundo mejor resultado obtenido, ya que las CC mejoran en comparación con los primeros 3 niveles. Sin embargo, sigue estando por debajo de los resultados obtenidos para el nivel 5, ya que, en éste se realizan considerablemente los eventos reflectivos cercanos a la fuente virtual, incluso antes y después del segundo filtrado. Por último, tenemos la reconstrucción con el nivel 6, es evidente que tenemos un alto contenido de bajas frecuencias (menores a 10 [Hz]). Por tal motivo, en la siguiente sección hablaremos de la reconstrucción de todas las CC a partir de la ondícula de Meyer exclusivamente a partir del nivel 5, que como vimos en la Figura 4.35 es la que tiene mayor aporte de información útil.



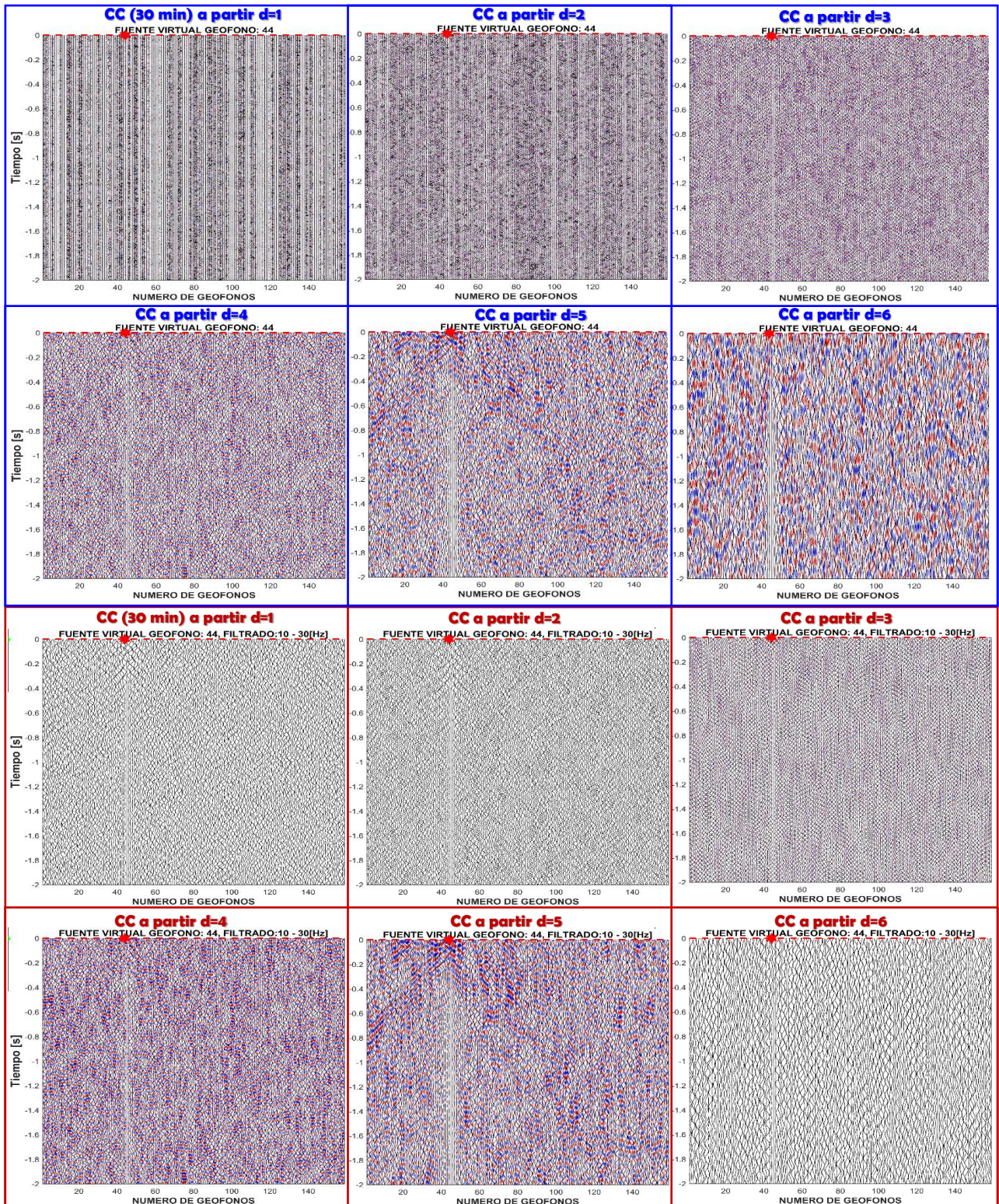


Figura 4.35. Fuente virtual G44, L15. Reconstrucción (a partir de cada nivel) de las CC usando la ondícula de Meyer. Sin filtrar (recuadros azules) y con segundo filtrado de 10-30 [Hz] (recuadros rojos).

#### 4.4.2. Reconstrucción de ondícula y apilado de las CC a partir de un nivel.

Una vez definidos el nivel y la ondícula con los que se reconstruirá la CC, se aplicó esta metodología a todos nuestros datos. Se mantuvo el procesamiento previo hecho en la sección 4.2.1. Sin embargo, antes de apilar cada ventana de correlación, se realizó la descomposición usando la ondícula de Meyer a partir de 6 niveles. Posteriormente, se procedió a la reconstrucción de la CC aplicando la transformada inversa de la ondícula de Meyer, regresando de esta forma a la señal original, pero solo con el aporte del nivel 5. El apilado de las 780 ventanas de 30[s] (6.5 horas) se realizó una vez reconstruidas cada una de las CC.

Finalmente, los resultados de las CC fueron filtrados por segunda vez y comparados con los obtenidos anteriormente en la sección 4.2.3. Cuando se usa el método de la ondícula se mejoran considerablemente los horizontes cercanos a la fuente y se aumenta la relación señal-ruido. Usaremos los resultados obtenidos con la ondícula de Meyer para generar las pseudo-secciones de reflector común, algunos de los resultados obtenidos se muestran en las siguientes figuras. La parte a) corresponde a la ubicación de las FV a lo largo de cada una de las líneas. b) corresponde a las pseudo secciones sin el método de la ondícula. c) corresponde a los resultados de las pseudo secciones, cuando se descompone y posteriormente se reconstruyen las CC con la ondícula de Meyer a partir del nivel 5.

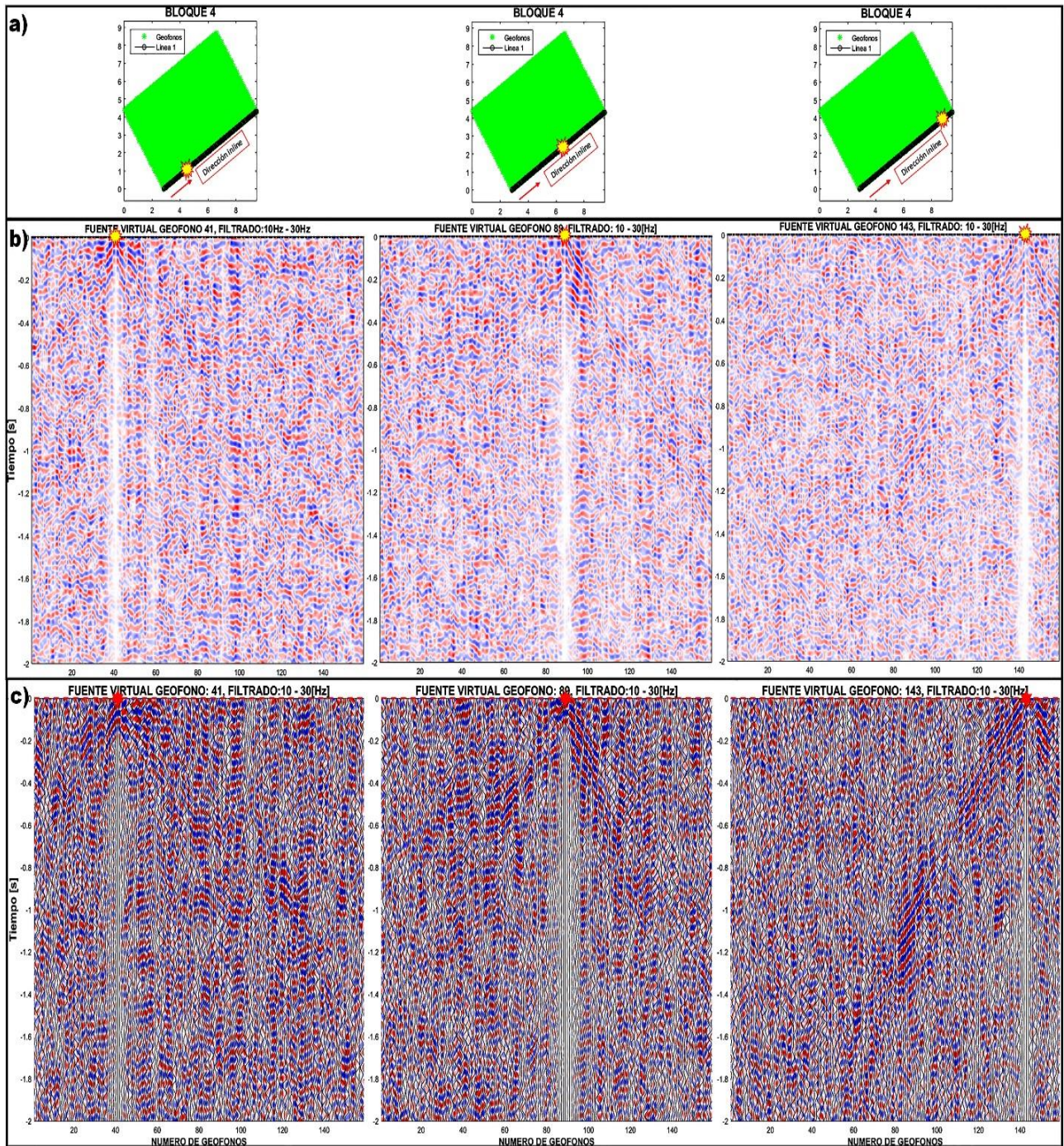


Figura 4.36. Comparación de las CC para la L1 después del segundo filtrado (10-30 [Hz]). Ejemplos de 3 fuentes virtuales (G41, G89 y G143). a) Bloque 4, ubicación de las tres FV situadas a lo largo de la L1 en dirección inline. b) CC sin la ondícula. c) CC reconstruidas con ondícula de Meyer a partir de  $n=5$ .

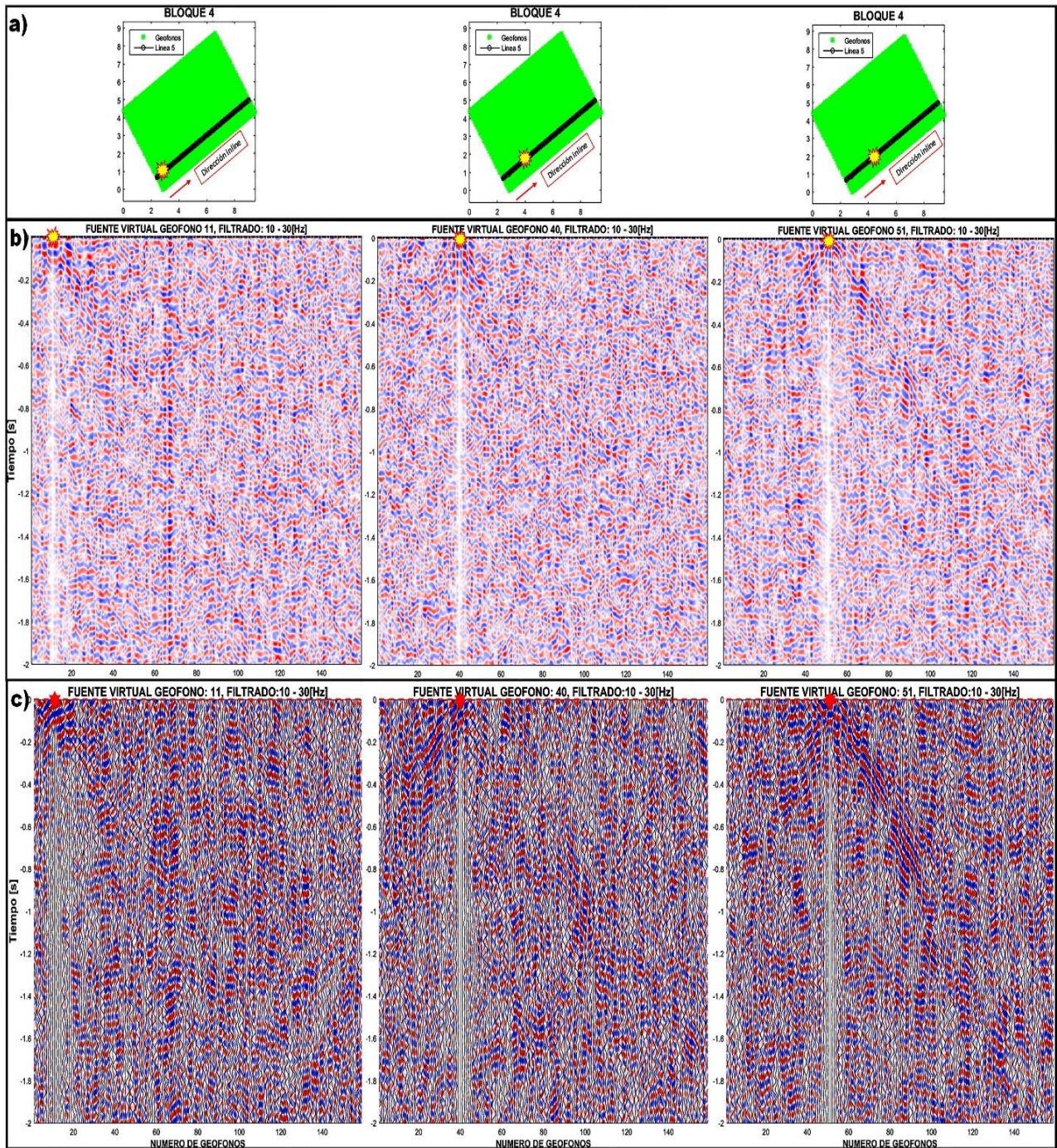


Figura 4.37. Comparación de las CC para la L5 después del segundo filtrado (10-30 [Hz]). Ejemplos de 3 fuentes virtuales (G11, G40 y G51). a) Bloque 4, ubicación de las tres FV situadas a lo largo de la L5 en dirección inline. b) CC sin la ondícula. c) CC reconstruidas con la ondícula de Meyer a partir de  $n=5$ .

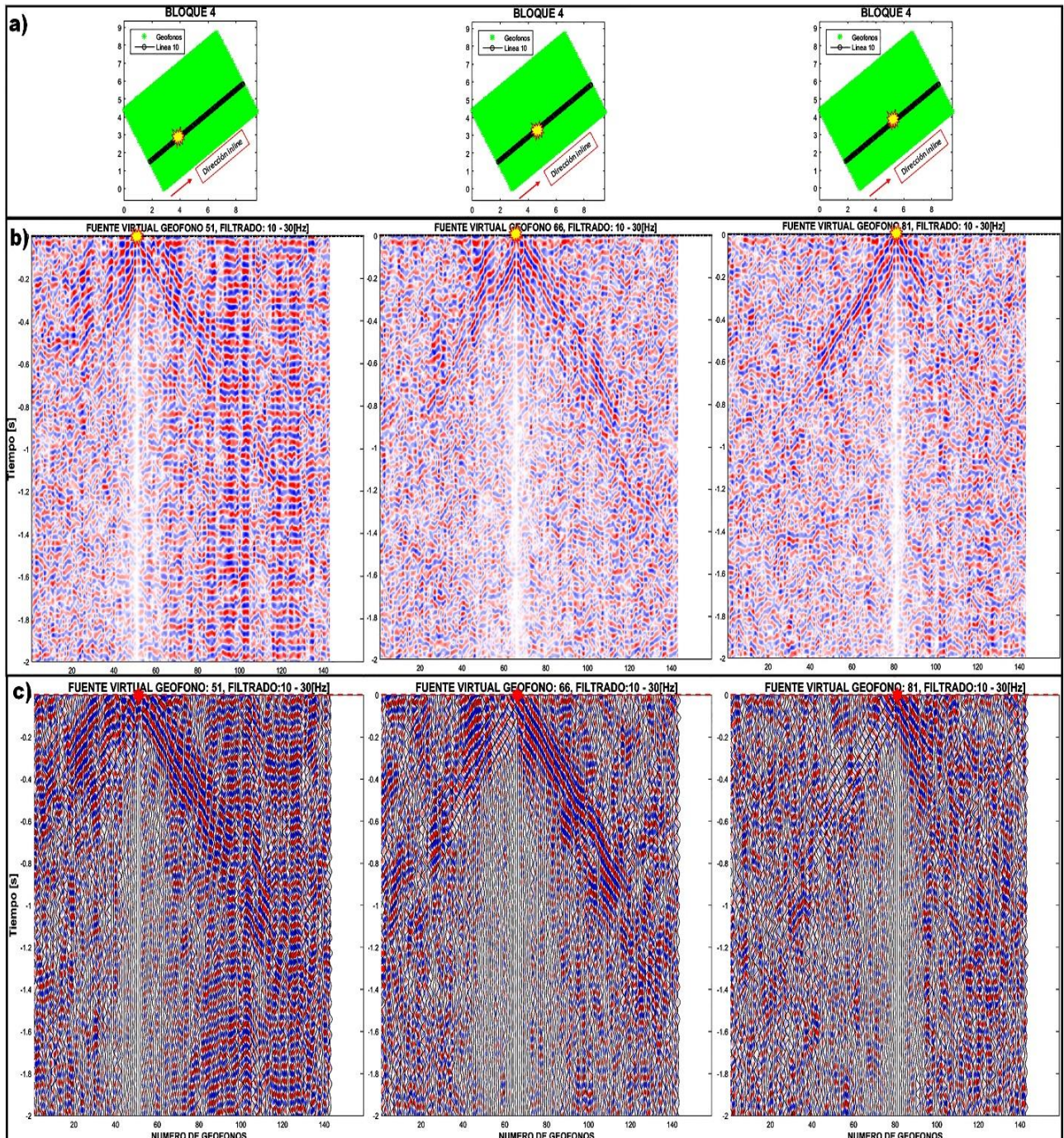


Figura 4.38. Comparación de las CC para la L10 después del segundo filtrado (10-30 [Hz]). Ejemplos de 3 fuentes virtuales (G51, G66 y G81). a) Bloque 4, ubicación de las tres FV situadas a lo largo de la L10 en dirección inline. b) CC sin la ondícula. c) CC reconstruidas con la ondícula de Meyer a partir de  $n=5$ .

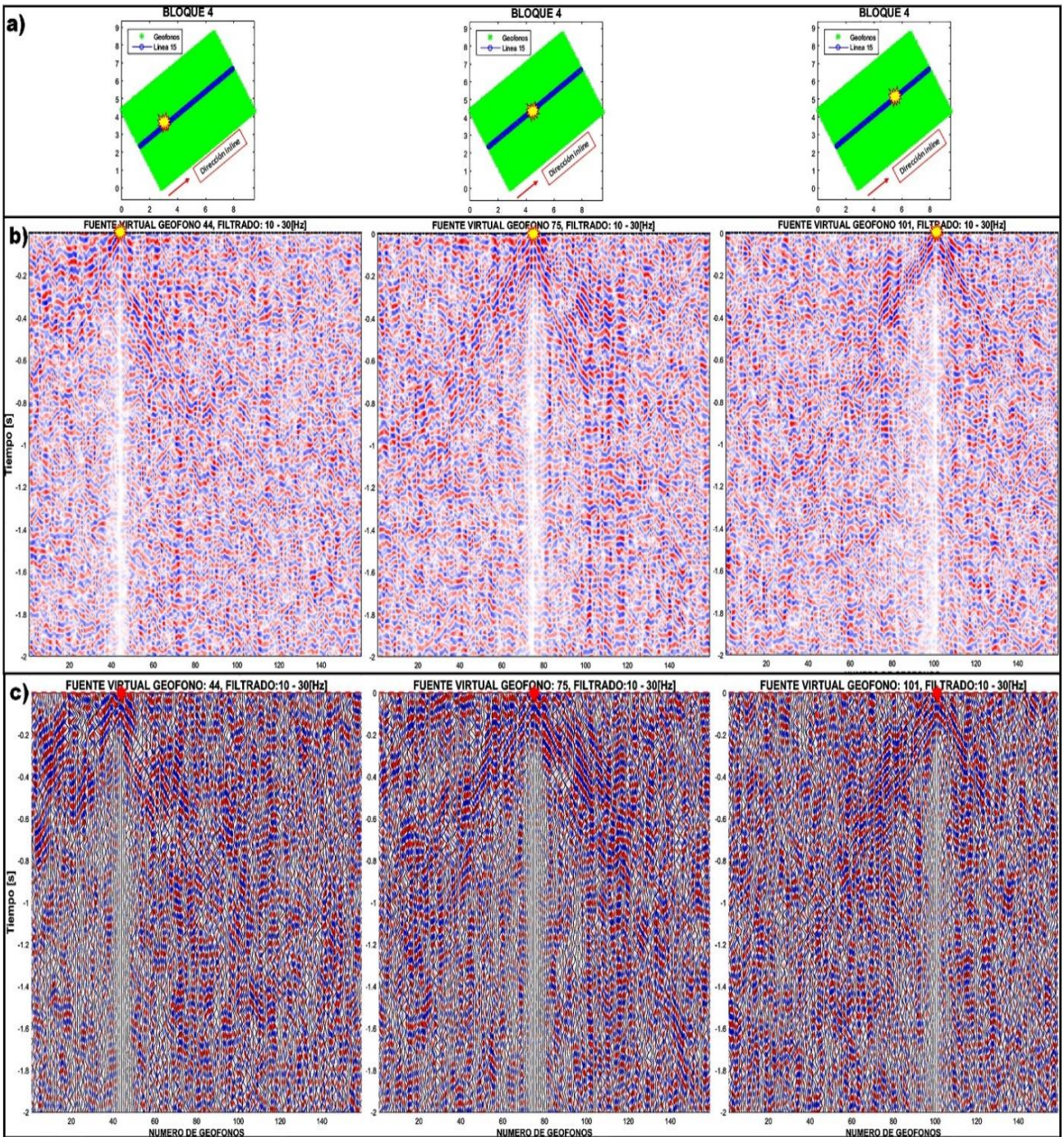
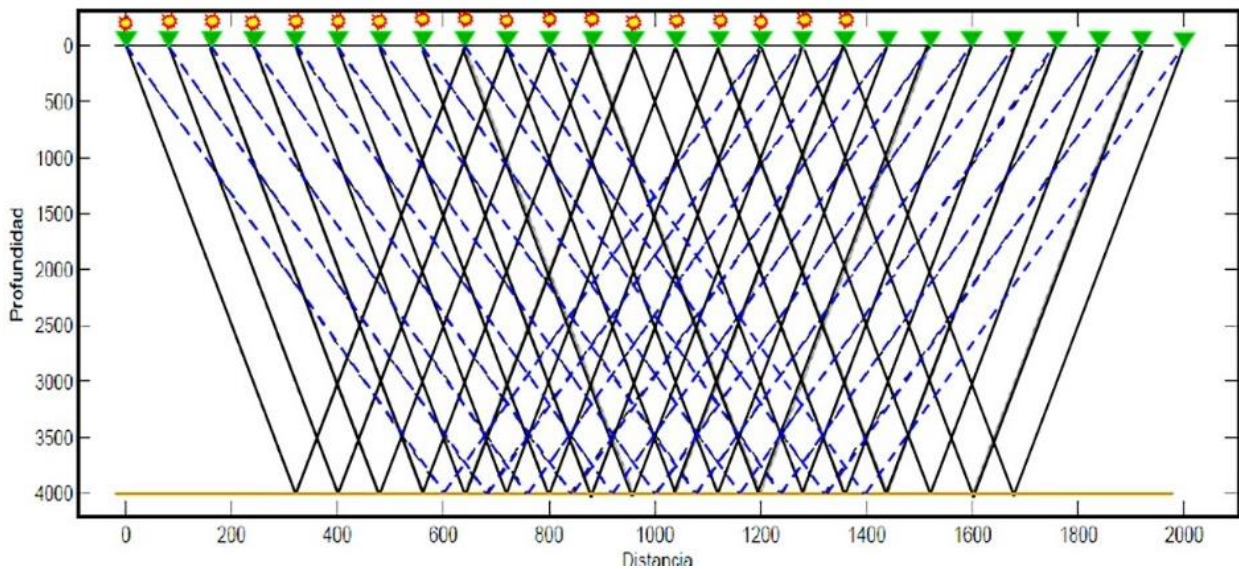


Figura 4.39. Comparación de las CC para la L15 después del segundo filtrado (10-30 [Hz]). Ejemplos de 3 fuentes virtuales (G44, G75 y G101). a) Bloque 4, ubicación de las tres FV situadas a lo largo de la L15 en dirección inline. b) CC sin la ondícula. c) CC reconstruidas con la ondícula de Meyer a partir de  $n=5$ .

### 4.4.3. Pseudo-secciones sísmicas con un reflector común

El procesamiento alterno empleado en esta tesis para lograr obtener una sección que nos defina las propiedades del subsuelo, se basa en reagrupar las trazas por medio de un offset común. En sísmica 2D, usualmente las trazas sísmicas pre-apiladas suelen ordenarse en planos de offset común (Common offset gathers). El offset de una traza se define como la distancia entre la fuente y el receptor. La manera de organizar estos planos o conjuntos es agrupar las trazas por rango de inline-offset y crossline-offset. Este par de escalares representa un vector de desplazamiento en coordenadas cartesianas.

Considerando a cada geófono como fuente y receptor, se reagruparon las CC obtenidas con la ondícula de Meyer (sección anterior) considerando un offset común. Esto quiere decir que, se fue desplazando la fuente a lo largo de la línea manteniendo constante la distancia entre fuente-receptor (Figura 4.40). El objetivo era generar una pseudo-sección con reflectores en común que permitiera visualizar horizontes delimitados por los cambios de impedancia en el subsuelo.



**Figura 4.40. Representación esquemática del reflector común, donde cada geófono es fuente y receptor.**

Aplicando la metodología mencionada para las 6 líneas ubicadas en el bloque 4 (Figura 4.2). Las distancias utilizadas entre fuente y receptor fueron de 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100 [m]. Estos intervalos de distancias se desplazaron a lo largo de cada una de las líneas, obteniendo 6 pseudo-secciones de reflector común por línea, con longitudes que van de los 5.9 [km] (offset=2.1 [km]) hasta los 7.9 [km] (offset=100 [m]). A continuación, se tienen los resultados antes mencionados tanto en escala de colores (Figuras 4.41 - 4.46).

