

# Modelado y Migración Interferométrica en Configuración VSP: Síntesis de Funciones Virtuales y Reconstrucción de Reflectores

## *Interferometric Migration and Modeling in VSP Configuration: Synthesizing Virtual Functions for Reflector Imaging*

Helizain Pabón <sup>a</sup>; Jorge Enrique Rueda. P <sup>b</sup>; Néstor Alonso Arias Hernández <sup>b</sup>

<sup>a</sup> Maestría en Física, Universidad de Pamplona, Colombia;

<sup>b</sup> Grupo Óptica Moderna, Universidad de Pamplona, Colombia.

Corresponding author: [helizainpl@gmail.com](mailto:helizainpl@gmail.com):

Submitted: 12/05/2025. Accepted: 24/05/2025.

### Resumen

La interferometría sísmica es una técnica que permite reconstruir imágenes del subsuelo mediante la correlación cruzada de trazas sísmicas, aprovechando los principios de interferencia de ondas acústicas que se propagan a través de la Tierra. Esta metodología genera funciones de Green virtuales entre pares de receptores, con las cuales es posible estimar las propiedades elásticas y la morfología de las capas subterráneas. En la exploración de yacimientos, obtener imágenes precisas y de alta resolución es crucial para la interpretación geológica y la toma de decisiones. A diferencia de los métodos sísmicos tradicionales, la interferometría presenta ventajas como la reducción de errores asociados a la difusividad del campo de ondas y al ruido ambiental. En este trabajo, se desarrolla un modelado numérico de migración interferométrica aplicado a estructuras geológicas sintéticas, utilizando una configuración de perfil sísmico vertical (VSP).

**Palabras clave:** Interferometría sísmica; Migración; Correlación.

### Abstract

Seismic interferometry is a technique that reconstructs subsurface images by cross-correlating seismic traces, leveraging the principles of acoustic wave interference propagating through the Earth. This approach generates virtual Green's functions between pairs of receivers, enabling the estimation of elastic properties and the morphology of subsurface layers. In reservoir exploration, obtaining high-resolution and accurate images is essential for geological interpretation and decision-making. Unlike traditional seismic methods, interferometry offers advantages such as reduced sensitivity to wavefield diffusivity and environmental noise. In this study, we present a numerical modeling of interferometric migration applied to synthetic geological structures, using a vertical seismic profile (VSP) configuration.

**Keywords:** Seismic interferometry; Migration; Correlation.

## 1. Introducción

La interferometría sísmica es una técnica que permite obtener información sobre las propiedades elásticas y morfología de la tierra, a través de la correlación cruzada de trazas sísmicas de las ondas acústicas que viajan en el subsuelo [1, 11]. El pionero en este campo fue Claerbout quien propuso que, al obtener una función de Green en superficie se podía conseguir información característica de un medio acústico estratificado. Posteriormente, se comprobó para medios unidimensionales a partir de datos sintéticos, registros sismológicos, perfiles sísmicos verticales VSP sintéticos y, posteriormente en datos tridimensionales [1]. Luego Claerbout también postuló la posibilidad de generar sismogramas que reubicaban de forma virtual las fuentes sísmicas en las posiciones donde originalmente se encontraban

receptores, proceso que actualmente se conoce como *redataming*.

Trabajos posteriores como los de Rickett y Claerbout [3], lograron obtener sismogramas virtuales, incluso en aplicaciones astrofísicas, como en la superficie solar [2,3]. Mas adelante, Schuster amplió el concepto de interferometría sísmica, definiéndola como cualquier algoritmo que permita invertir los datos sísmicos correlacionados con el fin de recuperar la reflectividad o distribución de fuentes [4,5]. La interferometría sísmica ha sido aplicada en diversos contextos, tales como: la obtención de imágenes en configuraciones de fuente desconocida, la migración de datos sísmicos en superficie, el análisis de onda convertidas (de P a S), la extracción de información superficial en la coda sísmica para estudiar cambios temporales, variaciones en desplazamientos de la fuente o cambios en la velocidad de la onda [6].

En 2002, Wapenaar et al. establecieron las bases matemáticas para la interferometría sísmica [7, 11], introduciendo la ecuación de reciprocidad de tipo correlativo, reconocida actualmente como la base teórica de todos los métodos de reubicación de fuentes virtuales y sus aplicaciones [7,8] La interferometría sísmica es una metodología aún en desarrollo, pero, con un enorme potencial. Permite obtener imágenes del subsuelo a partir de fuentes controladas en profundidad, con resultados comparables a los obtenidos en sísmica de superficie. En este trabajo, se presenta el modelado numérico de estructuras geológicas sintéticas, en configuración de perfil sísmico vertical (VSP), generando imágenes que reconstruyen la morfología de las interfaces del subsuelo.

**2. Análisis 1d de la interferometría de onda directa.**

La situación más elemental de la interferometría sísmica se presenta para el caso unidimensional de una onda directa propagándose en un medio acústico no atenuante. En la configuración ilustrada en la Fig. 1, una fuente sísmica ubicada en  $x_S$  genera una señal cuya respuesta es registrada por dos receptores A y B, localizados en  $x_A$  y  $x_B$  respectivamente. Las trazas correspondientes, asociadas a los tiempos de arribo  $t_A$  y  $t_B$ , con  $t_A < t_B$ , se correlacionan cruzadamente, generando un registro con un tiempo de viaje equivalente a  $t_B - t_A$ . Este valor corresponde al tiempo que tomará la señal si la fuente estuviera en  $x_A$ , lo que permite obtener la respuesta sísmica como si la fuente se reubicado virtualmente en esa posición [8].

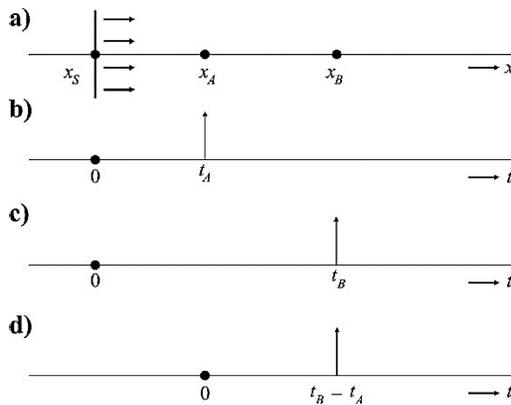


Figura 1. Respuestas sísmicas de onda directa en dos receptores A y B Fuente: [8].

En la Fig. 2 se presenta la correlación cruzada entre dos trazas sintéticas obtenidas a partir de una configuración análoga a la mostrada en la Fig.1. Este resultado corresponde a una reubicación virtual (redatuming) de la fuente, lograda mediante el proceso de correlación cruzada, que permite sintetizar la respuesta sísmica que se obtendría si una fuente estuviera ubicada en  $x_A$  y un receptor en  $x_B$ . Esta técnica, propia de la interferometría sísmica, simula la propagación de una onda desde una fuente virtual en  $x_A$  hacia el punto  $x_B$ .

**3. Análisis 2D y 3D de la interferometría de onda directa**

La discusión sobre interferometría puede extenderse a configuraciones multidimensionales con múltiples fuentes. Como ejemplo representativo, se analiza un escenario en el que dos receptores se encuentran ubicados sobre el eje horizontal en un medio isotrópico y no dispersivo, rodeados por un anillo de fuentes puntuales. Los registros en ambos receptores indican que las ondas directas que arriban con menor tiempo provienen de aquellas fuentes más cercanas al eje horizontal donde están instalados los receptores. Esta región se conoce como zona de Fresnel, y es precisamente la que más contribuye a la correlación cruzada [8].

A partir de este comportamiento, se concluye que, en cualquier configuración compleja con múltiples fuentes distribuidas alrededor de dos estaciones receptoras, la respuesta interferométrica se ve dominada por las fuentes ubicadas dentro o cerca de la zona de Fresnel, o bien próximas a la línea inter-estacional que conecta ambos receptores. Estas fuentes son las que tienen mayor peso en el resultado interferométrico.

La misma lógica se extiende al caso tridimensional, con la diferencia que la zona de Fresnel adquiere una geometría volumétrica que contiene a los dos receptores, manteniéndose simétrica respecto a la línea inter-estacional [8].