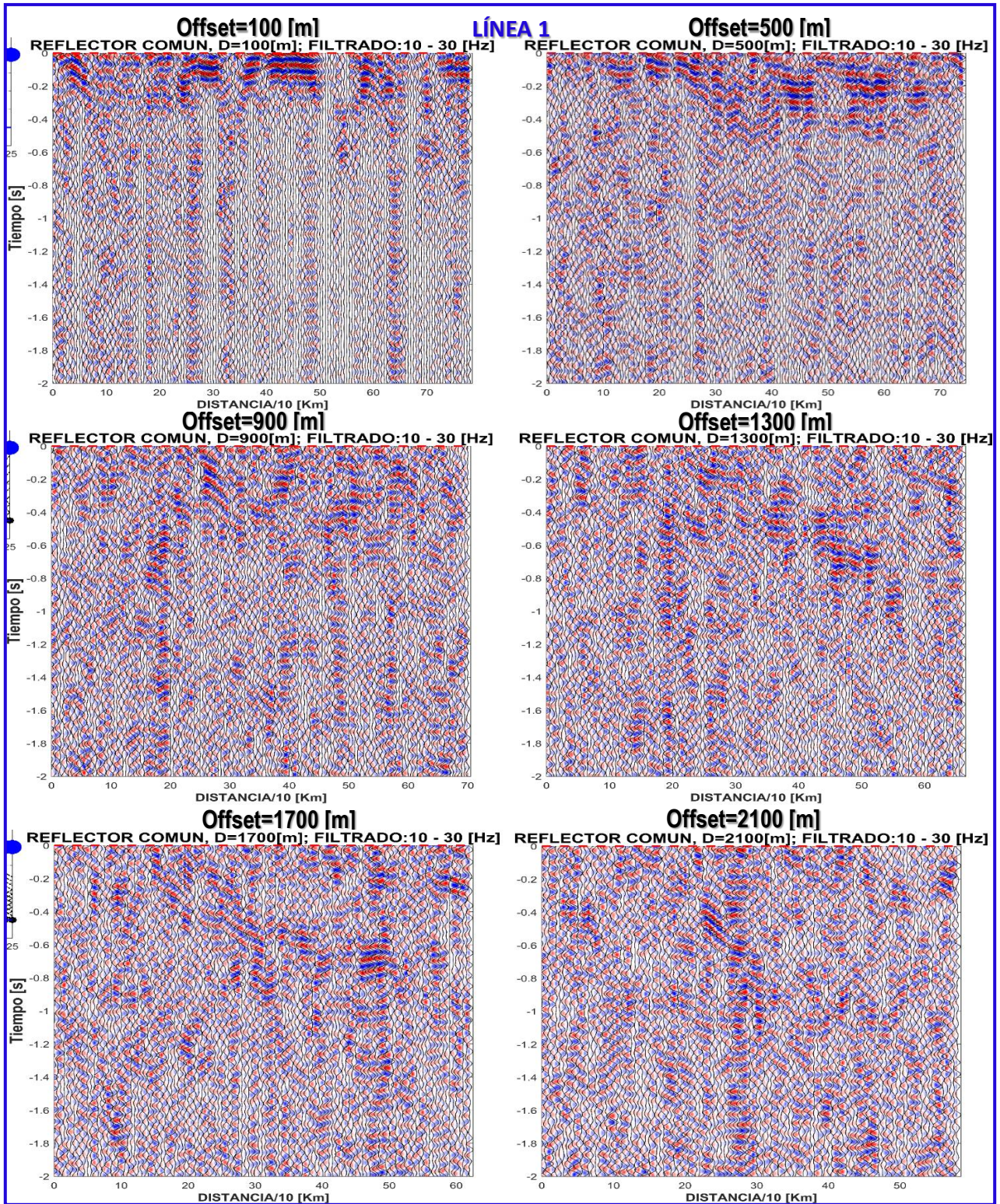


Figura 4.41. Pseudo-secciones de reflector común para la L1 (CC filtradas de 10-30 [Hz]). Distancias entre fuente-receptor: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100 [m].



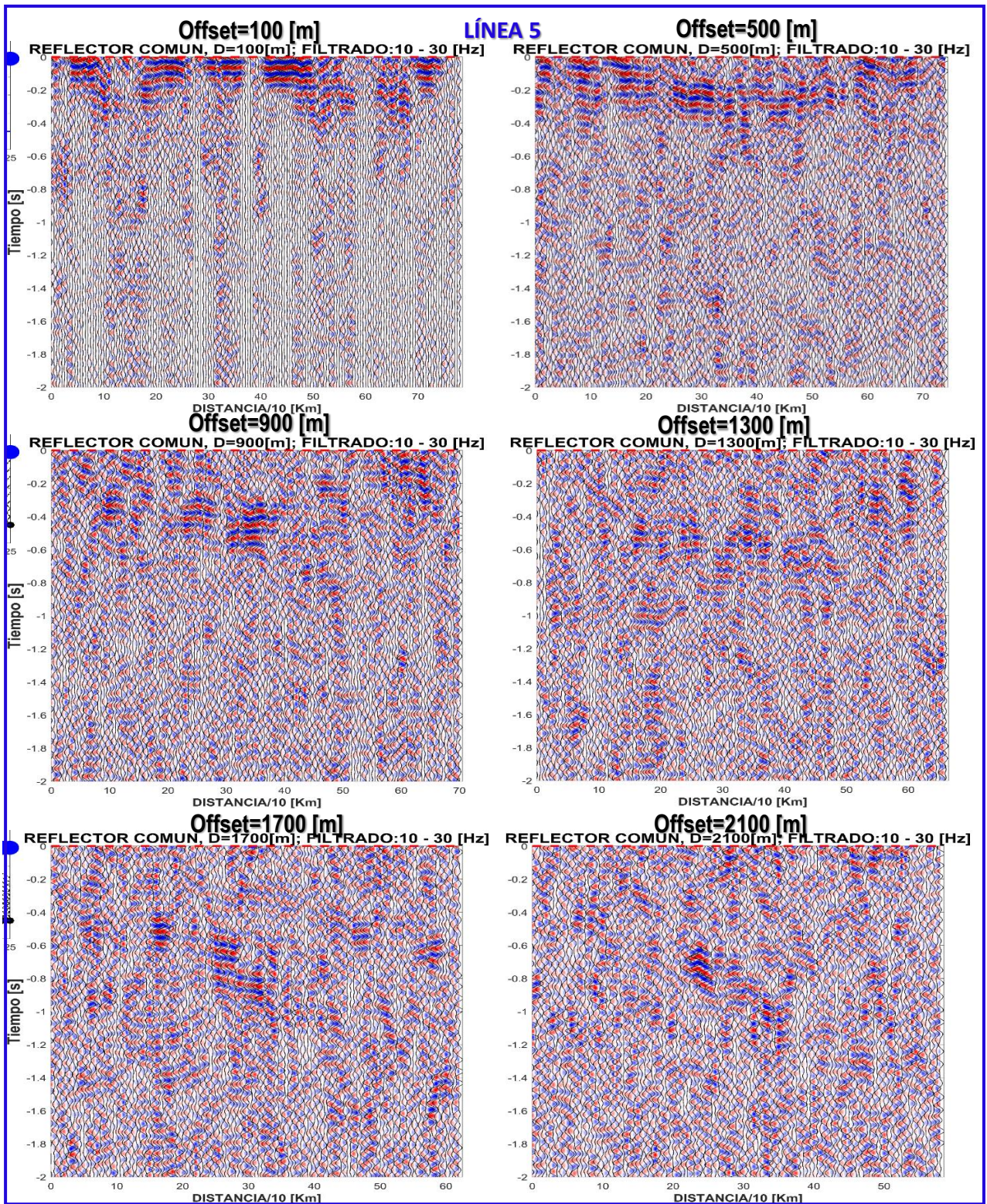


Figura 4.42. Pseudo-secciones de reflector común para la L5 (CC filtradas de 10-30 [Hz]). Distancias entre fuente-receptor: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100 [m].

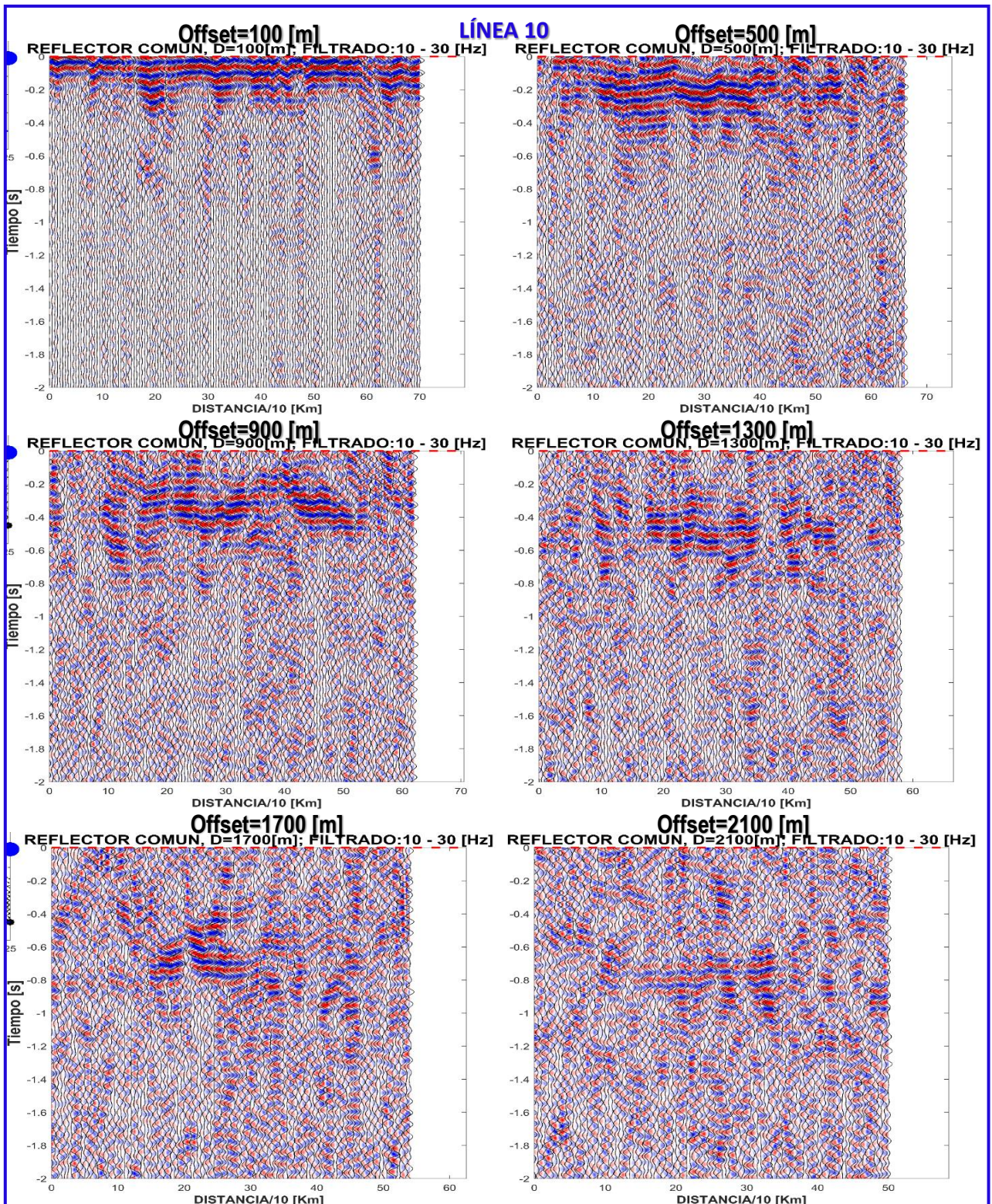


Figura 4.43. Pseudo-secciones de reflector común para la L10 (CC filtradas de 10-30 [Hz]). Distancias entre fuente-receptor: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100 [m].

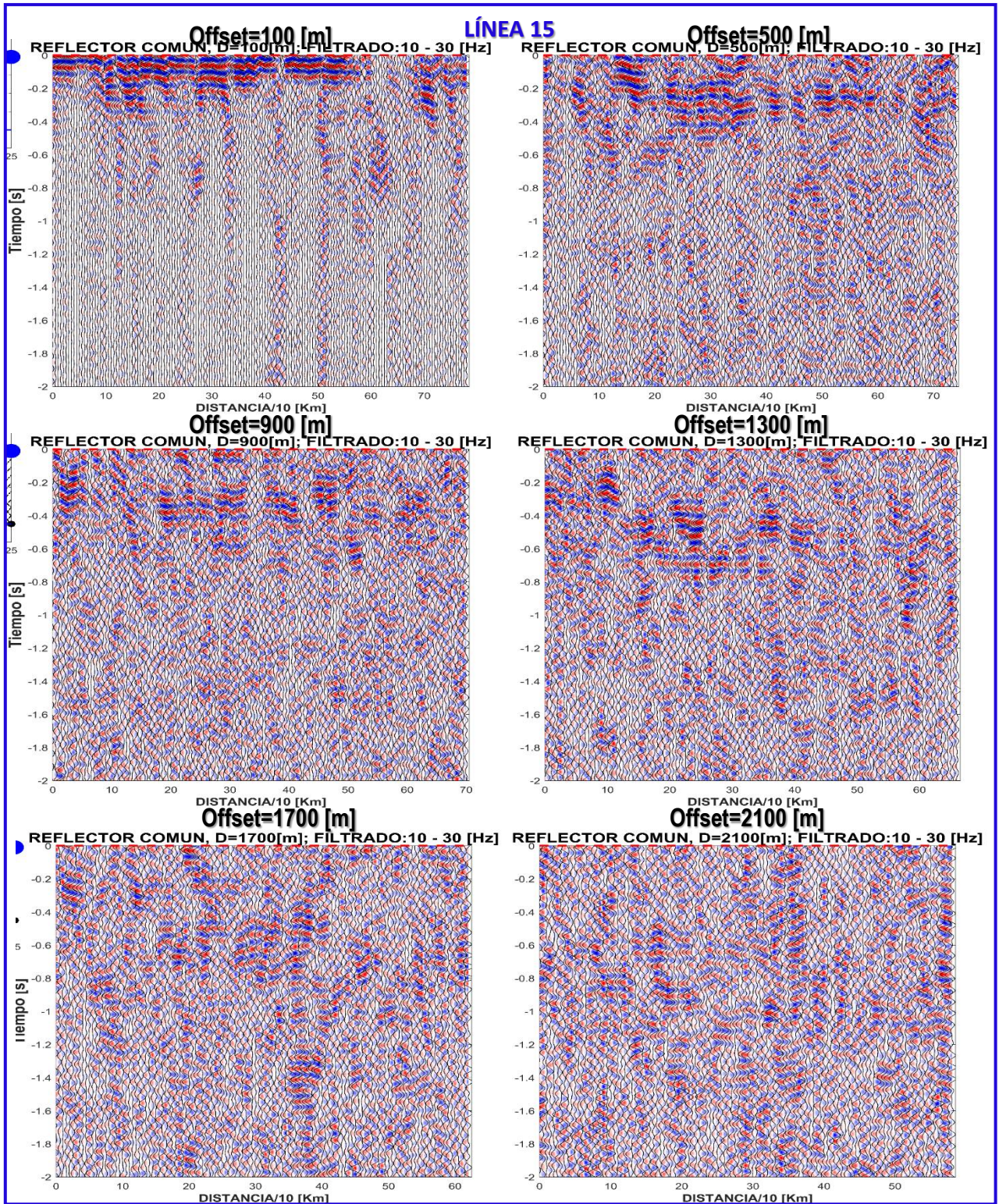


Figura 4.44. Pseudo-secciones de reflector común para la L15 (CC filtradas de 10-30 [Hz]). Distancias entre fuente-receptor: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100 [m].

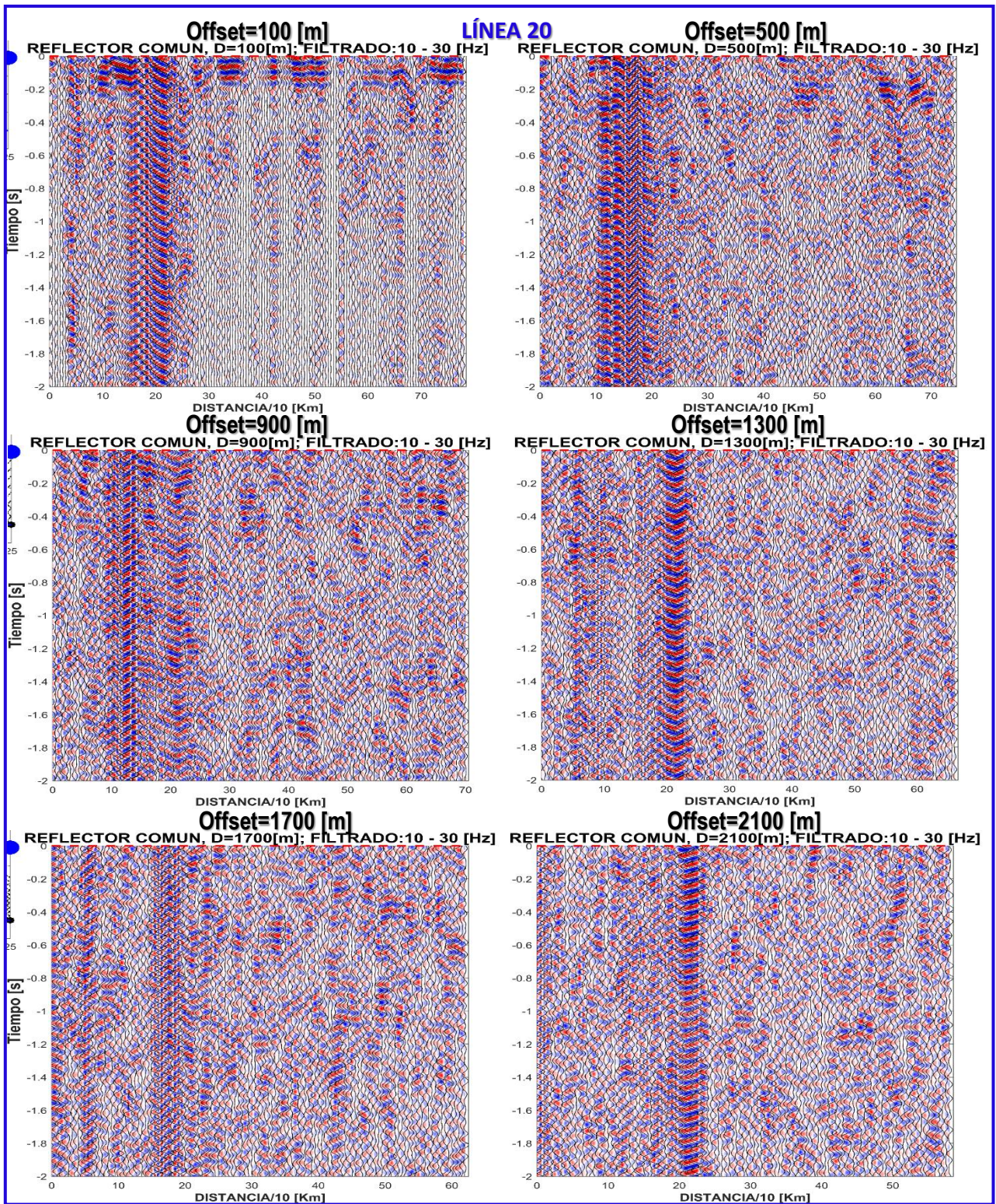


Figura 4.45. Pseudo-secciones de reflector común para la L20 (CC filtradas de 10-30 [Hz]). Distancias entre fuente-receptor: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100 [m].

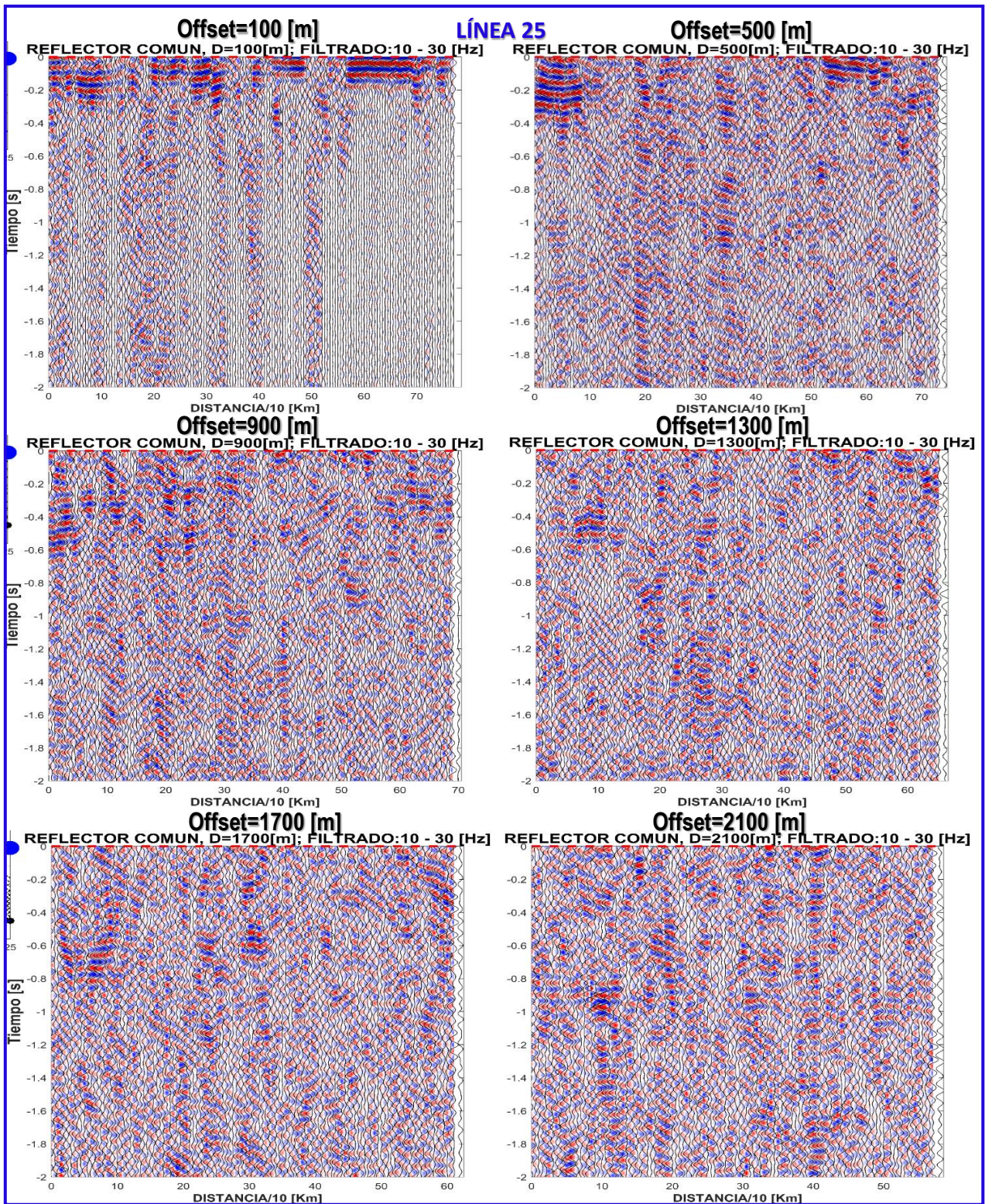


Figura 4.46. Pseudo-secciones de reflector común para la L25 (CC filtradas de 10-30 [Hz]). Distancias entre fuente-receptor: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100 [m].

De forma general, los offset cortos (100 y 500 [m]), favorecen los tiempos someros (menores a 0.5 [s]), ya que delimitan y definen con una mayor resolución los horizontes reflectivos presentes en el subsuelo. A medida que el offset se incrementa, los horizontes reflectivos que se encuentran a periodos más largos se van marcando mejor que en las pseudo-secciones de offsets cortos. Sin embargo, la resolución decrece, haciendo que los horizontes no se vean tan nítidos como en los primeros offsets. Esto lo podemos ver en la L1, L5 y L10, donde tenemos bien delimitados los horizontes a tiempos de hasta 0.4 [s] para un offset=100 [m] y 0.5 [s] para un offset de 500 [m], aunque con ligeras discontinuidades a lo largo de la línea.

También se observa que a medida que nuestro offset se incrementa, la información que existe en los extremos de nuestras pseudo-secciones se va perdiendo, ya que disminuye su resolución debido a la falta de información en esos puntos (L5, L15 y L25). Por otro lado, en la parte central pasa lo contrario, ya que, al tener mayor apertura entre la fuente y el receptor, se aumenta la profundidad de investigación (tiempos largos) y la delimitación de estos nuevos horizontes reflectivos en la parte central de la línea queda mejor definida (L1 y L15).

La pseudo-sección de la L10 (Figura 4.43), tiene muy buena resolución ya que se definen de manera excelente horizontes superficiales en especial para los offsets de 100 y 500 [m]. Cuando se aumenta la distancia a 900 [m], las partes laterales se comienzan a atenuar lo que lleva a que se pierda resolución llegando a 1.3 [km], los horizontes más superficiales se atenúan casi completamente y los que se encuentran mayores a 0.4 [s] se marcan mejor en la parte central. Para un offset de 1.7 [km] se profundiza llegando hasta 1 [s], pero solo la parte central se percibe con claridad. Caso similar a una distancia de 2.1 [km], donde se alcanza el tiempo más largo, pero con la menor resolución en comparación con las otras distancias fuente-receptor.

La pseudo-sección de la L20 es un caso especial, ya que los resultados obtenidos no son los mejores en comparación con las otras líneas. Ya que, a una distancia de entre 1 y 2.5 [km], se tiene una zona muy ruidosa, en donde al parecer los datos en campo no fueron tomados de la mejor forma, lo que afecta directamente los resultados obtenidos y con lo cual se dificulta hacer un análisis más adecuado para esta línea.

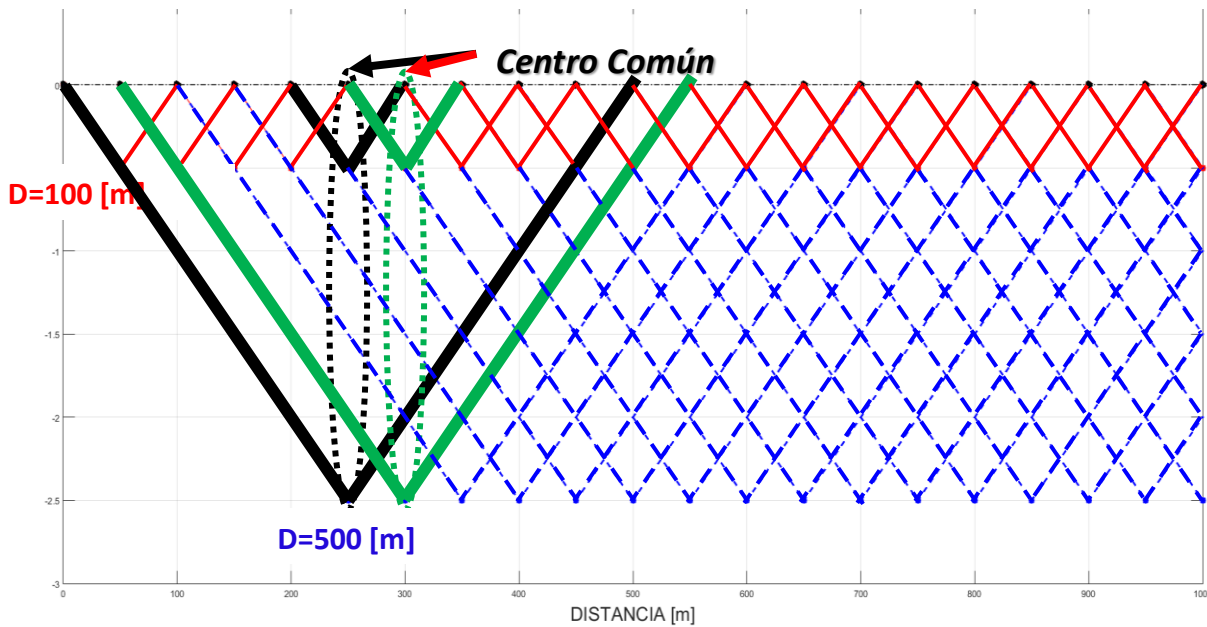
#### 4.4.4. Apilado a diferentes distancias

Con la finalidad de preservar la información del subsuelo de las pseudo-secciones tanto de la parte somera (secciones con offset cortos) como en la parte más profunda (secciones con offset grandes), se realizó un apilado de trazas para cada línea entre las pseudo-secciones obtenidas en la sección 4.4.3. En la figura 4.47 se tiene el esquema de cómo se realizó este apilado para dos distancias diferentes (100 y 500 [m]). El color rojo representa el desplazamiento a lo largo de toda la línea manteniendo constante un offset de 100 [m], mientras que las líneas punteadas en color azul representan el desplazamiento, pero para un offset de 500 [m]. También, apreciamos unas elipses dadas en color verde y negro, las cuales representan los centros en común entre ambos offsets. Los centros en común fueron tomados como referencia para agrupar las trazas de ambas secciones y apilarlas posteriormente.