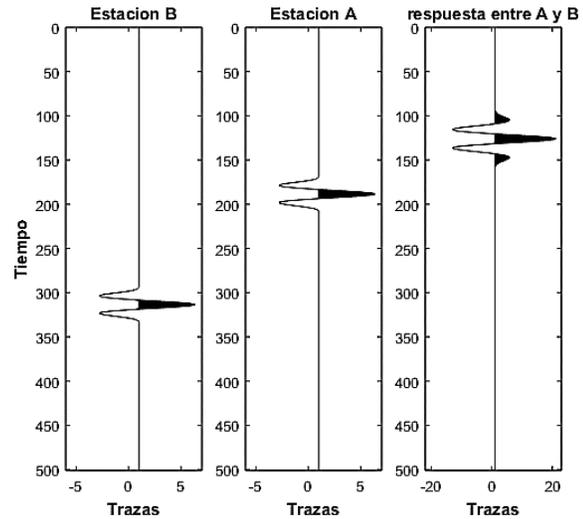


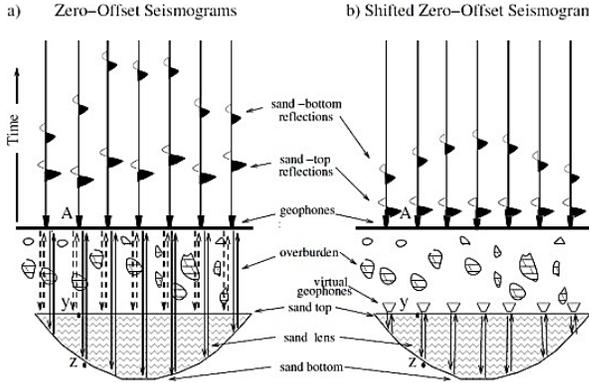
Figure 2. De izquierda a derecha: registro de onda directa en el receptor B, en el receptor A y respuesta interferométrica entre los receptores A y B. Fuente: [8].

**4. Análisis 1d de la interferometría de onda Reflejada**

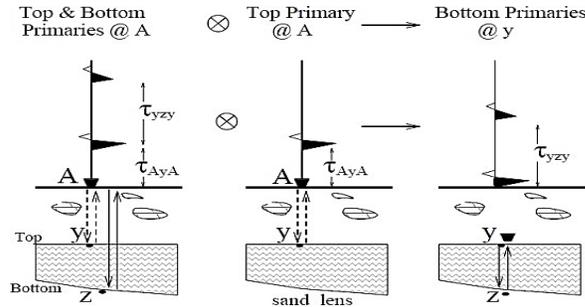
Para ilustrar el caso unidimensional de la interferometría de onda reflejada, se considera una lente de arena subyacente a una sobrecarga geológica compleja. Las trazas sísmicas se registran en una configuración de desplazamiento nulo (zero-offset), es decir, con la fuente y el geófono en la misma ubicación. Se asume un modelo de propagación acústica de onda unidimensional (1D) a lo largo de la dirección vertical (Fig. 3).

Cada traza sísmica contiene dos eventos reflejados: el primero proviene de la parte superior de la lente y que se registra con un tiempo de viaje  $t_{AyA}$ , el segundo corresponde a una

reflexión desde la base de la lente y se registra posteriormente, con tiempo  $\tau_{AZA}$ . Debido a las variaciones laterales de velocidad introducidas por la sobrecarga inhomogénea del medio, los sismogramas resultan distorsionados y presentan diferencias de una traza a otra.



**Figure 3.** a) Sismogramas de reflexión con zero-offset (con la fuente y el geófono en la misma posición) de una lente de arena bajo una sobrecarga inhomogénea, que genera variaciones temporales en cada traza. b) Sismogramas de reflexión con zero-offset desplazados en el tiempo de viaje hasta la parte superior de la lente de arena, eliminando así la sobrecarga estática. Fuente: [1].



**Figura 4:** El desplazamiento temporal de la traza de reflexión a la izquierda por  $\tau_{AyA}$  produce la traza en la extrema derecha. Este desplazamiento desplazado en el tiempo es cinemáticamente equivalente al grabado por un receptor (y una fuente) enterrado a la profundidad y. La operación de desplazamiento de tiempo es aproximadamente la misma que una correlación de las trazas de la izquierda y del medio. Fuente: [1]

Para formalizar este proceso, se considera una de las trazas del sismograma (Fig. 4 izquierda), generada por una fuente impulsiva modelada como delta de Dirac  $\delta(t)$ . La traza resultante puede ser expresada como:

$$d(\mathbf{A}, t | \mathbf{A}, 0) = \delta(t - \tau_{AyA}) + \delta(t - \tau_{AZA}) \quad (1)$$

El coeficiente de reflexión se asume como la unidad y la onda directa es silenciada. La notación  $d(\mathbf{A}, t | \mathbf{A}, 0)$  indica las coordenadas del receptor a la izquierda de la barra vertical y las de la fuente a la derecha, ambos ubicados por el vector posición  $\mathbf{A}$  y que la fuente activada en  $t = 0$ .

Al realizar la autocorrelación de la Ec. (1), y calculando su transformada de Fourier, se obtiene:

$$\begin{aligned} \frac{1}{2\pi} \mathcal{F}\{d(\mathbf{A}, t | \mathbf{A}, 0) \otimes d(\mathbf{A}, t | \mathbf{A}, 0)\} &= D(\mathbf{A}|\mathbf{A})D(\mathbf{A}|\mathbf{A})^* \\ &= |e^{i\omega\tau_{AyA}} + e^{i\omega\tau_{AZA}}| = 2 + 2 \cos(\omega\tau_{zyz}) \end{aligned} \quad (2)$$

Donde  $D(\mathbf{A}|\mathbf{A})$  es la transformada de Fourier de la traza en la Ec. (1), \* indica complejo conjugado,  $\tau_{zyz} = 2|z - y|/v$  es el tiempo de viaje de ida y vuelta del punto z y al punto z, v es la velocidad de las ondas P en la arena y  $|z - y|$  es el grosor de la lente. La Ec. (2) representa el interferograma obtenido con la fuente y el receptor sobre el objetivo en y, que solo depende del tiempo de viaje a través del lente de arena  $\tau_{zyz}$ , lo que significa que este interferograma es sensible a cualquier cambio en la morfología del objetivo y brinda información de sus características [1].

A través de este procedimiento, se logra una reubicación virtual (*redatuming*), de las fuentes y los receptores a una posición justo arriba de la lente, eliminando la sobrecarga estática (Fig. 3 derecha y Fig. 4 derecha). En algunos aplicaciones reales, es conveniente colocar las fuentes a profundidad con el objetivo de aumentar el acople de energía de la explosión y el medio. Para el caso de N fuentes enterradas con profundidades  $Z_A$ , se tiene:

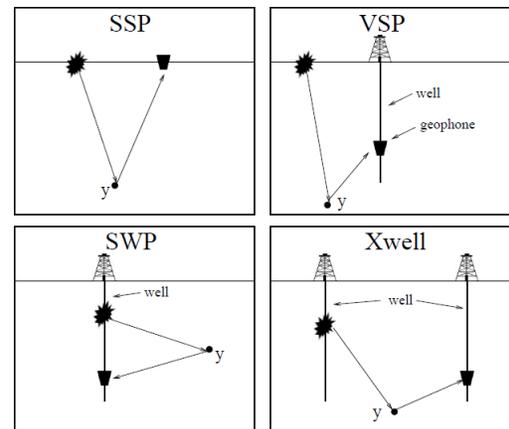
$$\Phi(\mathbf{B}|\mathbf{A}) = \sum_{Z_A} D(\mathbf{B}|\mathbf{A})D(\mathbf{B}|\mathbf{A})^* \quad (3)$$

Donde  $\mathbf{A} = (x_A, y_A, Z_A)$  es el vector posición de la fuente y  $\mathbf{B} = (x_B, y_B, 0)$  es la posición del receptor justo arriba de la fuente.

La función de correlación de la Ec. (3), se interpreta como los datos de reubicación virtual de la transformada de Fourier de:

$$\phi(\mathbf{B}, t|\mathbf{A}) = N \left[ \underbrace{2\pi\delta(t + \tau_{zyz})}_{\text{Acausal}} + \underbrace{4\pi\delta(t) + 2\pi\delta(t - \tau_{zyz})}_{\text{Causal}} \right] \quad (4)$$

Aquí, la parte causal del resultado representa los datos grabados por una fuente y un receptor justo arriba del cuerpo objetivo. Estos datos pueden ser utilizados para obtener la imagen de reflectividad del subsuelo por medio de migración sísmica [1].