Por lo tanto, conforme el número de secciones apiladas sea mayor, la resolución en la parte central aumentará.

### REFLECTOR COMÚN CON SEPARACION ENTRE FUENTE-RECEPTOR (D)



**Figura 4.47. Representación esquemática del apilamiento entre 2 pseudo-secciones de reflectores en común (100 y 500 [m]).**

En las figuras 4.48 y 4.49 se muestran dos ejemplos de cómo fueron realizados los apilados para 2 y 4 pseudo-secciones, respectivamente. En la primera parte tenemos 2 pseudo-secciones de reflector común de la L1 para los offsets de 100 y 500 [m] (Figura 4.48a), y en seguida, el resultado de la sección apilada producto de estas distancias (Figura 4.48b).

En la segunda parte se tienen 4 pseudo-secciones de reflector común para los offsets de 100, 500, 900 y 1300 [m] (Figura 4.49a), de igual forma pertenecientes a la L1. También se muestra un esquema de cómo se va generando el apilado por niveles dependiendo de la distancia de apertura (Figura 4.49b). Finalmente, el apilado (Figura 4.49c), en ambos ejemplos los resultados apilados en escala de colores y en grises para ver mejor los contrastes.

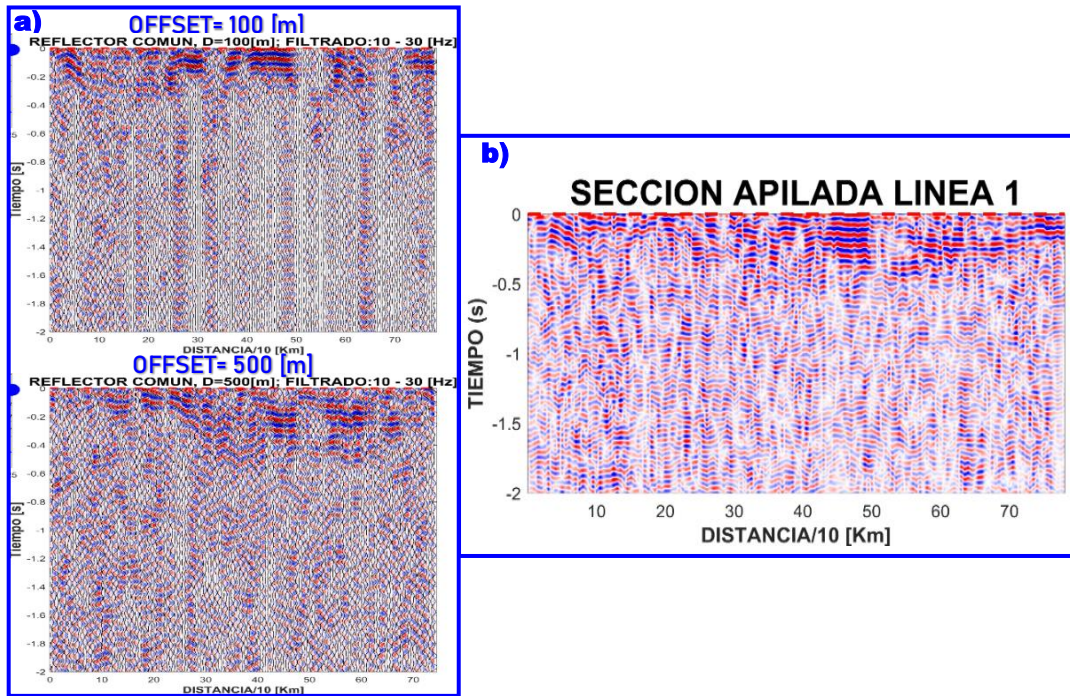


Figura 4.48. Pseudo-secciones de reflectores en común para L1. a) Pseudo-secciones con offsets de 100 y 500 [m]. b) Resultado del apilado.

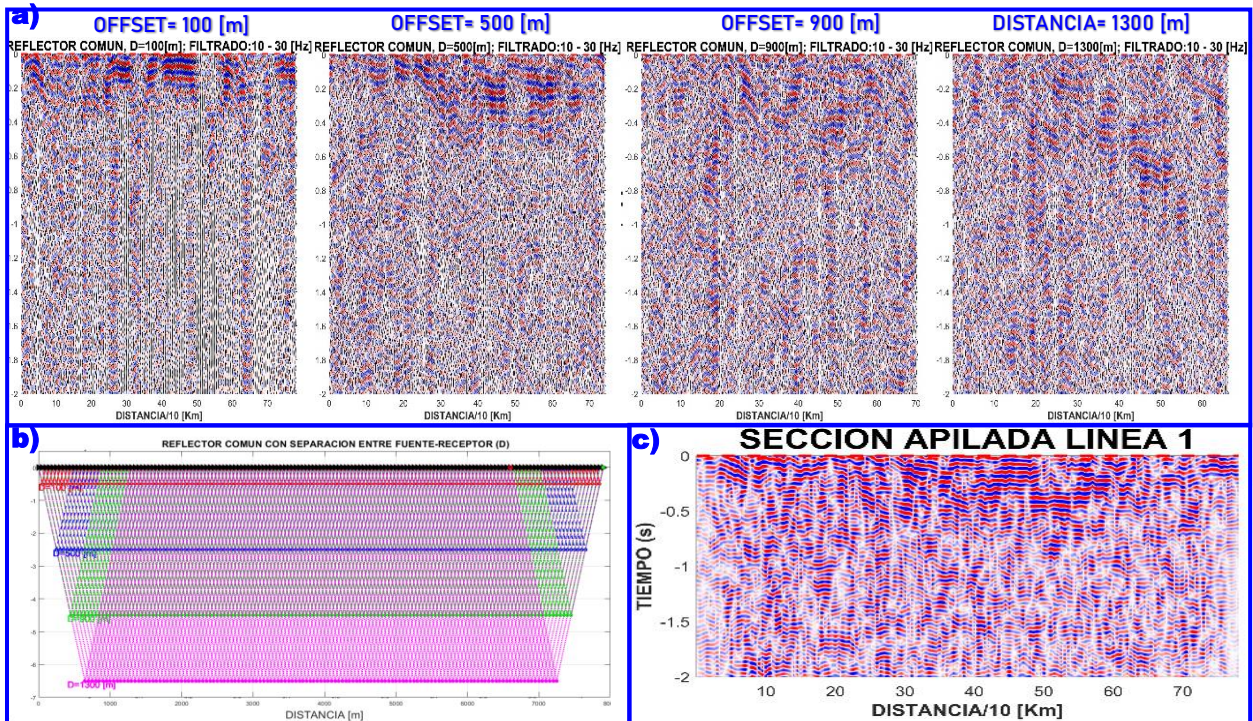


Figura 4.49. a) Pseudo-secciones con offsets de 100, 500, 900 y 1300 [m]. b) Esquema del apilamiento (4 pseudo-secciones). c) Resultado del apilado (a color y grises).



En las Figuras 4.50 y 4.51 se tiene la comparación entre pseudo-secciones apiladas de la L1 y L15 obtenidas con el método que usualmente es usado en las sísmica de reflexión (agrupando CMP) y las obtenidas con el método de reflector común. Para este último, se usaron pseudo-secciones apiladas con offsets de: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100 [m]. Se observa una clara diferencia entre ambos métodos, ya que, cuando agrupamos por CMP no se tiene gran resolución ni lateral ni verticalmente y no se perciben horizontes que puedan estar asociados a capas reflectoras en el subsuelo, caso contrario a cuando son agrupadas por offset común y apiladas a varias distancias. Donde, como se mencionó los extremos de las líneas tienen menos información, por lo tanto, la resolución disminuye. Sin embargo, es claro que en la parte central y superficial quedan muy bien definidos los horizontes reflectores, ya que se pueden seguir lateralmente la tendencia de ellos.

La L1 (Figura 4.50a), muestra los resultados obtenidos con el apilamiento de los CMP (escala de grises superior y escala de colores inferior). En las mismas escalas de colores, la metodología del reflector común (Figura 4.50b), la cual muestra horizontes claramente a periodos intermedios, las líneas en color amarillo delimitan algunos horizontes de los que nos percatamos, los cuales se encuentran a periodos de entre: 0.1-0.7 [s]. La L15 no define ninguna posible capa geológica con los CMP (Figura 4.51a). Por lo tanto, de manera análoga que la L1, la L15 tiene mejores resultados con el reflector común (Figura 4.51b). La parte superficial queda muy bien caracterizada, ya que, se aprecian claramente un paquete de ondas que definen los primeros horizontes hasta 0.9 [s].

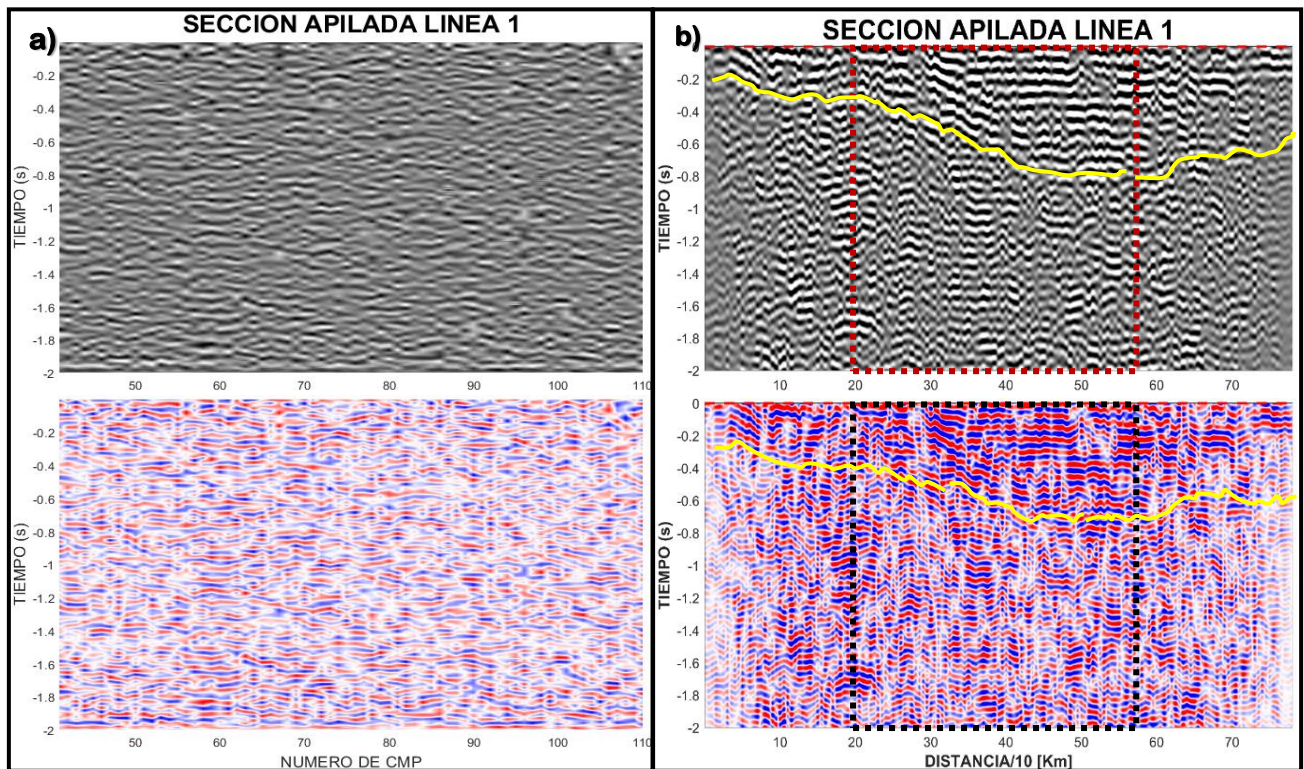
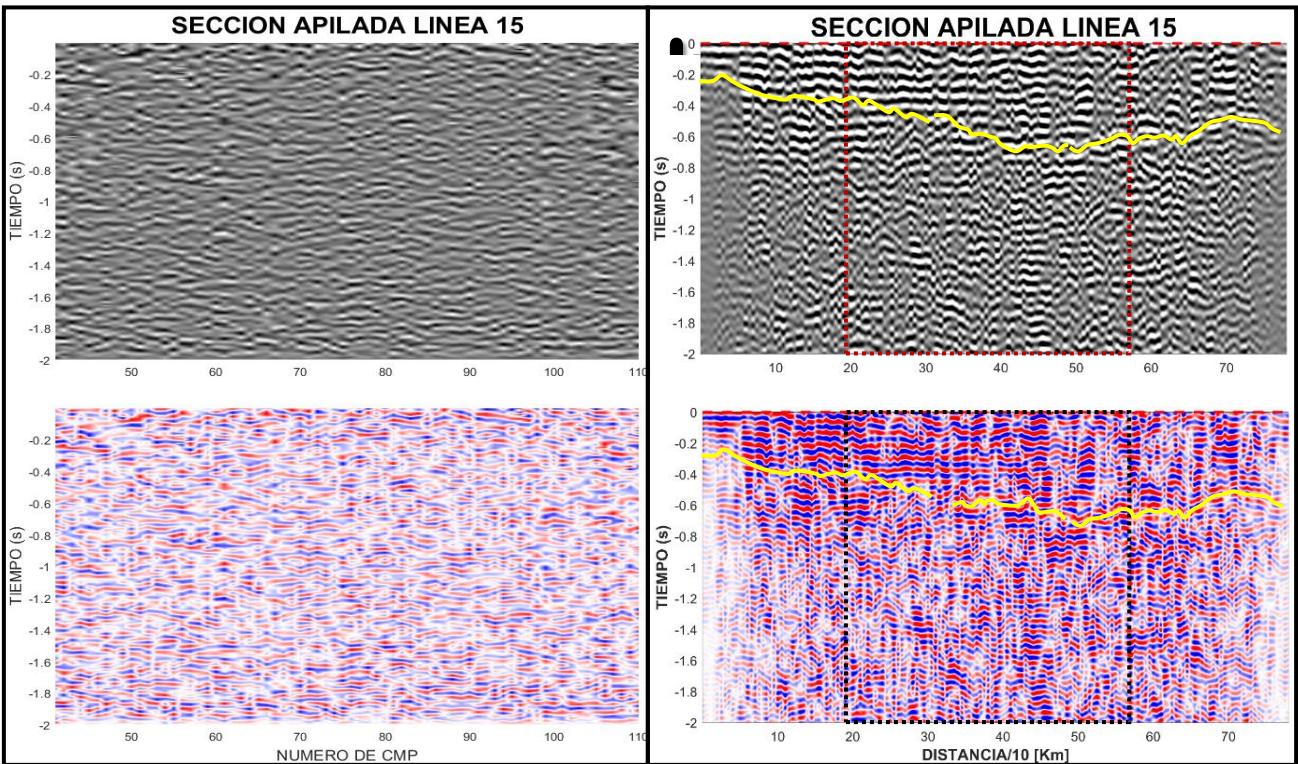


Figura 4.50. Comparación entre Pseudo-secciones de la L1. a) Agrupadas por CMP. b) Agrupadas por offset común y posteriormente apiladas (offsets: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100).



**Figura 4.51. Comparación entre Pseudo-secciones de la L15. a) Agrupadas por CMP. b) Agrupadas por offset común y posteriormente apiladas (offsets: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100).**

En las figuras 4.52 y 4.53, se muestran los resultados finales de las pseudo-secciones para cada línea procesada con los 6 offsets con los que se apilaron (escala a colores y grises). Es claro que todas las líneas definen los horizontes superficiales con una excelente resolución. La L1 y L5 muestran una discordancia y capas inclinadas que podrían estar asociadas a un pliegue, en color amarillo se observa un paquete de capas reflectoras llegando en la parte central a tiempos de 0.7 y 0.9 [s] para las L1 y L15, respectivamente (Figura 4.52a y 4.52b).

Por otro lado, la L10 (Figura 4.52c) al igual que los casos anteriores en la parte central de la sección muestra un mismo paquete de capas reflectoras delimitadas por una posible discordancia remarcada en color amarillo, llegando hasta 1.3 [s] en su parte más profunda: Mientras que su parte superficial presenta capas muy planas y uniformes muy similar al caso de la L15 (Figura 4.53a), donde alcanza periodos de hasta 1 [s] de tiempos de reflejo.

La L20 (Figura 4.53b), es un caso difícil de analizar debido a que presenta una zona muy ruidosa lo que dificulta un análisis adecuado de esta. La L25 (Figura 4.53c) muestra la discordancia en color amarillo más recargada hacia el lado izquierdo, yendo de mayor (tiempos de 1.4 y 0.8 [s]) a menor espesor (tiempos de 0.7 y 0.2 [s]) a diferencia de los casos anteriores. En conclusión, de los dos métodos descritos para esta tesis y de las secciones obtenidas y comparadas, resultó más útil el método de reflector común ya que muestra información que podría estar asociada más al caso real de lo que se

tendría geológicamente hablando. Sin embargo, para verificar lo que se menciona, se compararon los resultados con una sección sísmica de fuente activa migrada en profundidad para determinar si el método de reflector común es útil o que limitaciones presenta.

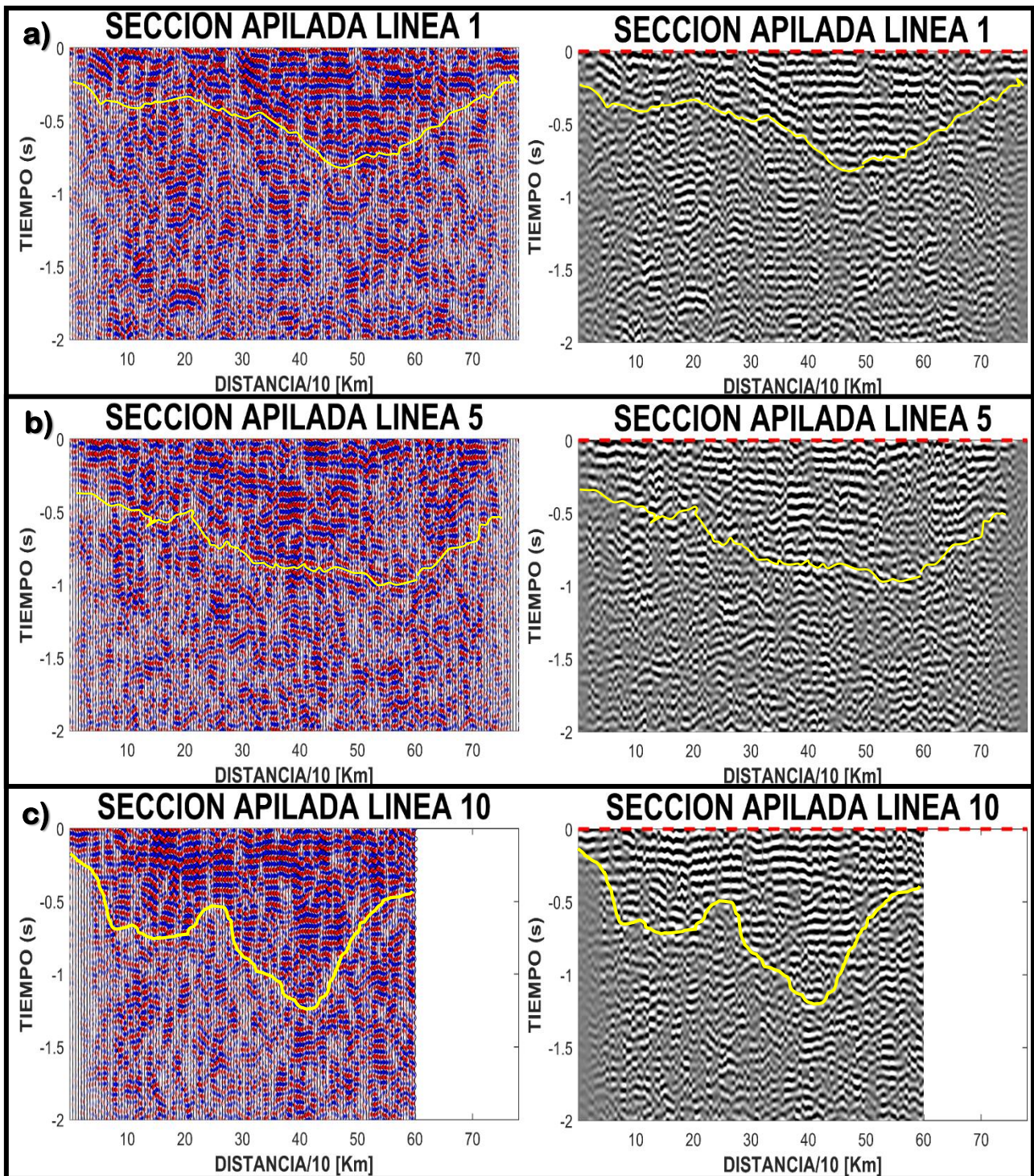


Figura 4.52. Pseudo-secciones apiladas de todas las líneas (offsets: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100).

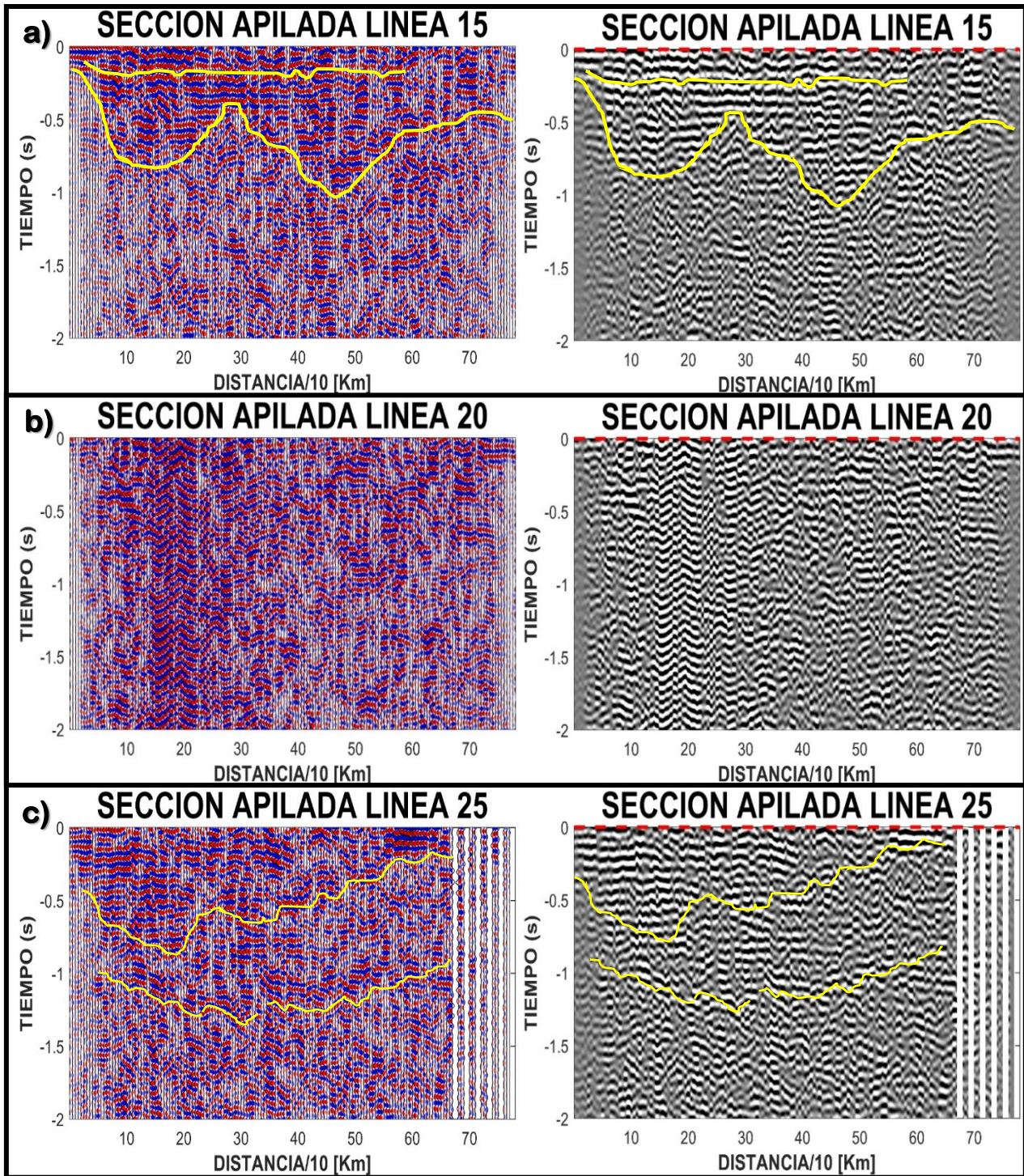
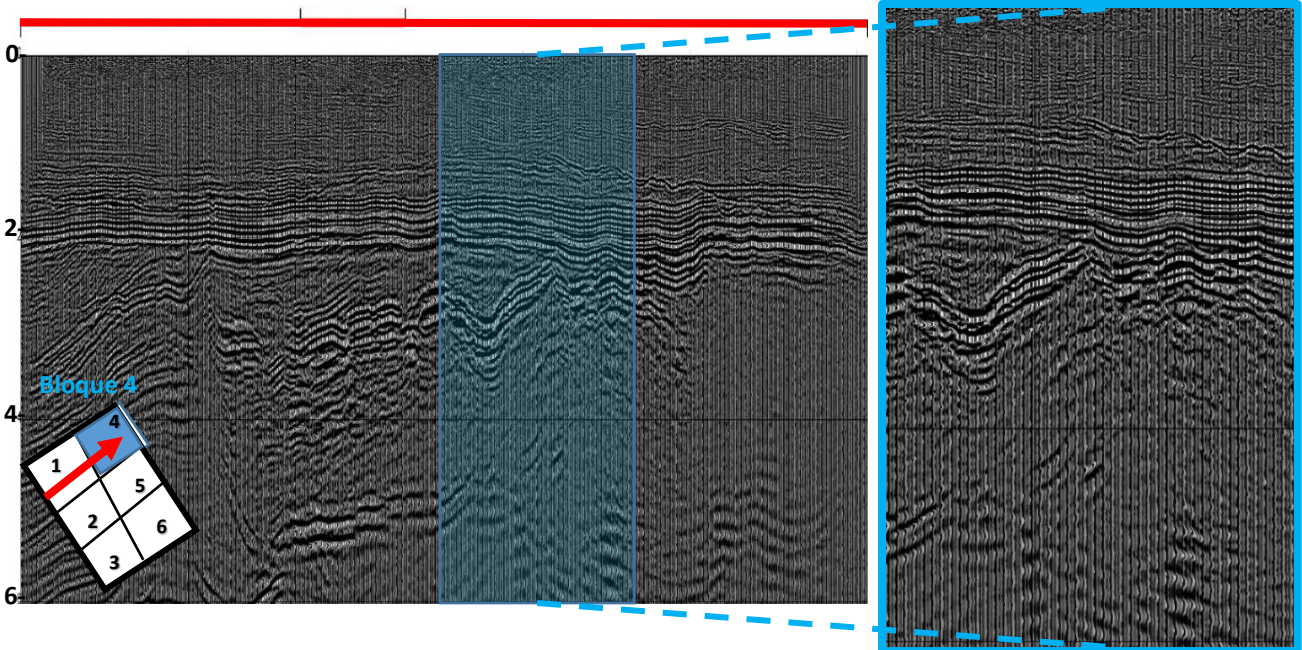


Figura 4.53. Pseudo-secciones apiladas de todas las líneas (offsets: 100, 500, 900, 1300, 1700 y 2100).