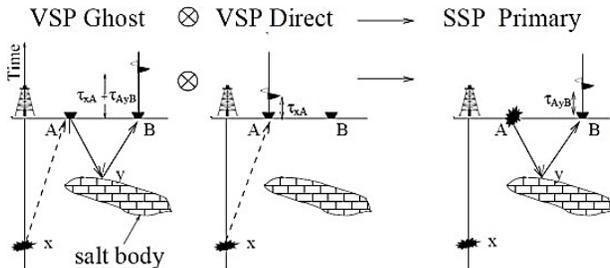


**Figura 5.** Configuraciones fuente-receptor para cuatro experimentos diferentes. SSP: perfil sísmico superficial. VSP: perfil sísmico vertical. SWP: perfil sísmico de pozo simple. Xwell: perfil sísmico de pozos cruzados. Las estrellas representan fuentes, y representa un punto reflector y la torre indica la superficie del pozo. Fuente: [1].

**5. Análisis multidimensional de la interferometría de onda reflejada**

En el caso de la interferometría de onda reflejada 1D, se asumía la fuente y el receptor en una misma ubicación, configuración a zero-offset. Para el caso multidimensional de la interferometría de onda reflejada, se asumen modelos más realistas en los que los receptores se encuentran a distancia del receptor, por lo que la trayectoria de las ondas sísmicas para este caso viaja en dos o tres dimensiones. Algunas configuraciones de fuente-receptor son mostradas en la Fig. 5.

Como ejemplo se estudia la configuración mostrada en la Fig. 6, donde se realiza una transformación de datos VSP fantasma, (Un reflejo fantasma es una llegada desde el subsuelo que también se refleja en la superficie libre de la tierra), a datos SSP primarios (Una reflexión primaria es aquella en la que una onda viaja hacia abajo hasta el reflector y regresa al receptor sólo una vez).



**Figura 6.** La correlación de una reflexión fantasma en B con una llegada directa a A seguida de suma sobre las ubicaciones de fuente en x produce el perfil de perfil sísmico de superficie (SSP) en la derecha  $d(\mathbf{B}, t | \mathbf{A}, 0)$ . Fuente: [1].

La correlación de la llegada directa  $d(\mathbf{A}, t|x, 0)$  en A con la llegada fantasma  $d(\mathbf{B}, t|x, 0)^{ghost}$  en B, cancela el tiempo de viaje a lo largo de la trayectoria común  $x\mathbf{A}$  y reubica de forma virtual la fuente y el receptor sobre la superficie. Esto lleva a una mejor iluminación de una mayor porción de tierra en comparación a la configuración normal de VSP donde tanto la fuente como el receptor están confinados al pozo. En el ejemplo, se elige convenientemente la posición de la fuente en x, (posición de fuente estacionaria), por lo que la trayectoria  $x\mathbf{A}$  coincide en ambos rayos y para asegurar que esta posición sea encontrada, se realiza una suma de los registros correlacionados sobre todas las posibles posiciones de la fuente

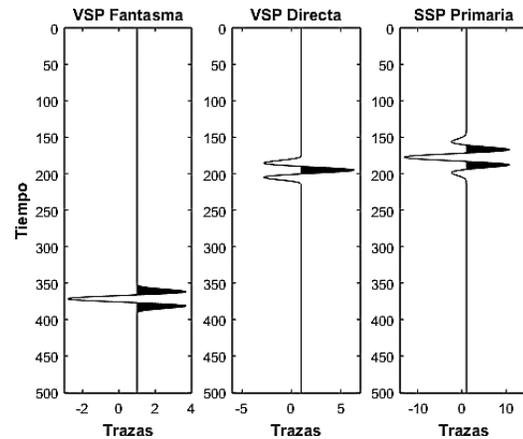
$$d(\mathbf{B}, t|\mathbf{A}, 0) = \sum_{x \in S_{well}} d(\mathbf{A}, t|x, 0) \otimes d(\mathbf{B}, t|x, 0)^{ghost} \quad (5)$$

Si la apertura de fuente-receptor es suficientemente grande, se asegura una correcta transformación de los datos de la Fig. 6,

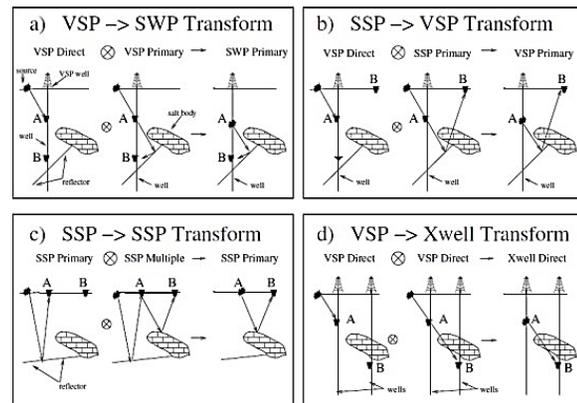
y las llegadas que se encuentran fuera de fase tienden a desaparecer una vez sumadas [1].