Como se mencionó con anterioridad, se cuenta con una sección sísmica de fuente activa migrada en profundidad (Figura 4.54). La parte enmarcada en el recuadro azul representa el segmento correspondiente a la zona de estudio de esta tesis. Este trabajo no tiene como objeto hacer una

interpretación geológica detallada de la zona de estudio, sino lo que se busca es comparar el aporte que pueden tener los métodos relacionados con la sísmica pasiva en el área de la sísmica de exploración. Realizar una comparación con una sección migrada en profundidad resulta complicado, debido a que los resultados obtenidos se encuentran en tiempo, dificultando que se puedan comparar las profundidades de investigación que alcanza el método de sísmica pasiva. Sin embargo, podrían dar una idea cualitativa de cómo sería la distribución de las capas litológicas, gracias a los contrastes de impedancia (horizontes reflectores).



**Figura 4.54. Sección migrada en profundidad, datos de sísmica de exploración. La zona enmarcada en el recuadro azul corresponde con la zona de estudio de esta Tesis.**

En la Figura 4.55a, se tienen los resultados de las secciones de sísmica pasiva de las L10 y L15 (las más cercanas a la línea de sísmica activa), mientras que en la Figura 4.55b se muestra la sección sísmica con fuente activa migrada en profundidad. En ambos casos se señalan con líneas amarillas punteadas los posibles horizontes reflectores. Además, en la Figura 4.55c se muestra un modelo de velocidades de ondas P y S obtenido a partir de información de secciones sísmicas y de pozo.

La sección de sísmica activa muestra claramente capas reflectoras muy marcadas a profundidades de entre 2 y 4 [km] coincidente con las profundidades a la que se encuentra la cuenca Tampico-Misantla que varían entre 2440 y 4180 [m] (PEMEX, 2013). Para el caso de las secciones de sísmica pasiva, los tiempos de reflejo que muestran en general todas las secciones (0.8 a 1.3, aproximadamente) si pueden corresponder a yacimientos no convencionales de la Cuenca de Chicontepec. Aunado a que los paquetes de las capas reflectoras que se observan al inicio de la línea (delimitadas con líneas amarillas) tienen forma de pliegues, muy parecidas a las que se aprecian en la sección de sísmica activa (Figura 4.55b).

Si se comparan las  $V_p$  (Figura 4.55c) que en promedio son de 3 [km/s] hasta los 1000 [m] de profundidad, haciendo un tiempo de viaje doble de 0.66 [s]. Posteriormente, aumenta gradualmente hasta llegar casi a los 4 [km/s] en 1500 [m] de profundidad. Considerando ese bloque de 500 [m] con una velocidad promedio de 3.5 [km/s] el tiempo de viaje doble para ese intervalo sería de 0.28 [s]. Aumentando la profundidad entre 1500 y 2000 [m], la velocidad promedio sería de 4.5 [km/s], dando como resultado un tiempo de viaje doble para este bloque de 0.22 [s], aproximadamente. Finalmente, el tiempo de viaje total desde la base sería de 1.16 [s], lo anterior lo resumimos en la tabla 3. Por lo tanto, los resultados obtenidos no definen con claridad las partes más profundas de los posibles yacimientos no convencionales. Sin embargo, sí podrían dar un indicio de que se empiezan a definir de manera tenue los primeros horizontes o límites de las formaciones Pimienta o Agua Nueva.

**Tabla 3. Resultados del tiempo doble de viaje a distintas profundidades.**

<b>PROFUNDIDAD</b>	<b><math>V_p</math> promedio [m/s]</b>	<b>Tiempo doble de viaje [s]</b>
0-1000	3000	0.66
1000-1500	3500	0.28
1500-2000	4500	0.22
<b>Tiempo Total</b>		<b>1.16</b>

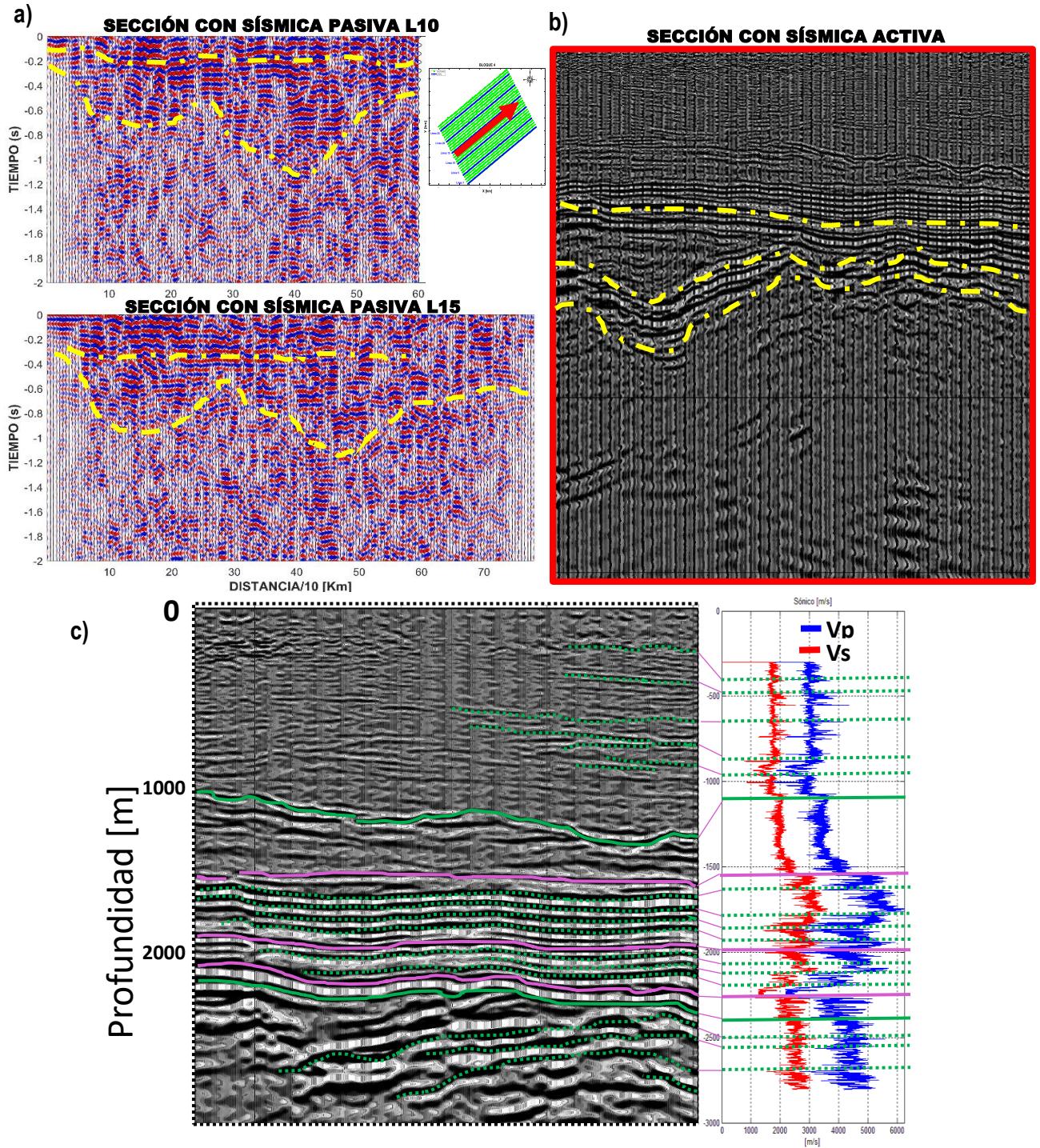


Figura 4.55. a) Secciones con sísmica pasiva, L10 y L15. b) Sección de sísmica activa migrada en profundidad. c) Comparación de la sísmica pasiva y modelo de velocidades para los primeros 3000 [m].

#### 4.4.5. Síntesis de los resultados obtenidos

En este apartado se sintetiza el flujo de trabajo que se realizó para esta tesis (diagrama de la Figura 4.56), de igual manera se mencionaran las ventajas y desventajas que tiene cada uno de los métodos empleados en este trabajo. Para la recuperación de la Función de Green se aplicó un procesamiento previo a las trazas para mejorar la relación señal-ruido. *Bensen et al., (2007)* aplica el pre-procesamiento de las señales en el orden: filtrado, normalización temporal y blanqueamiento espectral, el orden en que se apliquen estos pasos si altera la señal. Debido a esto, se hicieron varias pruebas cambiando el orden, resultando el orden óptimo, al menos para nuestros datos, el siguiente: blanqueamiento espectral, filtrado de 1-30 [Hz] y normalización temporal 1-bit. Si bien, al aplicar el 1-bit introducimos cierto nivel de ruido al espectro de amplitud (Figura 4.6), cuando se hace el segundo filtrado (10-30 [Hz]) en las CC corregimos este problema.

Las CC para la componente vertical mostraron mejores resultados, en comparación con las componentes horizontales, debido a que estas últimas, son más dominadas por las ondas superficiales. Lo anterior, se observa claramente al aplicar el segundo filtrado de 10-30 [Hz] (rango donde se encuentran las ondas de cuerpo) a las CC de las componentes horizontales, ya que, se eliminó energía de ground roll caracterizada por su baja frecuencia y gran amplitud, percibida en la parte central, cercana a la fuente virtual. En cambio, en las CC de las componentes verticales la resolución mejora y se perciben ciertas tendencias cercanas a la fuente virtual cuando se agrega el segundo filtrado.

Por otro lado, si se hace la comparación entre los resultados de las CC obtenidas de manera usual, con las obtenidas al descomponer y reconstruir las CC a partir de un nivel usando la ondícula de Meyer, la mejora con esta última es más que clara (Figuras 4.36 - 4.39). Debido a que la descomposición de ondícula funciona como un filtrado más, pero por niveles y rangos de frecuencia. Siendo de este modo, más detallado, y dejando solo la parte que pueda ser de nuestro interés. Sin embargo, una desventaja de aplicar la descomposición de ondícula es que el costo matemático y computacional aumenta. Esto se debe, a que el número de datos originales aumenta al doble, ya que, por cada muestra de la señal de entrada (S), se genera un par de muestras (A, D). Aunque, esto puede ser remediado si se aplica un remuestreo para guardar solo la mitad de los puntos sin perder información de la señal.

Al reagrupar las CC obtenidas de los tiros virtuales en conjuntos CMP se observa que las posibles reflexiones se encuentran a periodos cortos, lo que involucra que se encuentren a profundidades someras; debido a esto, se hizo la corrección por divergencia esférica, con el objetivo de mejorar las trazas a periodos largos. Se probaron con cuatro tipos de ganancia, dos para el esquema dependiente y dos para el independiente de los datos. A diferencia del esquema independiente, el esquema dependiente tiene una mejora en amplitud a lo largo de todo el registro ayudando a resaltar todas las posibles reflexiones que puedan ser de interés. Sin embargo, la AGC por RMS aumenta tanto las amplitudes, que provoca una saturación excesiva y como consecuencia las reflexiones quedan enmascaradas. Debido a esto, la ganancia más efectiva resultó ser la AGC instantánea, siendo más uniforme tanto a periodos cortos como largos, sin generar un exceso de amplitud en las trazas y, por el



contrario, mejorando la resolución de los datos. Desafortunadamente, las correcciones de ganancia para restaurar la intensidad de la señal en momentos posteriores aumentan el ruido aleatorio en el proceso.

El aplicar la deconvolución es uno de los procesos más complicados, ya que nunca se conoce de manera precisa la respuesta de reflectividad de la Tierra. Se aplicó la deconvolución spiking para ampliar el rango de frecuencias de los datos y aumentar la resolución vertical. Sin embargo, el resultado de la deconvolución spiking no siempre es la esperada, ya que, va a depender mucho de cómo se definan los parámetros: ventana de autocorrelación, longitud del filtro y porcentaje de preblanqueamiento.

Al agrupar las trazas por CMP y tras aplicar la ganancia y la deconvolución, se buscaban tendencias hiperbólicas, evidencia de horizontes reflectores. Dados los resultados obtenidos, se perciben algunas tendencias que pueden interpretarse como reflectoras. Sin embargo, son muy superficiales y la resolución lateral no se percibe a una distancia mayor de 3 [km] a lo largo de la línea, significando una gran limitante a lo que se planteó en esta tesis, ya que, los yacimientos no convencionales suelen estar a grandes profundidades.

Aunque los resultados obtenidos tras la deconvolución, no fueron alentadores. Se decidió continuar con el análisis de velocidad, la corrección NMO y el apilado de los conjuntos CMP. Desafortunadamente, en los ejemplos de las Figuras 4.29 y 4.30 se aprecian velocidades muy dispersas en los espectros de velocidad, la falta de precisión en el establecimiento de la velocidad de reflexión provoca que la calidad de la sección apilada pueda degradarse. En consecuencia, no se aumentó la relación señal-ruido y no se logró ajustar los mismos pulsos reflejados en el mismo tiempo de las posibles capas que se consideraron como reflectoras (parte fundamental de la corrección NMO). Por lo tanto, las secciones sísmicas apiladas obtenidas para la L1 y L15 (Figura 4.31) con esta metodología, tienen baja resolución y las reflexiones no se suman coherentemente. Se puede decir que, las secciones obtenidas no son confiables para definir límites geológicos en el subsuelo.

La metodología del CMP con IS no resultó útil para definir las capas geológicas, por lo tanto, se probó un método similar (reflector común), el cual arrojó mejores resultados. Esto se vio a detalle en la sección 4.4.3. En donde, se obtuvieron las pseudo-secciones para cada una de las líneas, variando el offset cada 400 [m]. Los offsets cortos definían con una excelente resolución las capas reflectivas someras a lo largo de las líneas (menores a 0.5 [s]). Al ir incrementando la distancia fuente-receptor, aumenta la profundidad de investigación debido a que se observan capas reflectoras a periodos largos. Sin embargo, la resolución decrece haciendo que los horizontes no se vean tan nítidos como en las primeras distancias (ejemplos, líneas: 1, 5 y 10). En los resultados de la línea 20, se tiene una zona muy ruidosa, probablemente los datos en campo no fueron tomados de la mejor forma o los geófonos presentaron algún problema de funcionamiento, dificultando hacer un análisis adecuado para esta línea.

Los resultados de los apilamientos entre pseudo-secciones con los distintos offsets muestran que la información que existe en los extremos de cada una pierde un poco de resolución debido a que hay menos información en esos puntos, ya que el apilamiento favorece la parte central de cada sección

(donde más cobertura de trazas se tiene). La comparación entre la L1 y L15, con ambos métodos propuestos muestra claras diferencias (Figuras 4.50 y 4.51), resultando el del reflector común con mayor resolución, tanto lateral como vertical, definiendo horizontes reflectivos a tiempos de casi 1.4 [s]. Finalmente, los resultados de las secciones apiladas de sísmica pasiva se compararon con una sección de sísmica activa proporcionada. Y aunque, la forma de los horizontes reflectores tiende a ser muy similar, los tiempos de reflejo (0.8 a 1.4, aproximadamente) indican que los yacimientos que se exploran podrían corresponder a los límites más someros de las formaciones Agua Nueva o Pimienta, que son formaciones geológicas asociadas a yacimientos no convencionales.

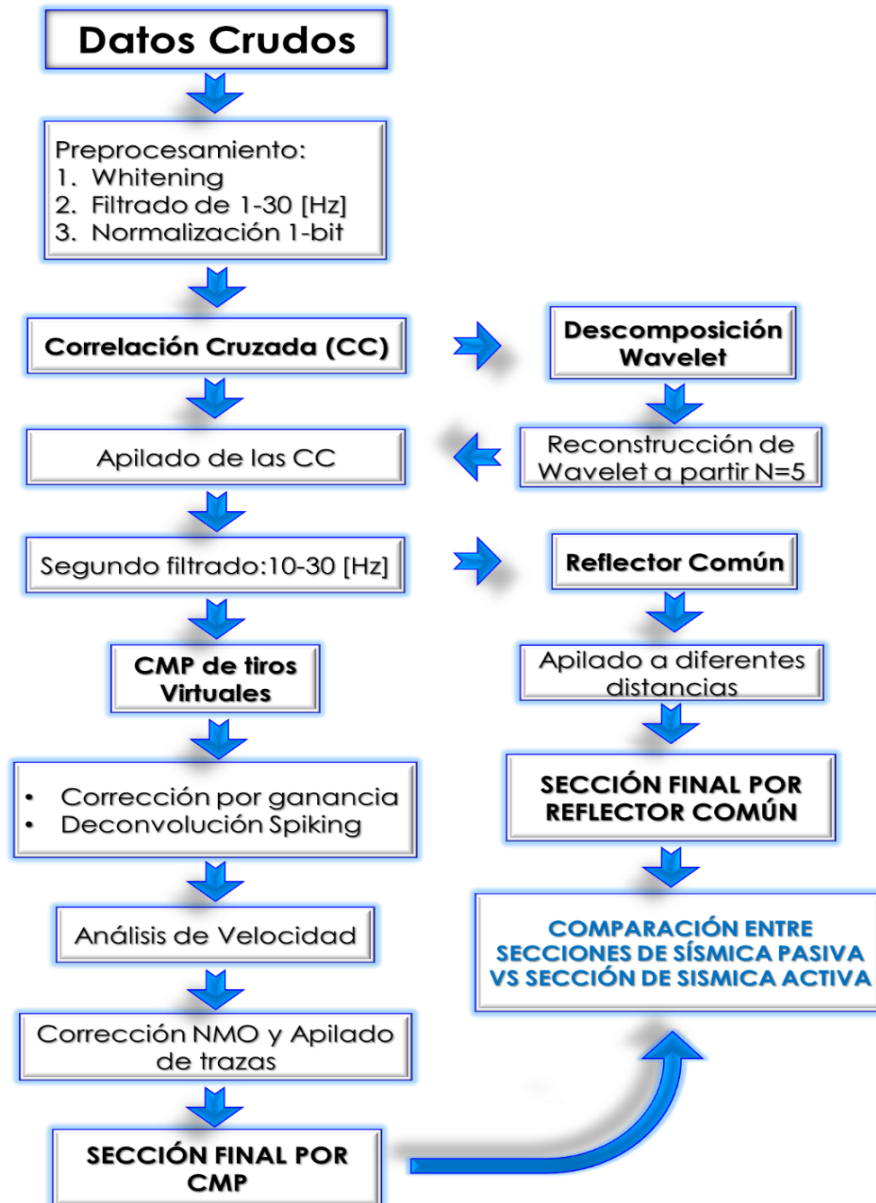


Figura 4.56. Resumen del procesamiento hecho en esta tesis.

## CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES

- ❖ Se obtuvieron imágenes del subsuelo (secciones sísmicas) utilizando datos de sísmica pasiva dando dos enfoques diferentes. Uno de ellos presento ciertas restricciones para delimitar horizontes reflectivos. Sin embargo, el segundo enfoque (reflector común) logro arrojar mejores resultados definiendo capas a periodos de hasta 1.4 [s].
- ❖ Se definió que la secuencia de pre-procesamiento más adecuada para el tratamiento de nuestras trazas de ruido sísmico, es aplicar: corrección por línea de tendencia y media, blanqueamiento espectral, filtrado de 1-30 [Hz] y normalización 1-bit, difiriendo de lo que propuso Bensen et al., 2007. Agregar un segundo filtrado (10 -30 [Hz]) a las CC después del apilado, ayuda a atenuar el ruido añadido por la normalización de 1-bit y asegura que se eliminen bajas frecuencias asociadas a ondas superficiales.
- ❖ Se obtuvieron pseudo-secciones con tiros virtuales a través del ruido sísmico, para la componente vertical aplicando el método de IS. Además, al aplicar el método de Transformada de ondícula antes del apilado de las CC, se mejoran considerablemente las pseudo-secciones.
- ❖ Se verificó que los resultados obtenidos para las pseudo-secciones con tiros virtuales de las componentes horizontales no son óptimos para la búsqueda de reflexiones sísmicas, debido a que son dominadas por las ondas superficiales.
- ❖ Se comprobó que tanto la ganancia como la deconvolución, son dos procesos que mejoran la calidad de las trazas si son aplicadas de la manera correcta. La ganancia AGC instantánea, siendo la más efectiva para mejorar las CC a lo largo de todo el registro y la deconvolución spiking para ampliar el rango de frecuencias y mejorar la resolución temporal.
- ❖ No se pudo definir una sección sísmica confiable al agrupar las CC por CMP. Debido a falta de precisión en el establecimiento de la velocidad de reflexión. En consecuencia, no se aumentó la relación señal-ruido y no se logró ajustar los mismos pulsos reflejados en el mismo tiempo de las posibles capas que se consideraron como reflectoras.
- ❖ Se detectaron horizontes reflectores con una excelente resolución en la parte superficial al usar el método del reflector común. Sin embargo, a mayor distancia fuente-receptor la resolución de dichos reflectores disminuía. Para compensar esta pérdida, se aplicó el apilamiento de varias secciones sísmicas con distintos offsets, aumentando así la profundidad de investigación y mejorando nuevamente la resolución de la sección final.
- ❖ A pesar de que se exploraron yacimientos correspondientes a la Cuenca de Chicontepec con sísmica pasiva, los tiempos reflejados indican que no se logró llegar a las mayores profundidades de los yacimientos no convencionales de las formaciones Agua Nueva y Pimienta, es decir, no se estarían delimitando los espesores totales de estas capas. Sin embargo, probablemente si se estén definiendo los limites más someros asociados a dichas formaciones.

## REFERENCIAS

- Aki, K. (1957). "**Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors**". Bull. Earthquake Res. Inst. 35, 415-456.
- Aki K., Richards P. (2002). "**Quantitative seismology**", University Science Book, 2nd edition, USA.
- Asten M. W. y Henstridge J.D. (1984). "**Arrays estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins**". Geophysics, 49 (11), 1828-1837.
- Baker G.S., Schmeisser C., Steeples D. y Plumb R. (1999). "**Seismic reflections from depth of ten and two meters**". Geophysical Research Letters, 26, 279-282.
- Behura J. (2007). "**Virtual Real Source**". Center for Wave Phenomena, Department of Geophysics, Colorado School of Mines, Golden, CO 80401-1887, USA
- Bensen G.D, Ritzwoller M. H., Barmin M. P., Levshin A. L., Lin F., Moschetti M. P., Shapiro and Yang Y. (2007). "**Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band Surface wave dispersion measurements**". Geophys J. Int. 169,1239-1260.
- Bonnefoy-Claudet S., Cotton F. y Pierre-Yves B., (2006). "**The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies**". A literatura review, Earth Sci. Rev., 79, 205-227.
- Bormann P. (2002). "**New Manual of Seismological Observatory Practice - NMSOP**". Published by: GeoForschungsZentrum Potsdam, print: Werbedruck Schreckhase, Dörsbach 22, D-34286 Spangenberg, Germany
- Busch D.A. y Govela, A.S. (1978). "**Stratigraphy and Structure of Chicotepec Turbidites, Southern Tampico-Misantla Basin, Mexico**". The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 62 (2): 235-246.
- Calvert R.W., A. Bakulin, A. and T.C. Jones, (2004). "**Virtual sources, a new way to remove overburden problems**". 66th Mtg., European Association of Geoscientists and Engineers, Extended Abstracts, P234.
- Claerbout J. (1968). "**Synthesis of layered médium from its acoustic transmission response**". Geophysics, vol. 33, no. 2.
- Curtis A., Gerstoft P., Sato H., Snieder R., Wapenaar K., (2006). "**Seismic interferometry-turning noise into signal**". The Leading Edge 25, 1082-1092.
- Daubechies I. (1992). "**Ten Lectures on Wavelets**". The Society for Industrial and Applied Mathematics, 1992.



- Draganov D. (2007). **“Seismic and electromagnetic interferometry: Retrieval of the Earth’s reflection response using crosscorrelation”**. PhD thesis, Delft University of Technology.
- Draganov D., Wapenaar K., Mulder W., Singer J. and Verdel A. (2007). **“Retrieval of reflections from seismic background-noise measurements”**. Geophys. Res. Lett., 34, L04305.
- Draganov, D., Campman X., Thorbecke J., Verdel A. and Wapenaar K. (2009). **“Reflection images from ambient seismic noise”**, Geophysics, 74(5), A63–A67.
- Draganov D., Campman X., Thorbecke J., Verdel A., Wapenaar K. (2013). **“Seismic exploration-scale velocities and structure from ambient seismic noise (>1 Hz)”**. Journal of Geophysical research: Solid Earth, Vol. 118, 4345-4360.
- Gouédard P., Stehly L., Brenguier F., Campillo M., Colin de Verdière Y., Larose E., Margerin L., Roux P., Sánchez-Sesma F. J., Shapiro N. M., Weaver R. L. (2008). **“Cross-correlation of random fields: mathematical approach and applications”**. Geophysical Prospecting, 56,375-393.
- Gutenberg B., (1958). **“Microseisms”**. Advances in Geophysics 5, 53-92.
- Kimman P., Campman X. y Trampert J., (2012). **“Characteristics of Seismic Noise: Fundamental and Higher Mode Energy Observed in the Northeast of the Netherlands”**. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 102, No. 4, pp. 1388–1399
- Kouro S. y Musalem R. (2018). **“Tutorial introductorio a la Teoría de Wavelet”**. Artículo presentado como trabajo de la asignatura Técnicas Modernas en Automática.
- Larner K. L., Chambers R., Yang M., Lynn W. and Wai W., (1983). **“Coherent noise in marine seismic data”**. Geophysics, 48, 854-886.
- Larose E., Derode A., Campillo M., y Fink M. (2004). **“Imaging from one-bit correlations of wideband diffuse wavefields”**, *J. Appl. Phys.*, **95**, 8393–8399.
- Lin F.C., Moschetti M. P. y Ritzwoller M. H. (2008). **“Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps”**. Geophys. J. Int., 173 (1), 281-298, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x.
- Lobkis O. I. y Weaver R. L. (2001). **“On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field”**. *J. Acoust. Soc. Am.*, 110, 3011-3017.
- Mallat S. (1989). **“A theory for multiresolution signal decomposition: the wavelet representation”**. IEEE pattern Anal. And Machine Intell., vol. 11, no.7, pp. 674-693
- McNamara D. E., y Buland R. P. (2004). **“Ambient Noise Levels in the Continental United States”**. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94** (4), 1517-1527.



Mehta K., Bakulin A., Sheiman J., Calvert R. y Snieder R. (2007). **“Improving the virtual source method by wavefield separation”**. GEOPHYSICS, VOL. 72, NO., P. V79–V86.

Miller R.D. (1992). **“Normal moveout strch mute on shallow-reflection data”**. Geophysics, 157, 502-1507.

Mousa W.A. y Al-Shuhail A.A. (2011). **“Processing of Seismic Reflection Data using MATLAB”**. King Fahd University of Petroleum y Minerals. Morgan y Claypool publishers series. Synthesis lectures on signal processing.

Nava P. L. y Alegria L. M., (2001). **“Los sistemas Petroleros de la región de Tapico-Misantla”**. Facultad de Ingeniería, UNAM.

Peacock K. L. and Treitel S. (1969). **“Predictive deconvolution – theory and practice”**. Geophysics, 34, 155-169.

PEMEX, (2005). **“Proyecto Integral Chicontepec”**. Presentación “Revisión Técnica de Proyectos de Inversión”.

PEMEX, (2013). **“Provincia petrolera Tampico-Misantla”**. Pemex Exploración y producción. Subdirección de Exploración. <https://docplayer.es/12780635-Provincia-petrolera-tampico-misantla.html>

Roux P., Sabra K. G., Gerstoft P., Kuperman W. A. y Fehler M. C. (2005). **“P-waves from crosscorrelation of seismic noise”**. Geophys. Res. Lett., 32 (19), L19303, doi: 10.1029/2005GL023803.

Peterson J. (1993). **“Observation and modeling of seismic background noise”**. Open-file report 93-322 Rep. U.S. Geological Survey, Albuquerque, New Mexico, 42 pp.

Schuster G. T., J. Yu J. Sheng and J. Rickett (2004). **“Interferometric/daylight seismic imaging”**. Geophysics Journal International, 157 838-852

Shapiro, N. M., y M. Campillo (2004). **“Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise”**. Geophys. Research Letters, vol 31, (L07614).

Shapiro N. M., Campillo M., Stehly L. and Ritzwoller M. H. (2005), **“High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise”**. Science, 307, 1615 – 1618.

Sheng Y. (1996). **“The Transforms and Applications Handbook”**. CRC Press, 1996.

Stehly L., Campillo M. and Weaver R.L. (2008). **“Reconstructing Green’s function by correlation of the coda of the correlation (C<sup>3</sup>) of ambient seismic noise”**. Journal of Geophysical research, vol. 113.



- Sthely L., Campillo M., Froment B. and Shapiro N. M (2006). “**A study of the seismic noise from its long-range correlation properties**”. Journal of Geophysical Research 111(B10).
- Stein S., Wysession M., (2003). “**An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure**”, Blackwall Publish, Malden, EUA.
- Veeken P. y Van Moerkerken B., (2013). “**Seismic Stratigraphy and Depositional Facies Models**”. EAGE Publications bv. PO Box 59, 3990 DB HOUTEN, The Netherlands.
- Wail A. M., Abdullatif A., Al-Shuhail (2011). “**Processing of Seismic Reflection Data Using Matlab**”. Editor José Moura, CarnegieMellon University.
- Wapenaar K. (2004). “**Retrieving the elastodynamic Green’s function of an arbitrary inhomogeneous medium by crosscorrelation**”. Physics Review Letters, 93, 254301.
- Wapenaar K. and Fokkeman J. (2006). “**Green’s function representations for seismic interferometry**”. Geophysics, Vol 71, No. 4.
- Wapenaar K., Draganov D., Snieder R., Campman X. and Verdell A. (2010). “**Tutorial on seismic interferometry: Part 1 – Basic principles and applications**”. Geophysics, Vol. 75, No. 5.
- Weaver L.R. (2005). “**Information from Seismic Noise**”. Perspectives Geophysics, Science, vol. 307
- Yilmaz O., (1987). “**Seismic Data Processing**”. Investigations of Geophysics Society of Exploration Geophysics SEG, Tulsa Oklahoma, USA.
- Yilmaz O. (1987). “**Seismic Data Analysis: processing, inversion, and interpretation of seismic data**”. Investigations in Geophysics, no. 10. Society of Exploration Geophysics SEG, Tulsa Oklahoma, USA.
- Yilmaz O. (2001). “**Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data**”. Society of Exploration Geophysicists, 2nd edition, 2001.



## ANEXOS

## ANEXO 1. PRUEBAS DE PRE-PROCESAMIENTO (BLANQUEAMIENTO ESPECTRAL, FILTRADO Y 1-BIT)

A continuación, se muestran los resultados de las pruebas hechas al variar el orden del pre-procesamiento, con solo 1 [h] de registro. En la Figura A.1.1, tenemos las correlaciones cruzadas (CC) crudas para la Línea 1, tomando como fuentes virtuales (FV) los geófonos: G1, G41, G51 y G61. a) representa la ubicación de las FV a lo largo de la L1. b) Las CC sin ningún tipo de pre-procesamiento y c) El resultado de las CC después del segundo filtro (10-30 [Hz]).

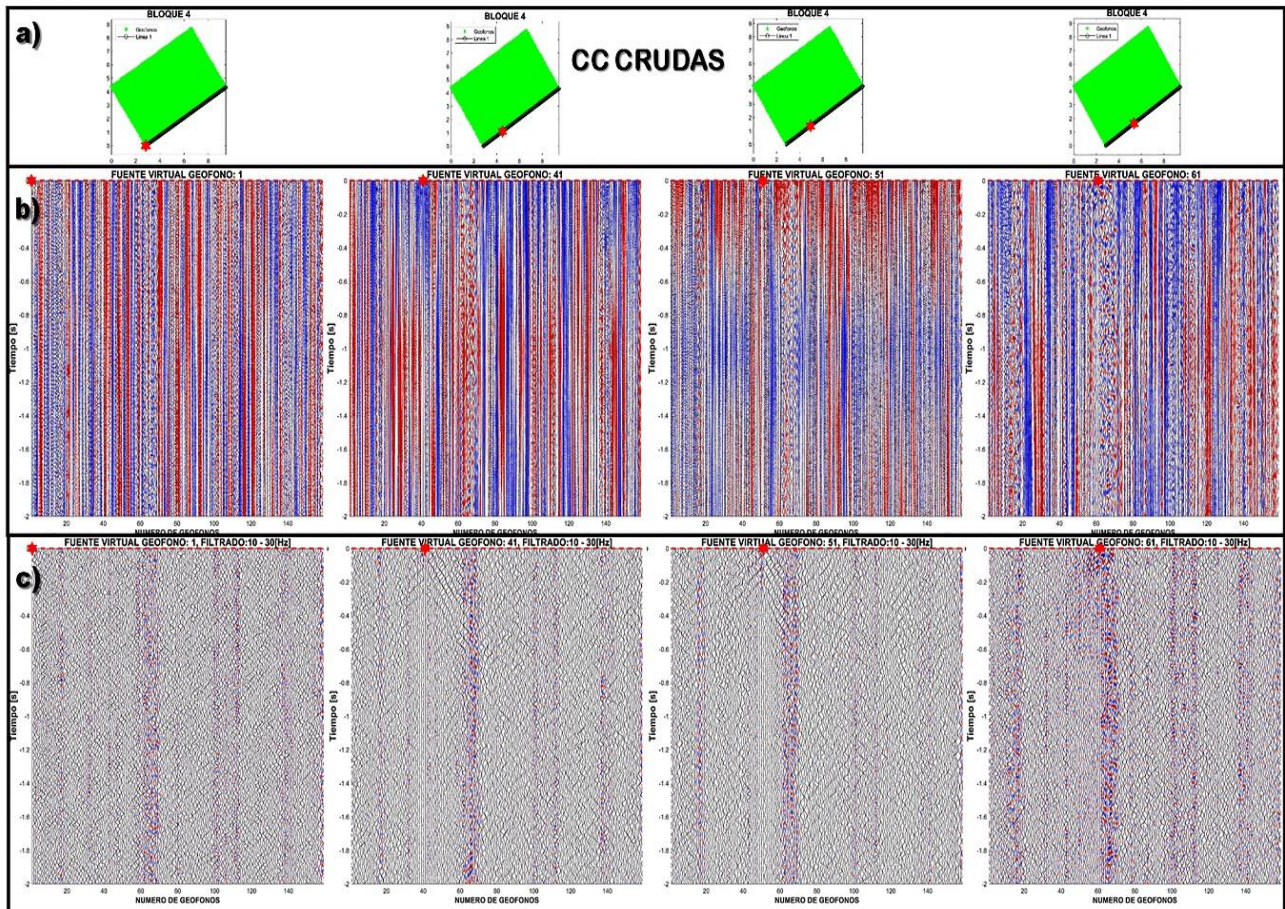


Figura A.1.1. CC para la L1. a) Ubicación de las FV; b) CC Crudas; c) CC Crudas después del segundo filtro (10-30 [Hz]).



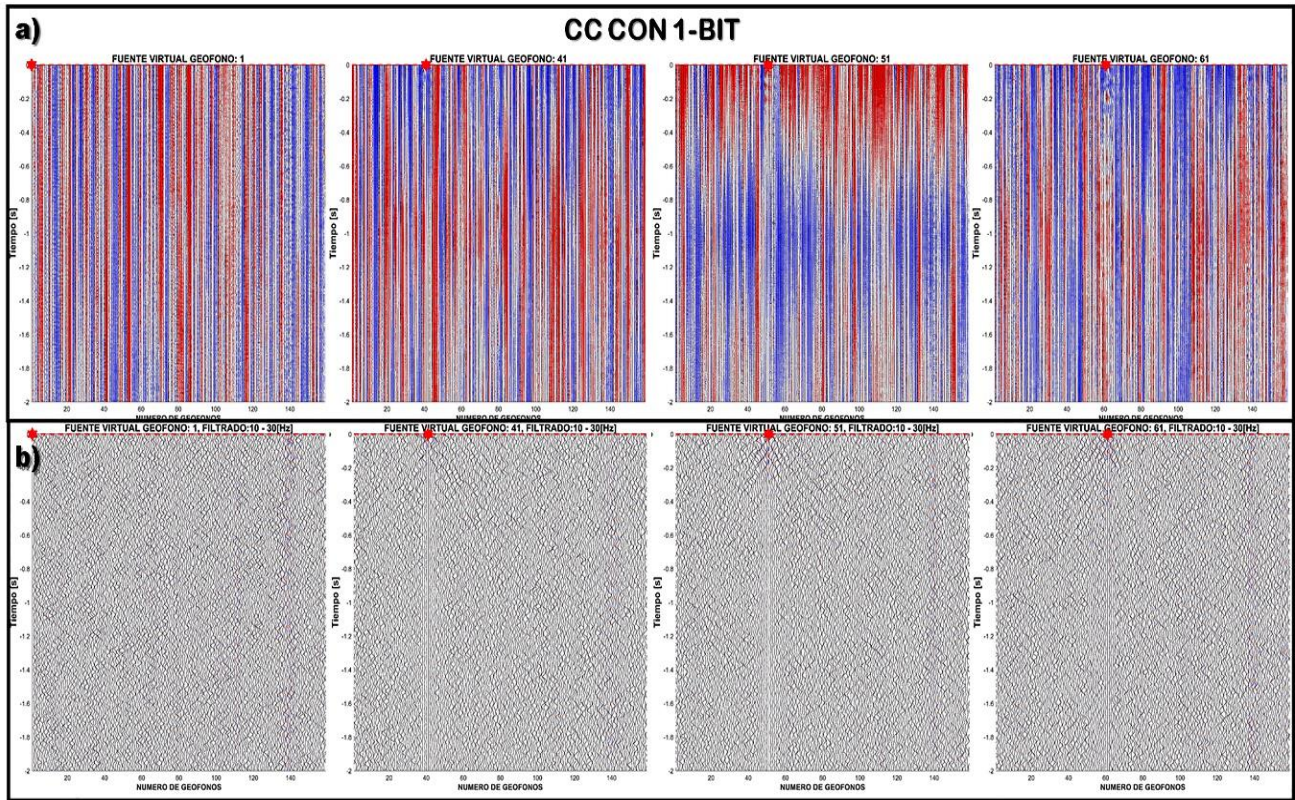


Figura A.1.2. CC para la L1. a) CC Crudas con 1-BIT; b) CC después del segundo filtro (10-30 [Hz]).

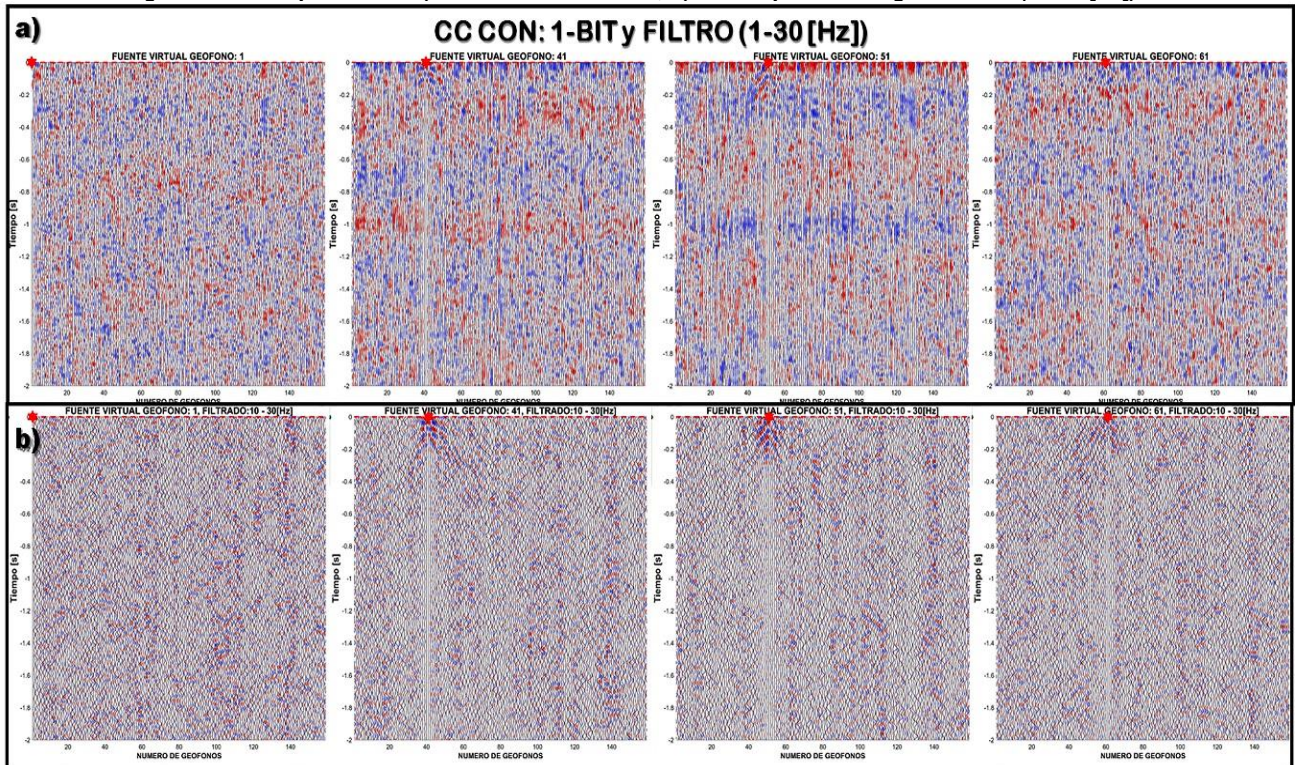


Figura A.1.3. CC para la L1. a) CC con: 1-BIT y FILTRO (1-30 [Hz]); b) CC después del segundo filtro (10-30 [Hz]).

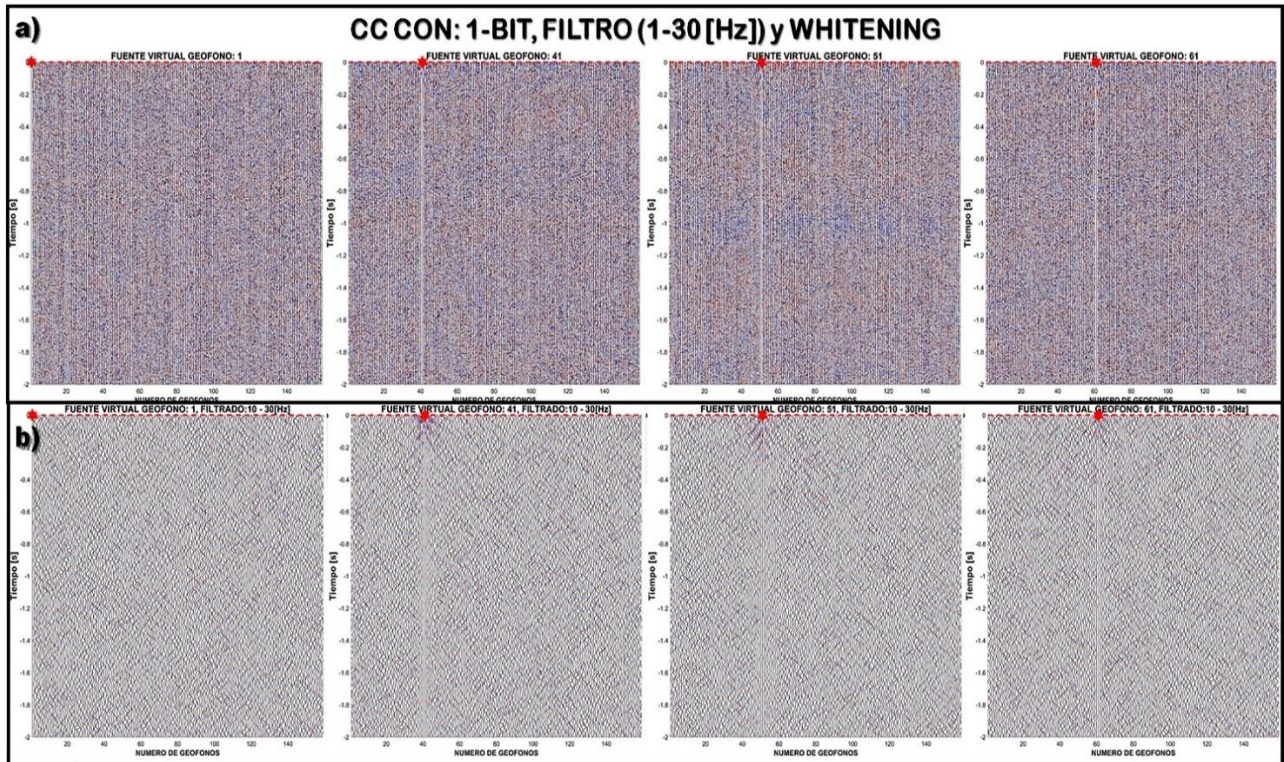


Figura A.1.4. CC para la L1. a) CC con: 1-BIT, FILTRO (1-30 [Hz]) y blanqueamiento espectral; b) CC despues del segundo filtro (10-30 [Hz]).

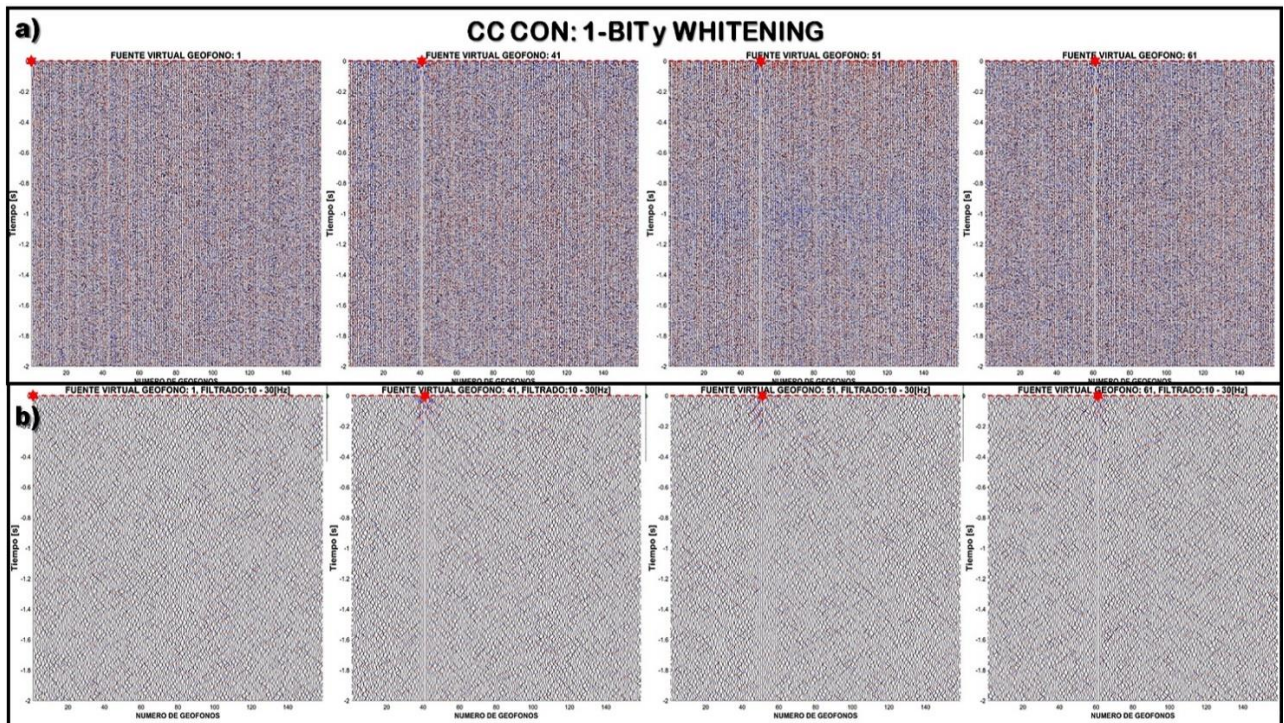


Figura A.1.5. CC para la L1. a) CC con: 1-BIT y BLANQUEAMIENTO ESPECTRAL; b) CC despues del segundo filtro (10-30 [Hz]).

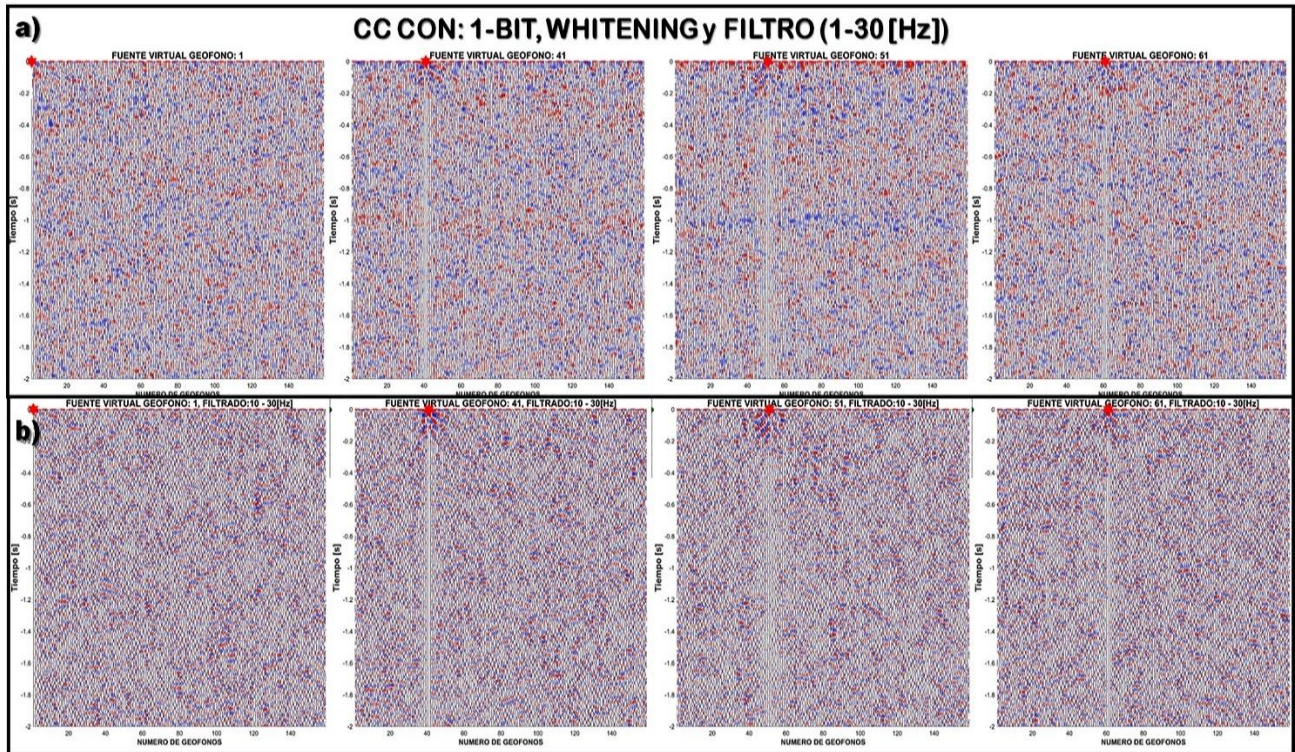


Figura A.1.6. CC para la L1. a) CC con: 1-BIT, BLANQUEAMIENTO ESPECTRAL Y FILTRO (1-30 [Hz]); b) CC despues del segundo filtro (10-30 [Hz]).

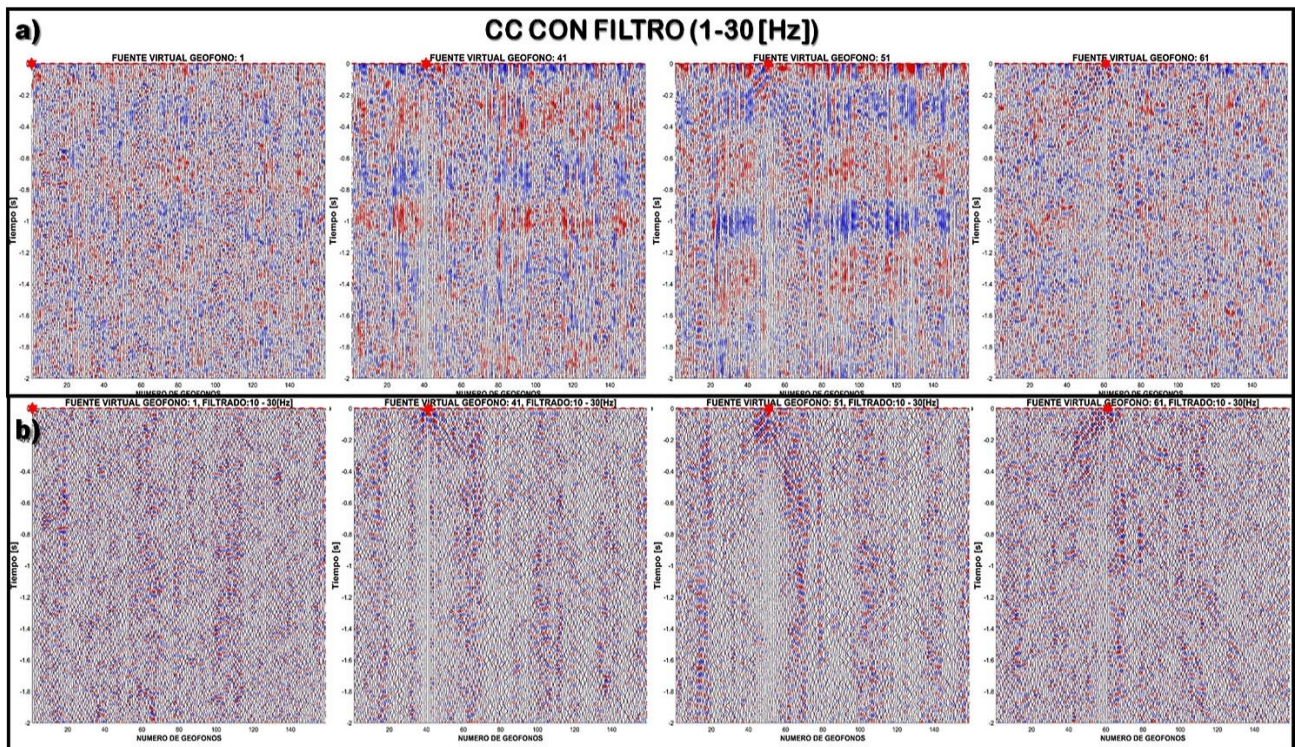


Figura A.1.7. CC para la L1. a) CC con FILTRO (1-30 [Hz]); b) CC despues del segundo filtro (10-30 [Hz]).