En la Fig. 7 se muestra la transformación de una traza de VSP fantasma a SSP primaria realizada con datos sintéticos, donde se observa la corrección estática correspondiente al proceso de correlación cruzada que reubica virtualmente la posición de la fuente de x a A.

La aproximación establecida en la Ec. (5) para transformar datos de VSP fantasma a SSP primarios, se puede extender a otras transformaciones. Los diagramas de rayos en la Fig. 8, muestran las transformaciones de a) datos de perfil sísmico vertical VSP a datos de perfil de pozo simple SWP, b) datos de perfil sísmico superficial SSP a datos de perfil sísmico vertical VSP, c) datos de perfil sísmico superficial SSP de reflexión primaria a SSP, y d) de datos VSP a datos de perfil de pozos cruzados. Al correlacionar las trazas obtenidas en los receptores A y B y sumar este resultado sobre las ubicaciones de la fuente, conducen a unas trazas con la configuración fuente-receptor reubicadas virtualmente más cerca del objetivo.



**Figura 7.** Transformación de una traza VSP fantasma a una traza SSP primaria. Fuente: [1]



**Figura 8.** Ejemplos de diferentes transformaciones de datos sísmicos. Fuente: [1].

La ecuación de reciprocidad del tipo correlativo es la ecuación fundamental de la interferometría sísmica y es utilizada

para realizar las transformaciones entre los diferentes tipos de datos:

$$G(\mathbf{B}|\mathbf{A}) - G(\mathbf{A}|\mathbf{B})^* = \int_S \left[ G(\mathbf{x}|\mathbf{B})^* \frac{\partial G(\mathbf{x}|\mathbf{A})}{\partial n_x} - G(\mathbf{x}|\mathbf{A}) \frac{\partial G(\mathbf{x}|\mathbf{B})^*}{\partial n_x} \right] d^2x \quad (6)$$

La Ec. (6), está constituida por funciones de Green causales y anticausales con la que se realiza la reconstrucción de la reflectividad del medio a través del proceso de migración. Predice un evento de trayectoria de rayo de longitud intermedia a partir de otros dos eventos, uno de trayectoria más larga y otro de trayectoria más corta. La longitud de rayo de trayectoria común para ambos eventos es eliminada por el proceso de suma de trazas correlacionadas por lo que se eliminan los efectos de propagación de partes no interesantes del medio, lo cual se puede interpretar como una reubicación virtual de las trazas más cerca al cuerpo objetivo, o como estimar las funciones de Green del interior de las exteriores. Las configuraciones de fuente y receptores con redatuming pueden conducir a una mejor resolución de la imagen y evitar los efectos distorsionadores del medio lejos del objetivo. Al conectar los datos reubicados virtualmente en la fórmula de migración estándar se obtiene la fórmula de imágenes interferométricas, también conocida como migración interferométrica [1].

## 6. Migración Interferométrica

La ubicación temporal o espacial de las reflexiones presentes en un perfil sísmico dado no corresponde con la posición real de los horizontes en el subsuelo. Para obtener una imagen migrada se debe realizar un proceso de inversión de los datos en el que se realizan ajustes temporales y espaciales a las reflexiones en cada traza de acuerdo a tiempos de viaje previamente establecidos por modelamiento [9].

La migración interferométrica o imagen sísmica interferométrica es definida como cualquier algoritmo que invierta datos sísmicos correlacionados para la reflectividad del subsuelo. La migración de correlación cruzada es similar a la migración estándar en que una condición de imagen es aplicada para retro-proyectar datos, excepto que en la interferometría sísmica los datos de entrada son croscorelogramas.