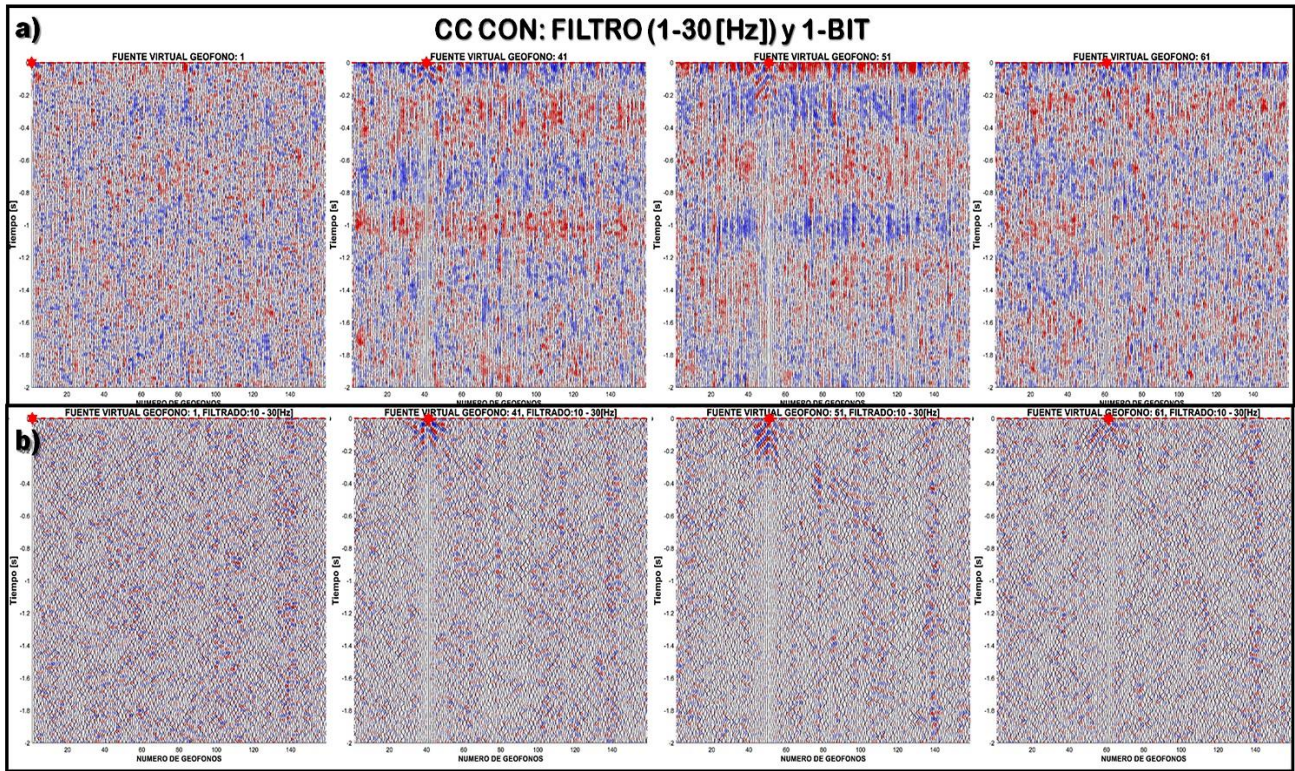


Figura A.1.8. CC para la L1. a) CC con: FILTRO (1-30 [Hz]) y 1-BIT; b) CC despues del segundo filtro (10-30 [Hz]).

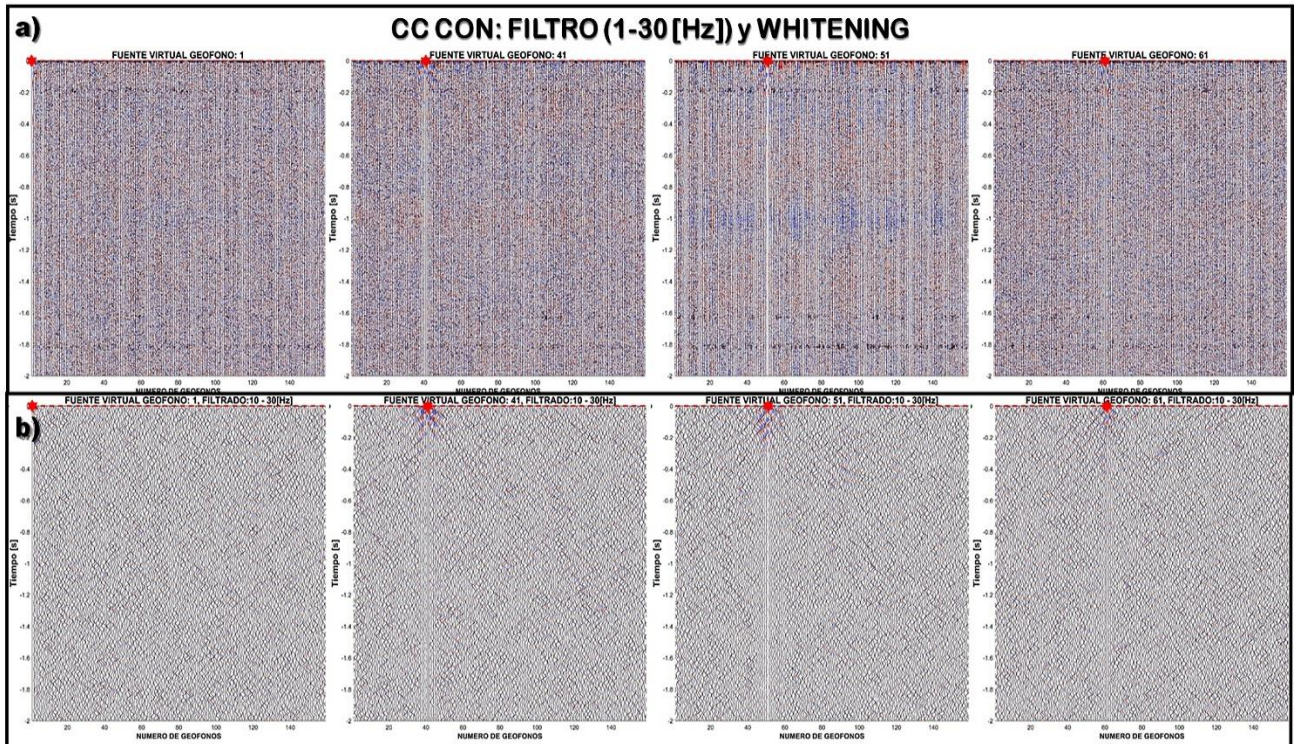


Figura A.1.9. CC para la L1. a) CC con: FILTRO (1-30 [Hz]) y BLANQUEAMIENTO ESPECTRAL; b) CC despues del segundo filtro (10-30 [Hz]).

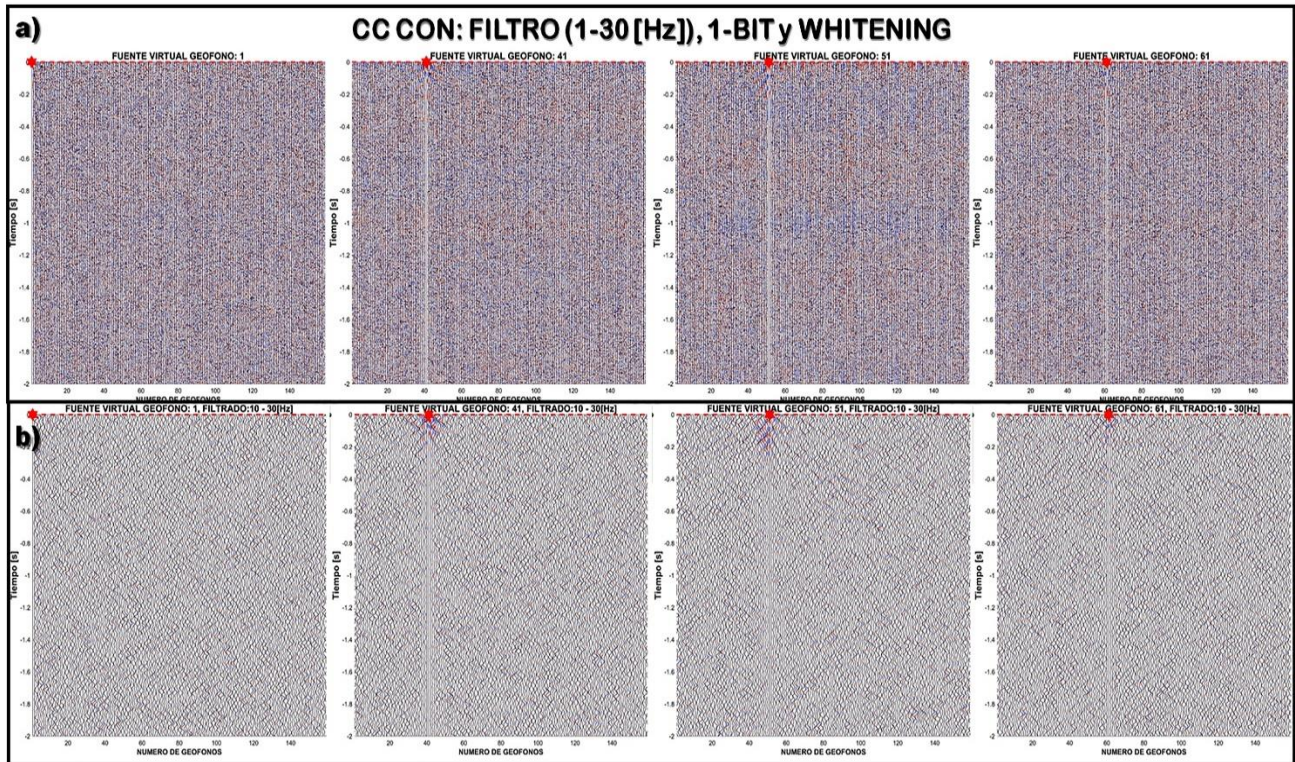


Figura A.1.10. CC para la L1. a) CC con: FILTRO (1-30 [Hz]), 1-BIT y BLANQUEAMIENTO ESPECTRAL; b) CC después del segundo filtro (10-30 [Hz]).

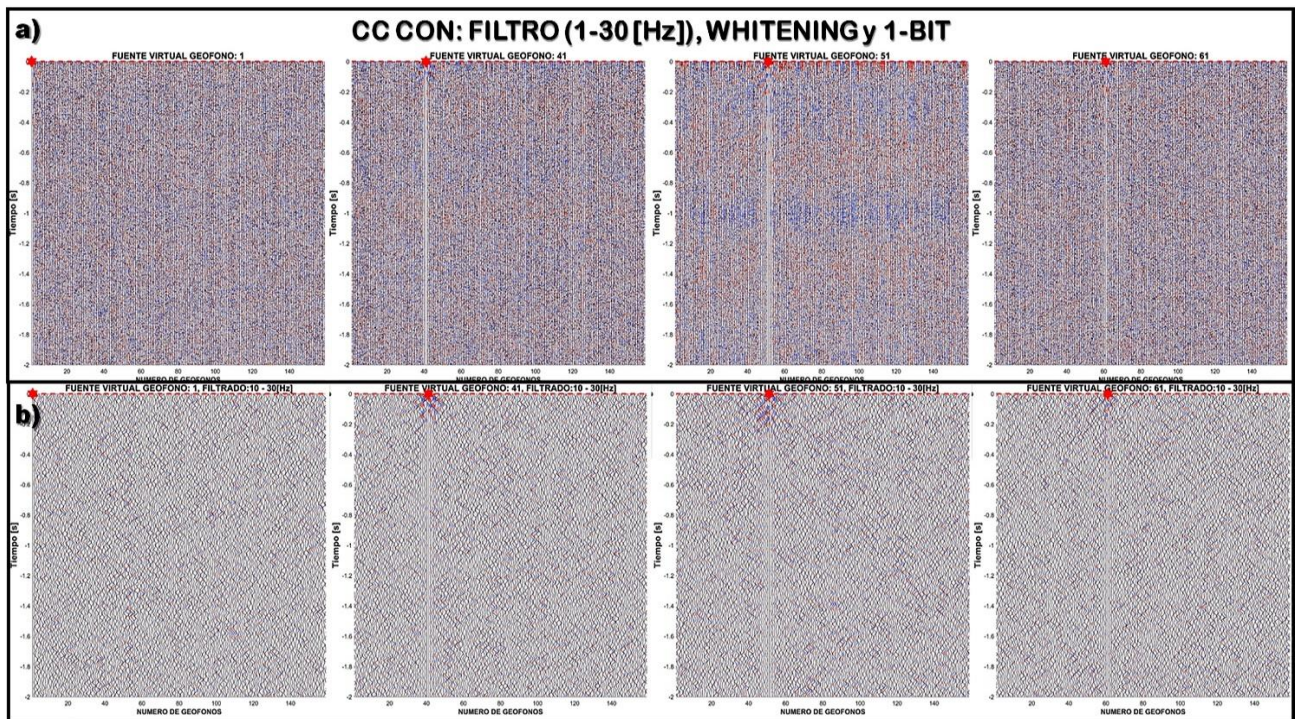


Figura A.1.11. CC para la L1. a) CC con: FILTRO (1-30 [Hz]), BLANQUEAMIENTO ESPECTRAL y 1-BIT; b) CC después del segundo filtro (10-30 [Hz]).

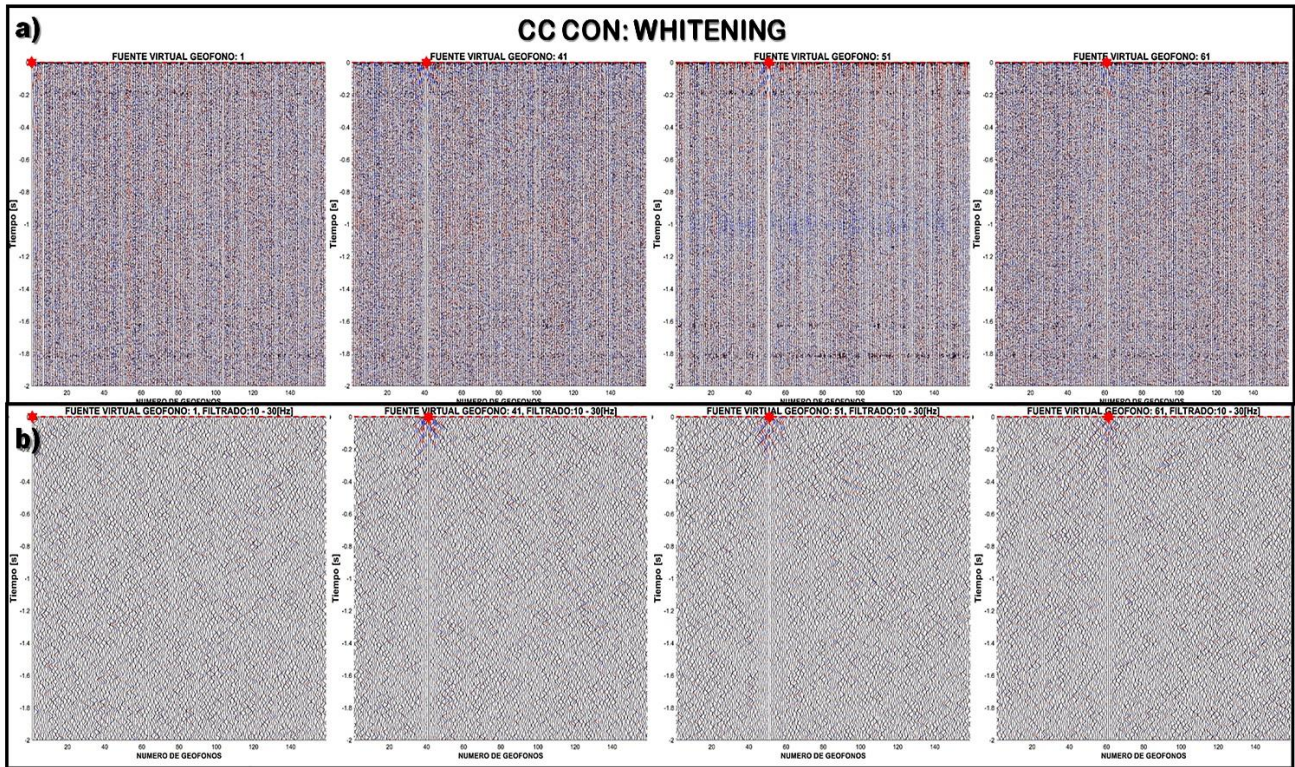


Figura A.1.12. CC para la L1. a) CC con **BLANQUEAMIENTO ESPECTRAL**; b) CC después del segundo filtro (10-30 [Hz]).

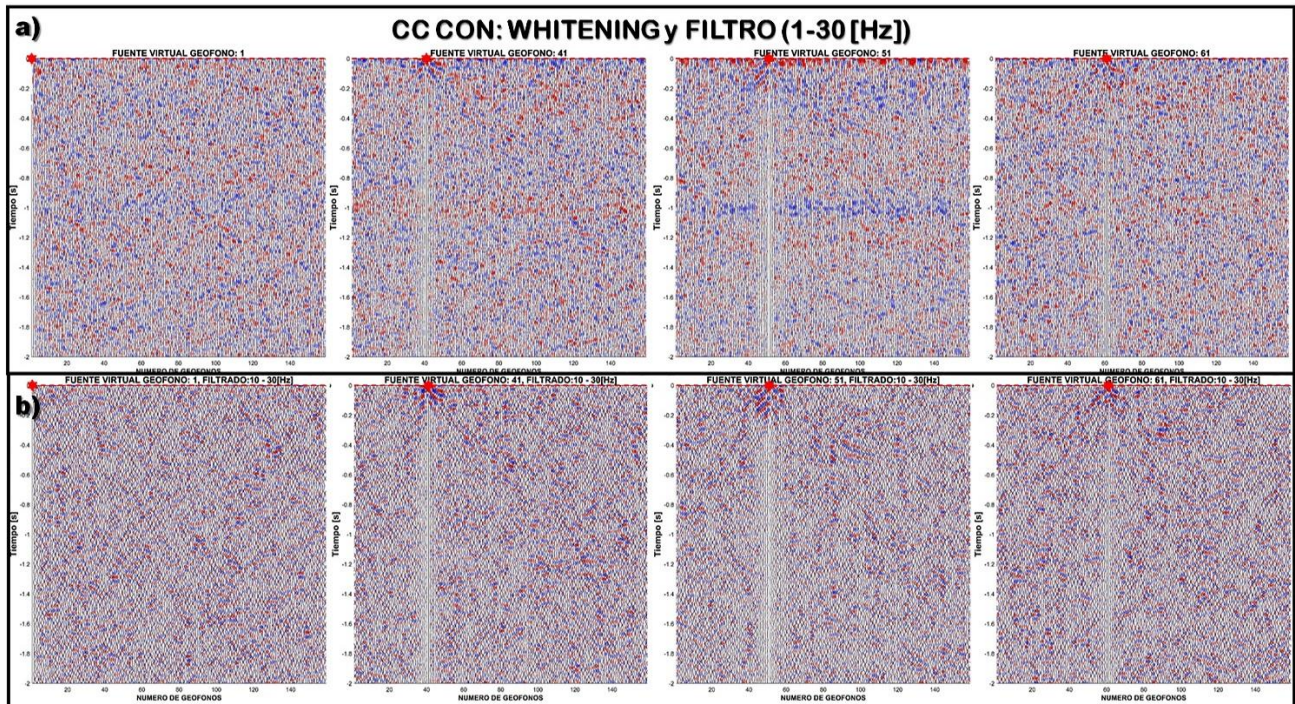


Figura A.1.13. CC para la L1. a) CC con: **BLANQUEAMIENTO ESPECTRAL y FILTRO (1-30 [Hz])**; b) CC después del segundo filtro (10-30 [Hz]).

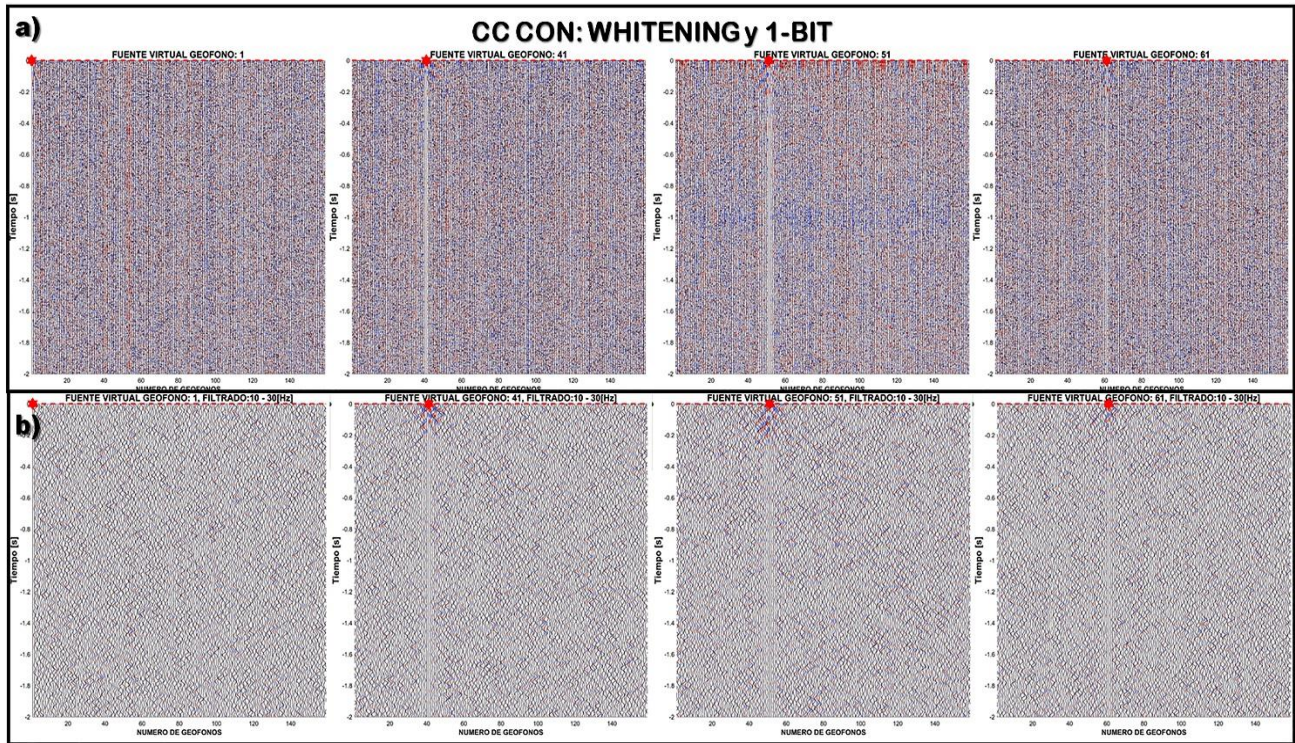


Figura A.1.14. CC para la L1. a) CC con: BLANQUEAMIENTO ESPECTRAL y 1-bit; b) CC después del segundo filtro (10-30 [Hz]).

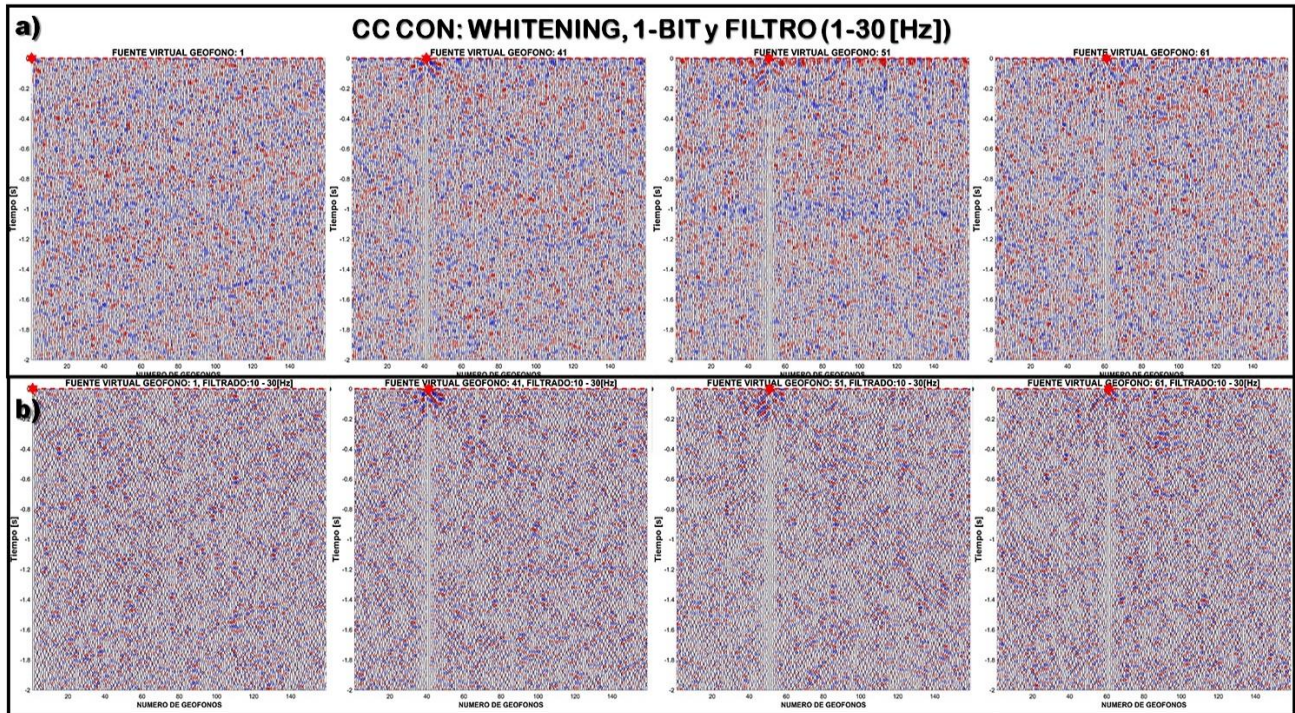


Figura A.1.15. CC para la L1. a) CC con: BLANQUEAMIENTO ESPECTRAL, 1-BIT y FILTRO (1-30 [Hz]); b) CC después del segundo filtro (10-30 [Hz]).

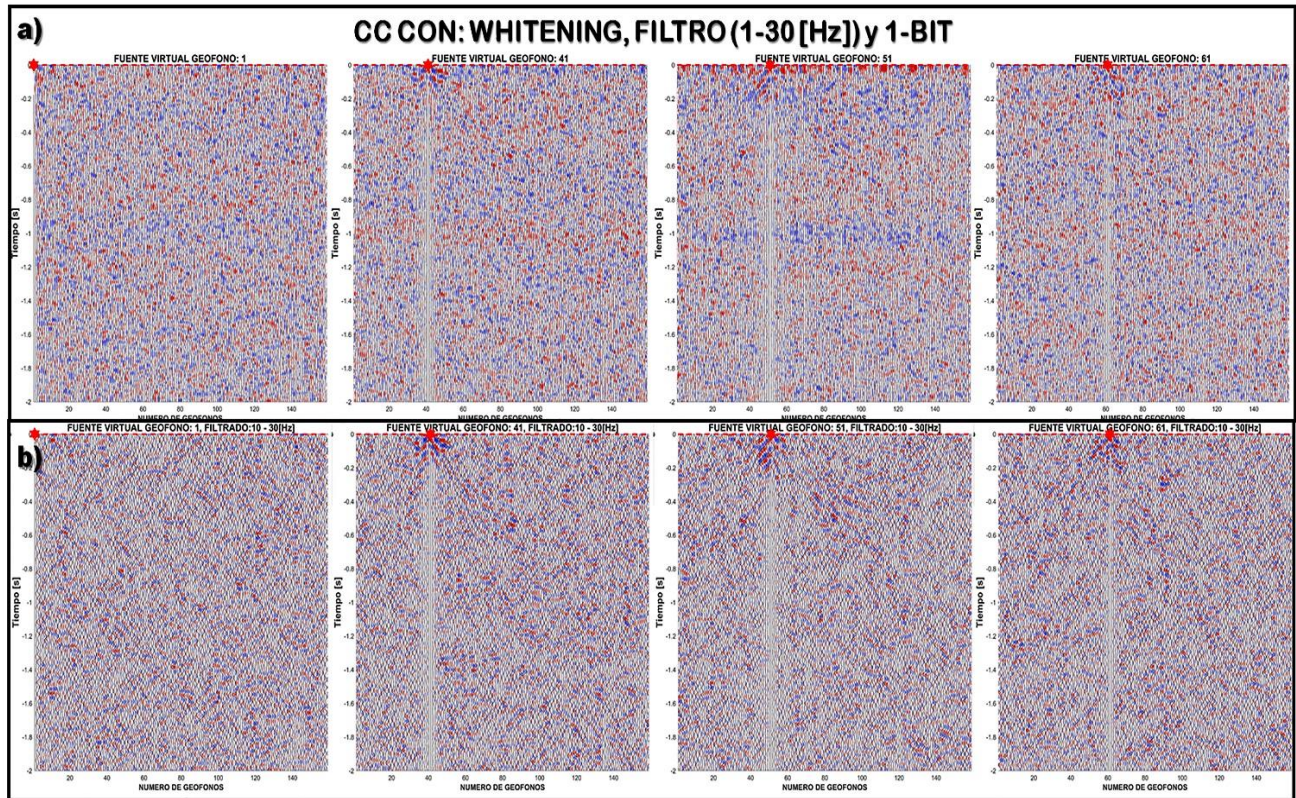


Figura A.1.16. CC para la L1. a) CC con: BLANQUEAMIENTO ESPECTRAL, FILTRO (1-30 [Hz]) y 1-BIT; b) CC después del segundo filtro (10-30 [Hz]).

## ANEXO 2. PSEUDO-SECCIONES DE TIROS VIRTUALES CON Y SIN LA TRANSFORMADA DE ONDÍCULA

En el anexo 2, mostramos los resultados de las pseudo-secciones de tiros virtuales para 6.5 [h] de registro después del segundo filtrado (10-30 [Hz]). Los ejemplos mostrados pertenecen a cada una de las líneas mencionadas anteriormente. Además, se hace la comparación de algunas FV con y sin la aplicación de la Transformada de ondícula.



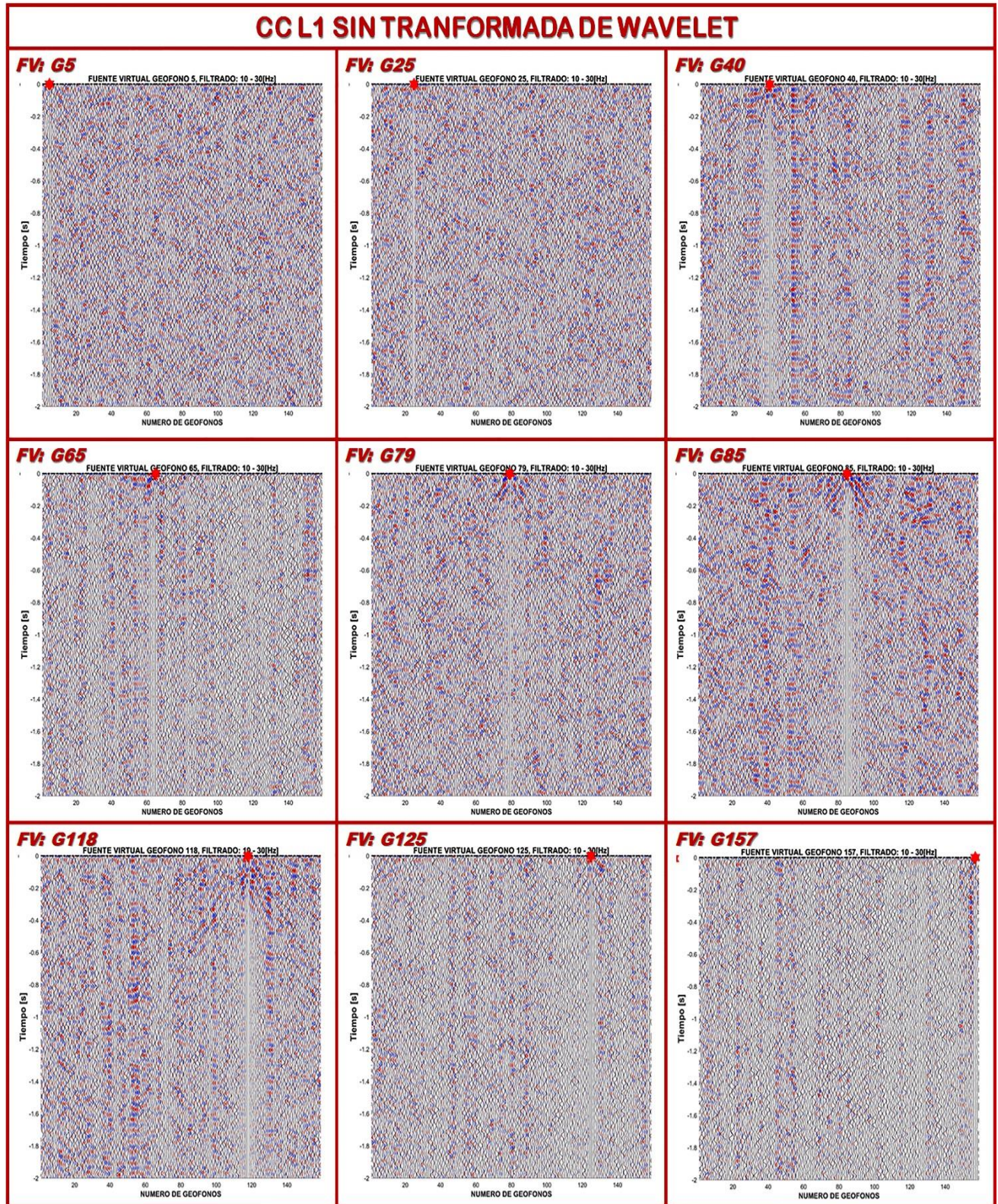


Figura A.2.1. Pseudo-secciones de tiros virtuales para la L1. CC sin la Transformada de ondícula.

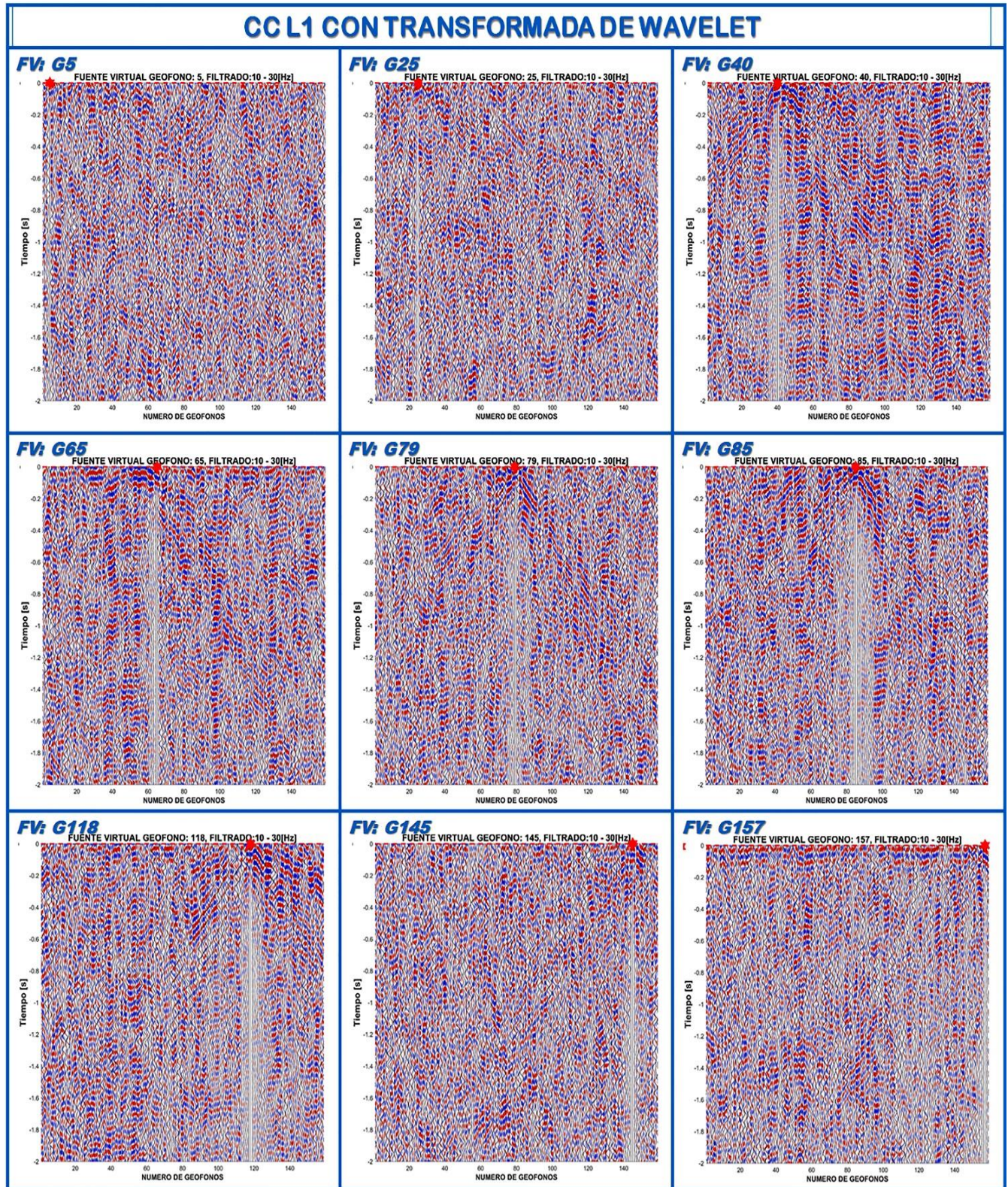


Figura A.2.2. Pseudo-secciones de tiros virtuales para la L1. CC con la Transformada de ondícula.

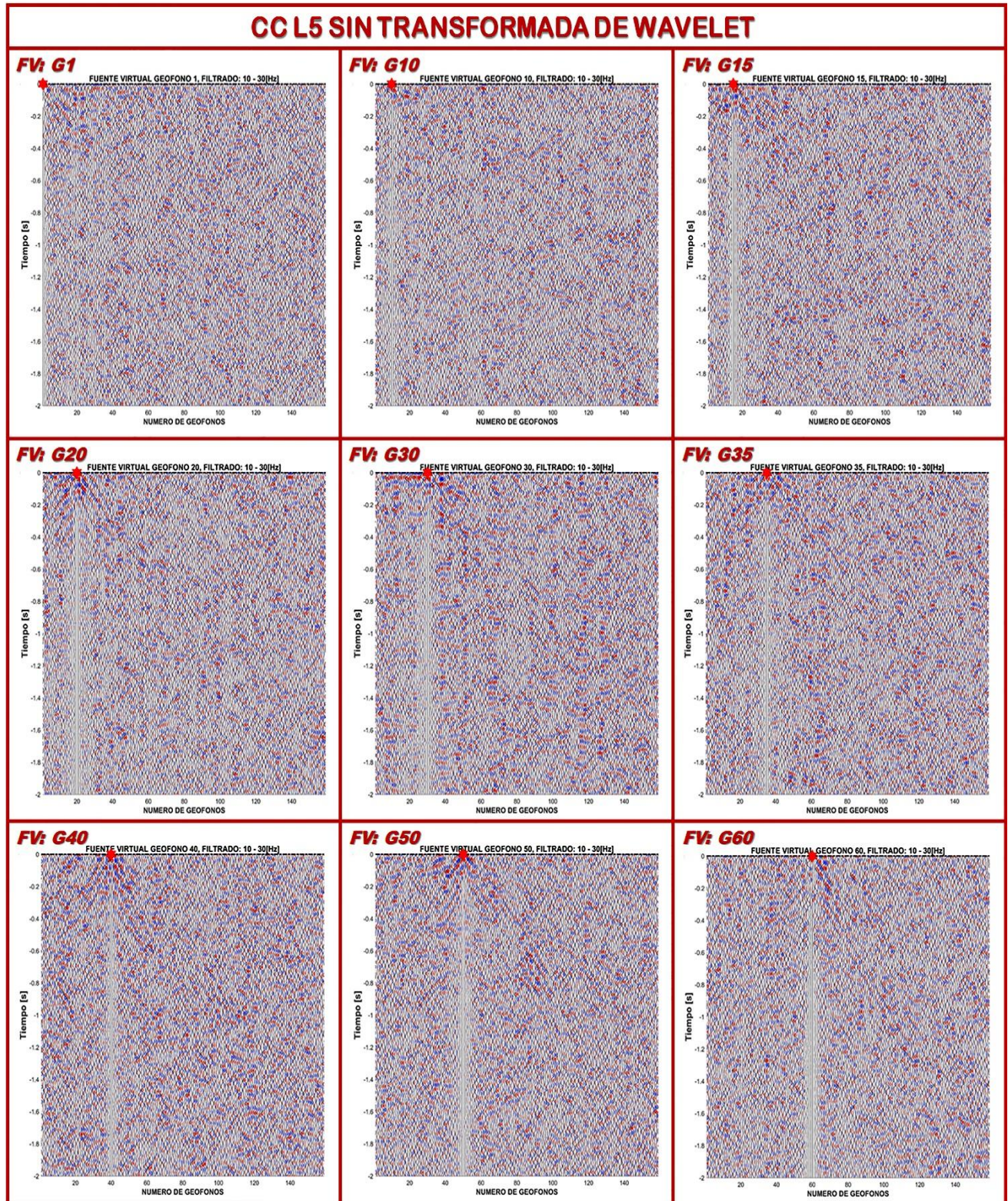


Figura A.2.3. Pseudo-secciones de tiros virtuales para la L5. CC sin la Transformada de ondícula.

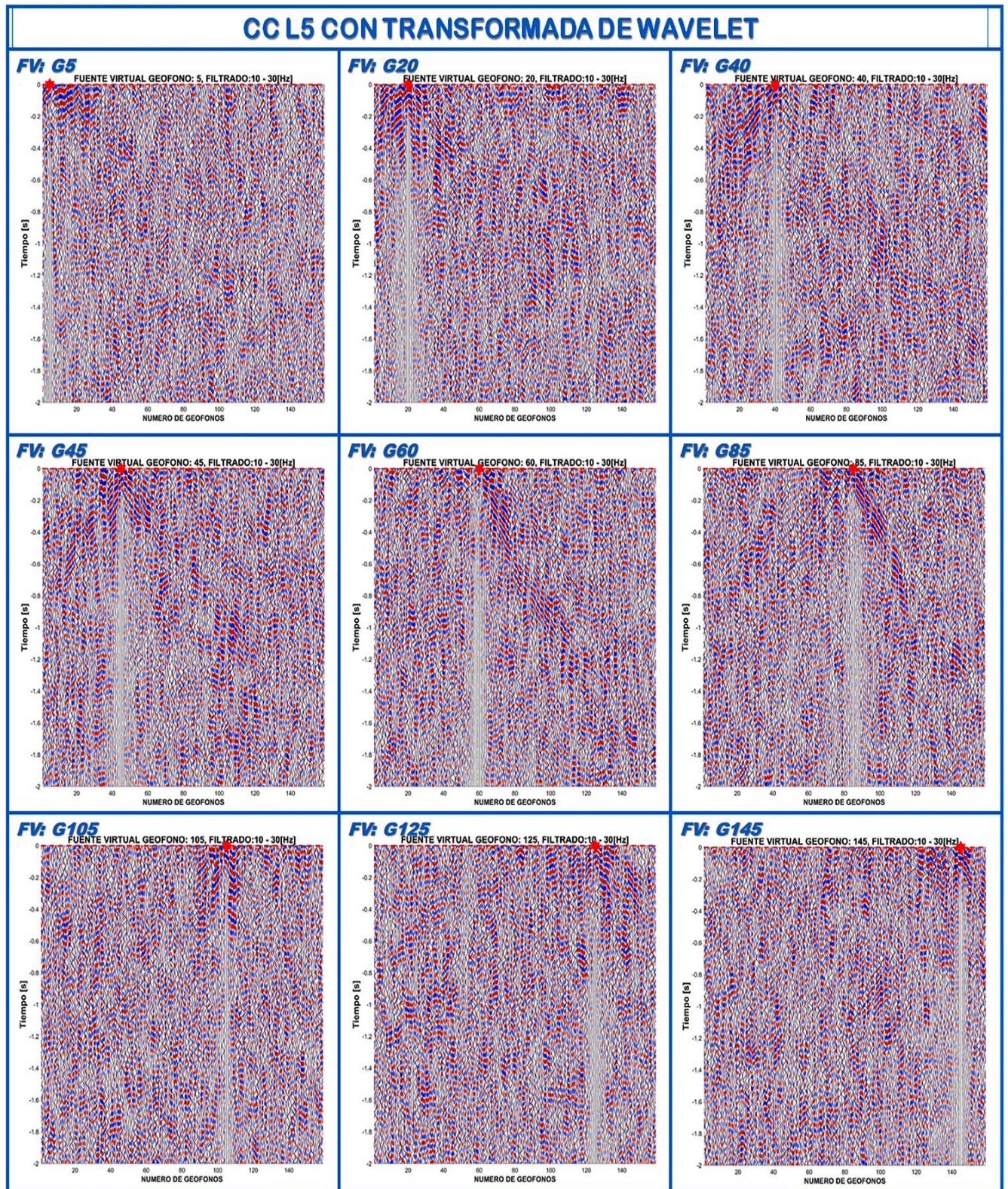


Figura A.2.4. Pseudo-secciones de tiros virtuales para la L5. CC con la Transformada de ondícula.

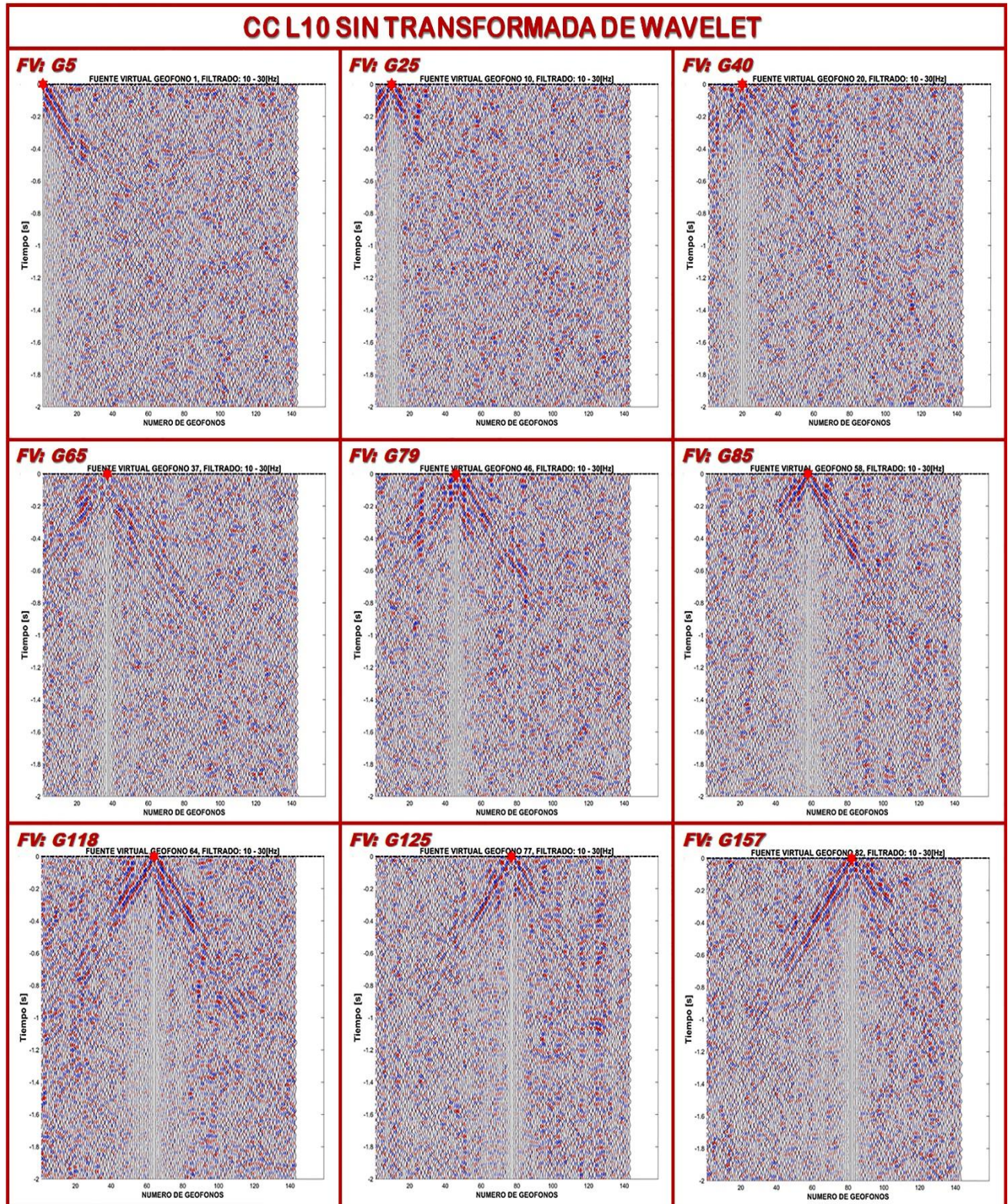


Figura A.2.5. Pseudo-secciones de tiros virtuales para la L10. CC sin la Transformada de ondícula.

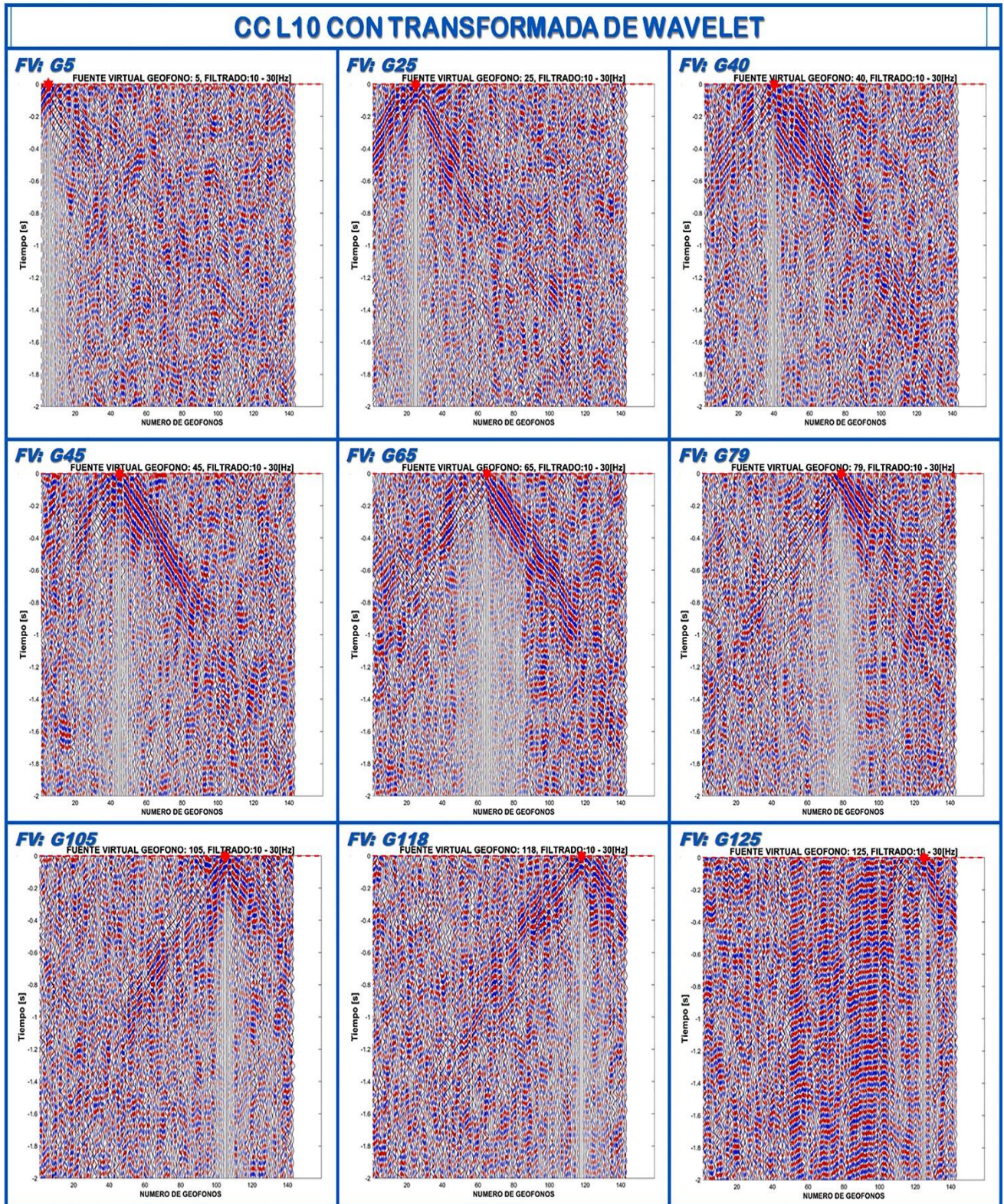


Figura A.2.6. Pseudo-secciones de tiros virtuales para la L10. CC con la Transformada de ondícula.

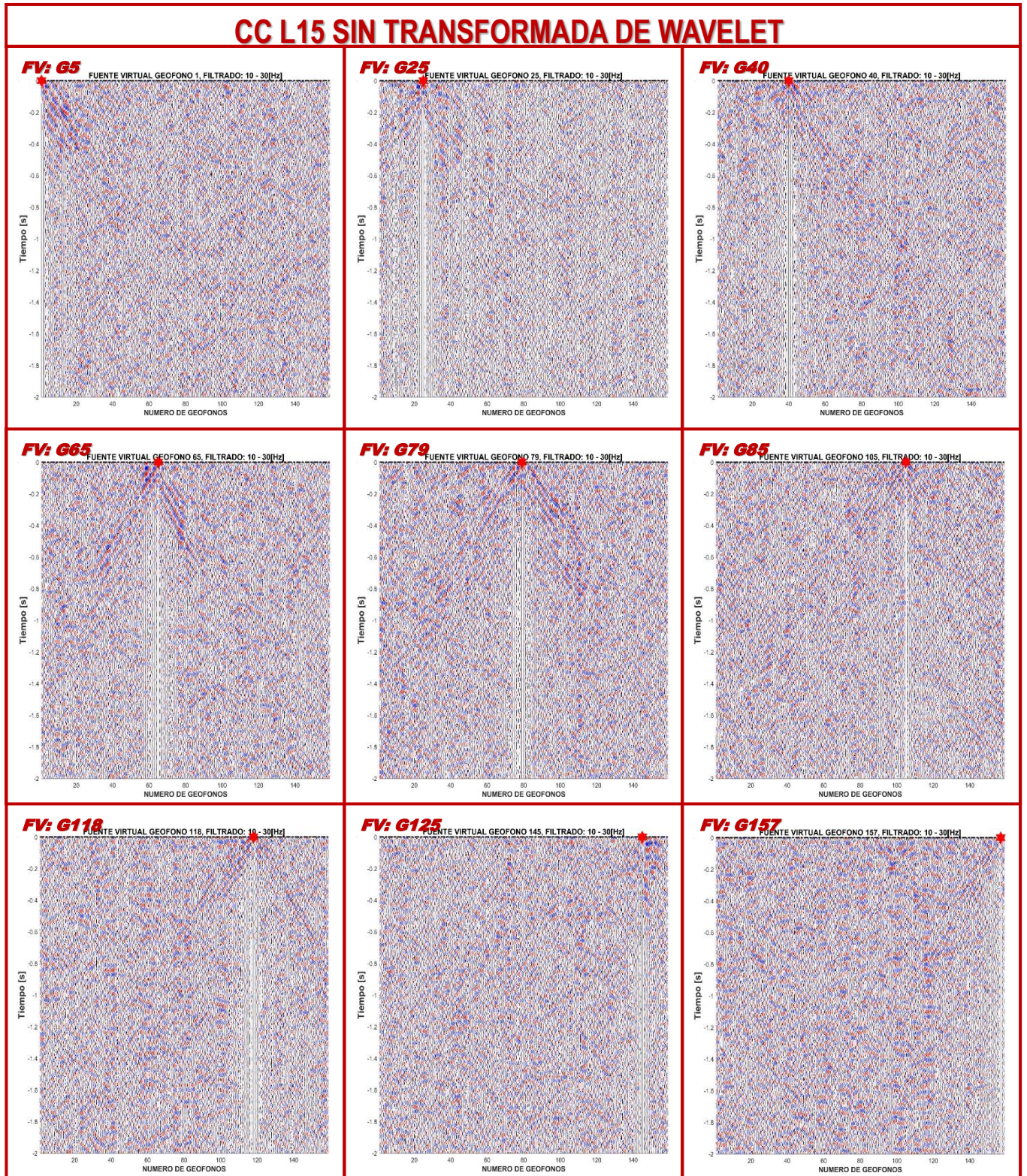


Figura A.2.7. Pseudo-secciones de tiros virtuales para la L15. CC sin la Transformada de ondícula.

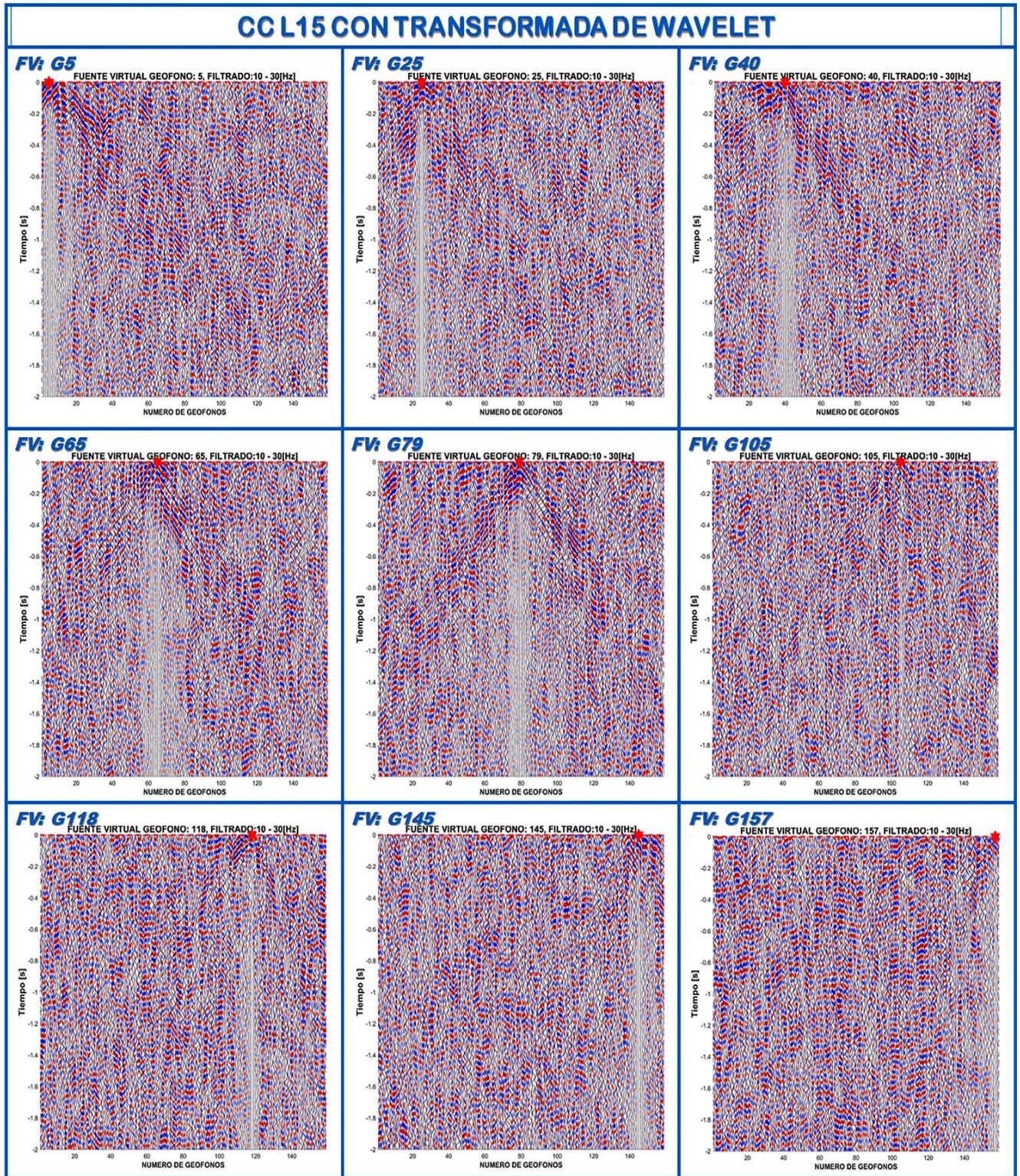


Figura A.2.8. Pseudo-secciones de tiros virtuales para la L15. CC con la Transformada de ondícula.



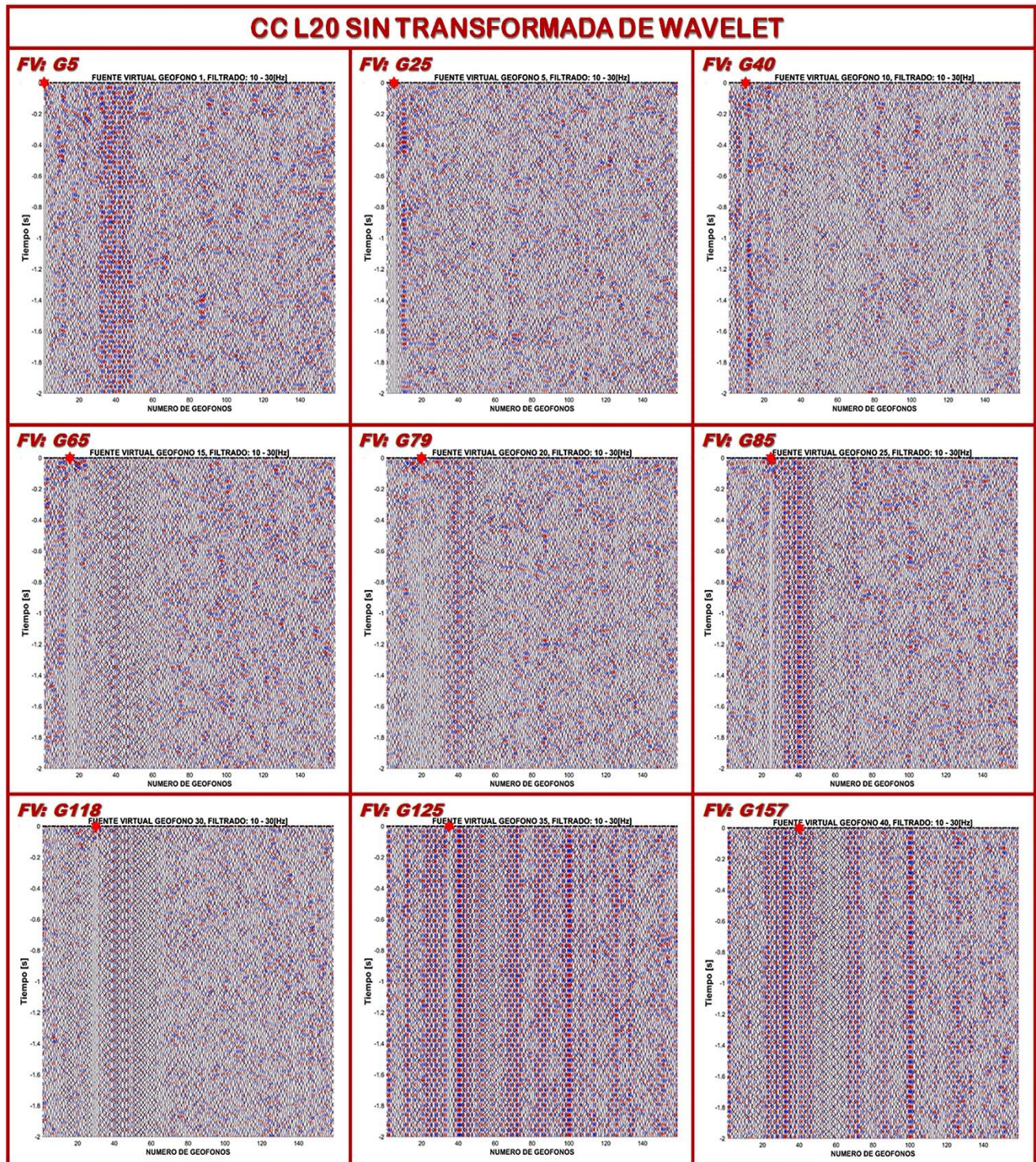


Figura A.2.9. Pseudo-secciones de tiros virtuales para la L20. CC sin la Transformada de ondícula.

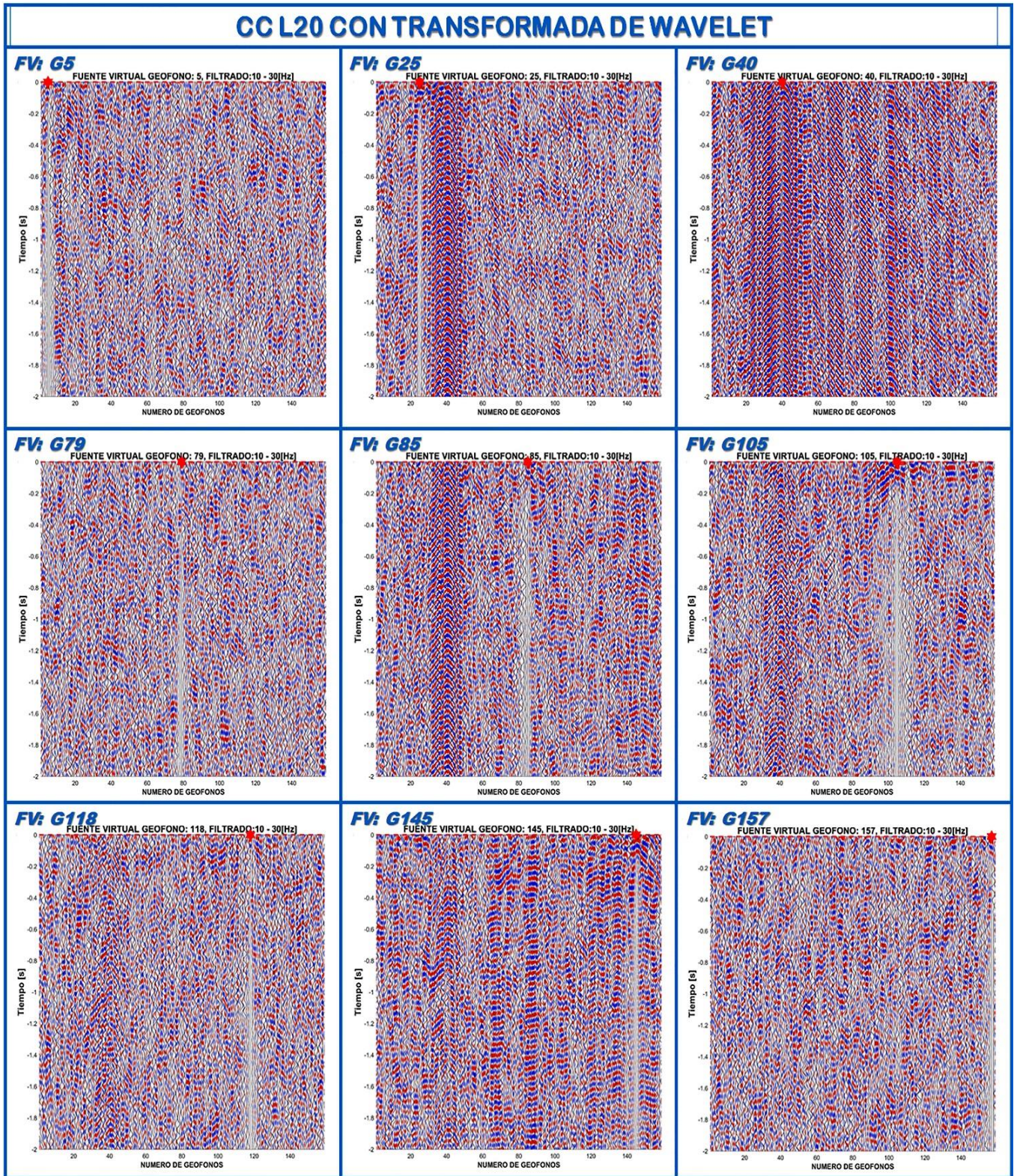


Figura A.2.10. Pseudo-secciones de tiros virtuales para la L20. CC con la Transformada de ondícula

### ANEXO 3. PSEUDO-SECCIONES DE TIROS VIRTUALES PARA COMPONENTES HORIZONTALES DE LA LINEA 1

En el anexo 3, resultados de las pseudo-secciones de tiros virtuales de las componentes horizontales de la L1, para 6.5 [h] de registro después antes y después del segundo filtrado (10-30 [Hz]).

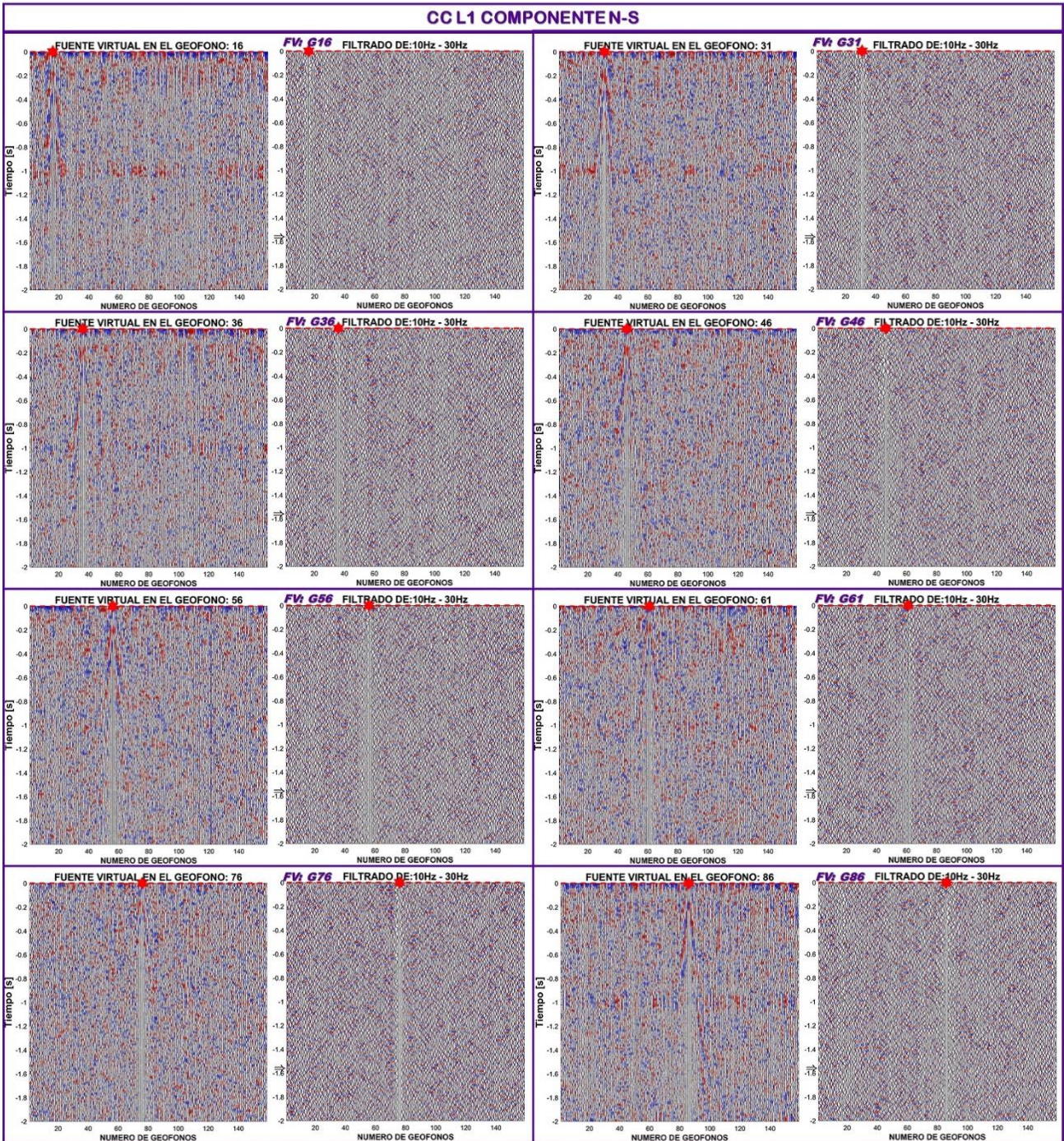
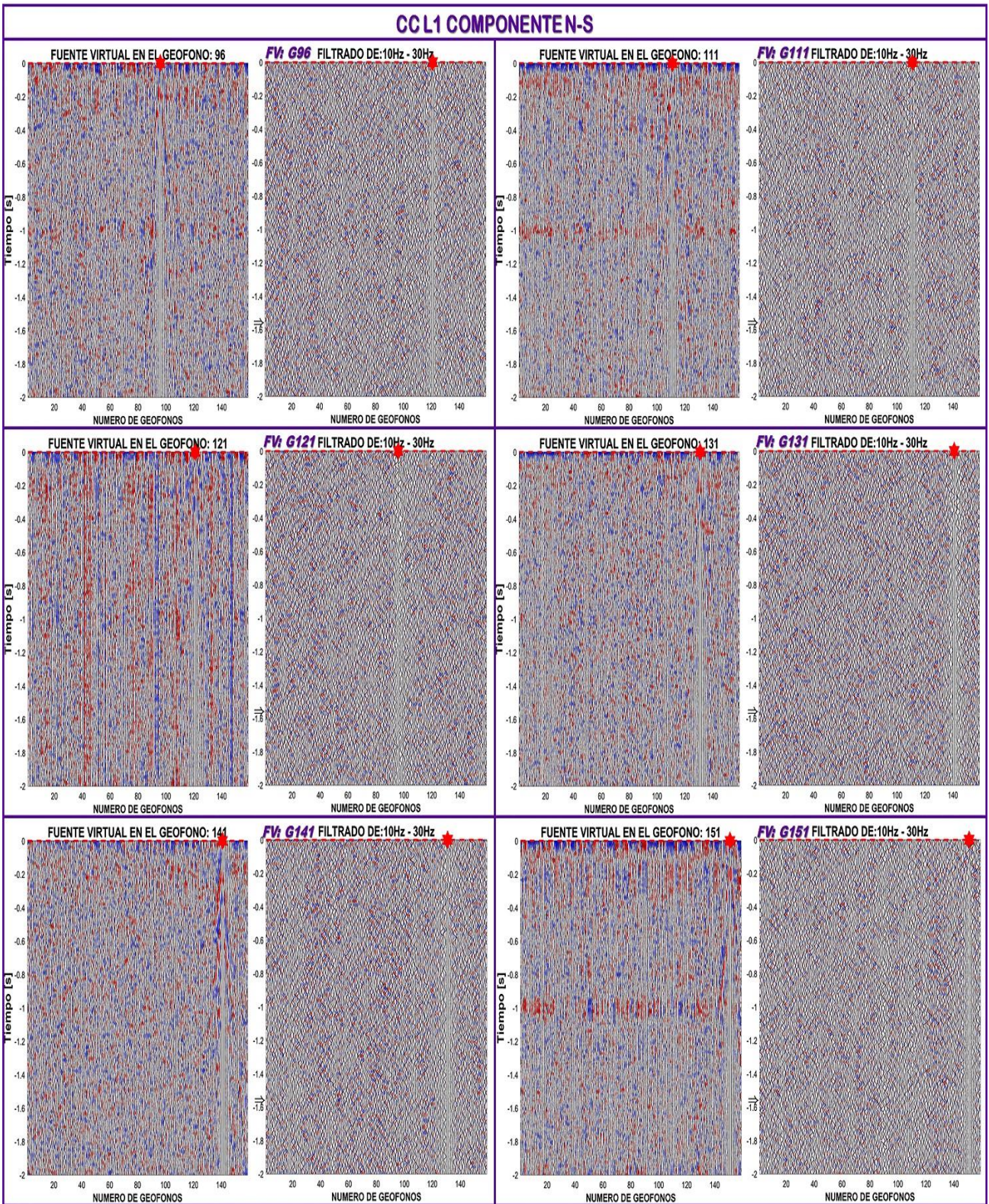


Figura A.3.1. Pseudo-secciones de tiros virtuales para la L1.



**Figura A.3.2. Pseudo-secciones de tiros virtuales para la L1.**

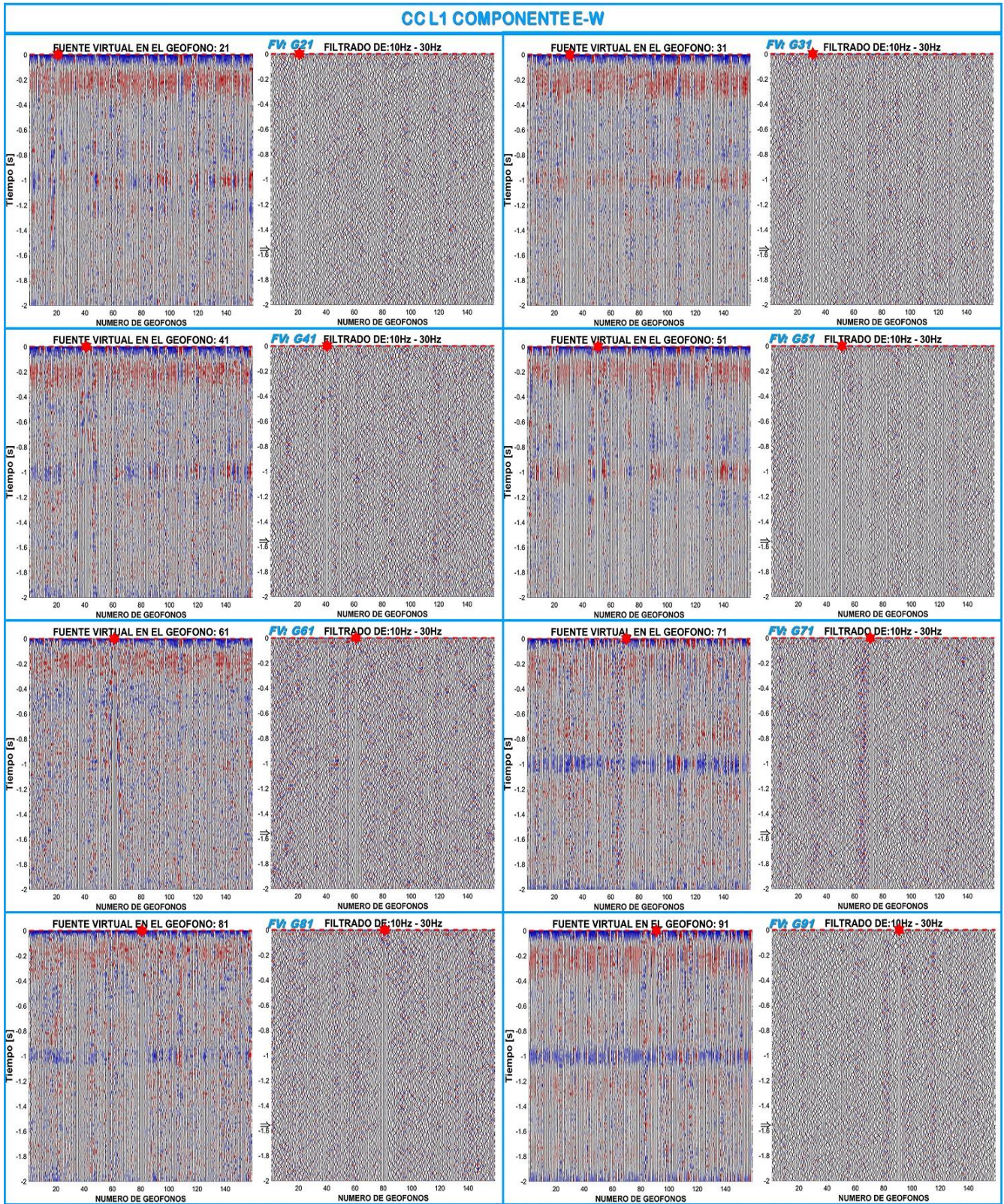


Figura A.3.3. Pseudo-secciones de tiros virtuales para la L1

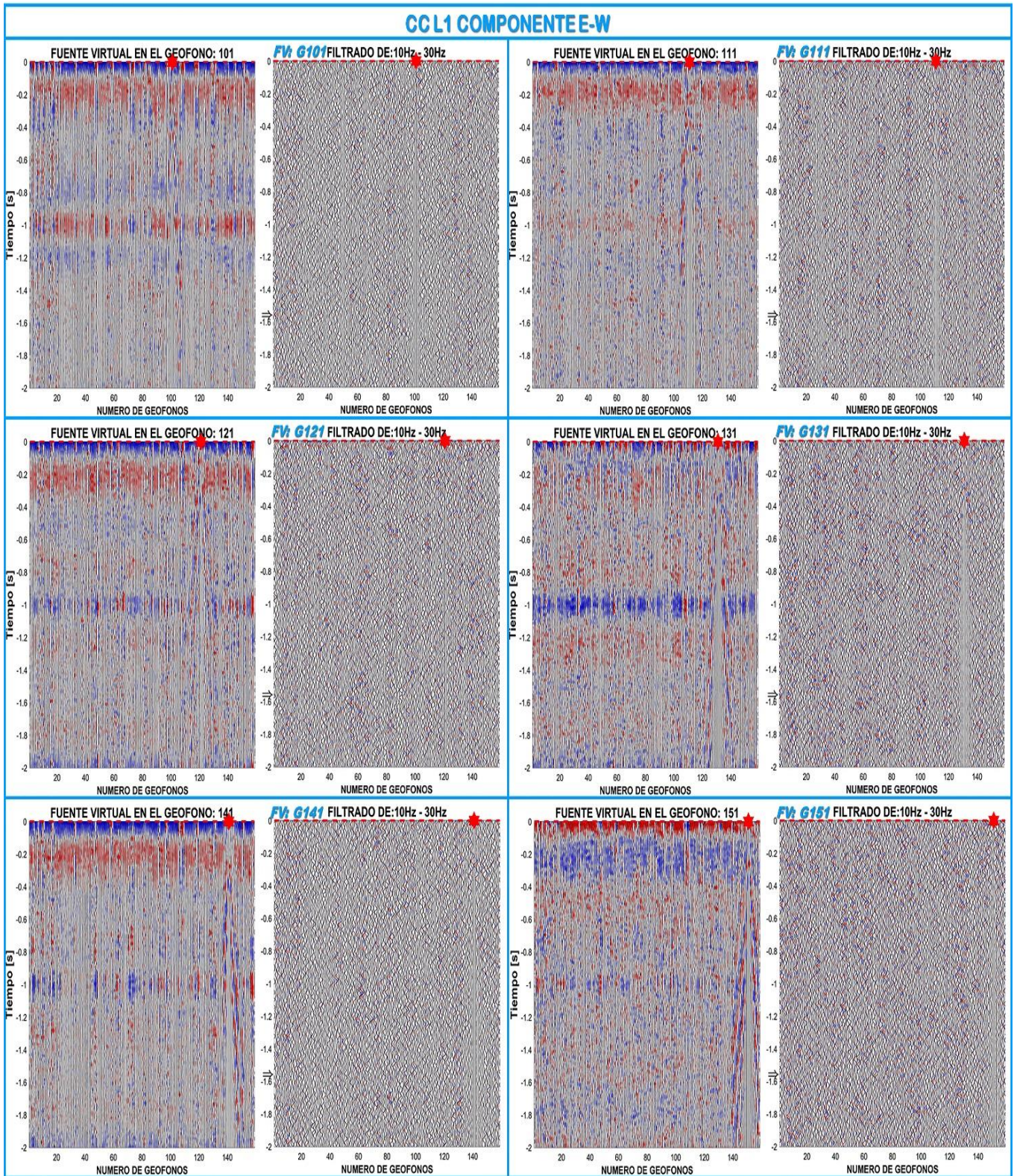


Figura A.3.4. Pseudo-secciones de tiros virtuales para la L1.