Para entender la mecánica detrás de la migración sísmica se plantea la siguiente relación lineal entre la imagen y los datos originales:

$$\mathbf{d} = \mathbf{Lm} \quad (7)$$

En este esquema de modelamiento directo,  $\mathbf{d}$  representa las trazas de una sección sísmica,  $\mathbf{m}$  el modelo de reflectividad asociado al medio y  $\mathbf{L}$  un operador de modelamiento directo, todos en el dominio de la frecuencia.

Las funciones en el espacio de los datos  $\mathbf{d}$  corren sobre las coordenadas de cada par fuente-receptor (i.e. punto común medio CMP o punto común en profundidad CDP). Las funciones

pertenecientes al espacio  $\mathbf{m}$  se mueven sobre puntos de reflectividad  $\mathbf{x}$  en un modelo. El operador de mapeo  $\mathbf{L}$  transforma unas funciones en las otras. La inversión exacta del sistema planteado para la obtención de la matriz  $\mathbf{m}$  requiere una capacidad computacional elevada, por lo que es mejor aproximarla usando la matriz adjunta del operador de modelamiento directo  $\tilde{\mathbf{L}}$

$$\mathbf{m} = \tilde{\mathbf{L}}\mathbf{d} \quad (8)$$

Para un punto de imagen, la expresión anterior se representa de manera integral como:

$$m(\mathbf{x}) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{\mathbf{g}} \int_{\mathbf{s}} \omega^2 [G_0(\mathbf{g}|\mathbf{x})^* D(\mathbf{g}|\mathbf{s})] G_0(\mathbf{x}|\mathbf{s})^* d^2s d^2\mathbf{g} d\omega \quad (9)$$

Las funciones de Green  $G_0(\mathbf{g}|\mathbf{x})^*$  y  $G_0(\mathbf{x}|\mathbf{s})^*$  en la integral cumplen el papel de extrapoladores respecto a fuentes y receptores para las reflexiones presentes en  $D(\mathbf{g}|\mathbf{s})$ , estos son las responsable del reposicionamiento de las trazas [9].

En la migración estándar,  $D(\mathbf{g}|\mathbf{s})$  representa los datos dispersos actuales después de silenciar la onda directa. Además, las funciones Green  $G(\mathbf{x}|\mathbf{s})$  y  $G(\mathbf{x}|\mathbf{g})$  se calculan mediante un procedimiento basado en modelos como trazado de rayos para la migración por apilado de difracciones o mediante una solución aproximada de la ecuación de onda por diferencias finitas. Esto contiene imprecisiones que llevan a errores en la función de Green, los cuales se manifiestan como imágenes de migración desenfocadas. Para evitar el desenfoque de la imagen, la migración interferométrica utiliza los datos naturales para reemplazar total o parcialmente las funciones de Green en la Ec. (9). De esta forma, el modelo de velocidad no es necesario y se evitan los errores de desenfoque. Otro tipo de migración interferométrica se obtiene reubicando virtualmente primero los datos brutos  $D(\mathbf{g}|\mathbf{s})$  interferométricamente, a un nuevo datum de grabación más cercano al objetivo. Ahora, la energía de reflexión grabada no necesita migrar muy lejos para alcanzar el objetivo, por lo que se puede usar una función de Green basada en un modelo sin inducir errores de desenfoque severos [1].

La aproximación interferométrica para migración por apilado de difracciones, se consigue con la ecuación de migración interferométrica:

$$m(\mathbf{x}) = - \sum_i \sum_j \ddot{g}(i, j, \tau_{ix} + \tau_{xj}) \quad (11)$$

Donde  $\ddot{g}$  es segunda derivada de la función de reflectividad respecto al tiempo y  $r^{refl} = r_{ix} + r_{xj}$  es el tiempo de viaje (Henry Arenas, 2013).

$$\tau^{refl} = \left[ \sqrt{(x_i - x)^2 + (z_j - z)^2} + \sqrt{(x_j - x)^2 + (z_i - z)^2} \right] / v \quad (12)$$

## 7. Metodología

El primer modelo analizado es la de migración interferométrica de ecuación de onda bidimensional de múltiplos de VSP. En la Fig. 9 se muestra el modelo sintético de 7 depósitos, donde hay 600 disparos uniformemente distribuidos sobre la superficie, y 12 geófonos uniformemente distribuidos en un pozo que se encuentra a un offset de 3000m, en un intervalo de profundidad de 1900m a 2120m. Esta configuración corresponde a la de un perfil sísmico vertical VSP de pozo central.

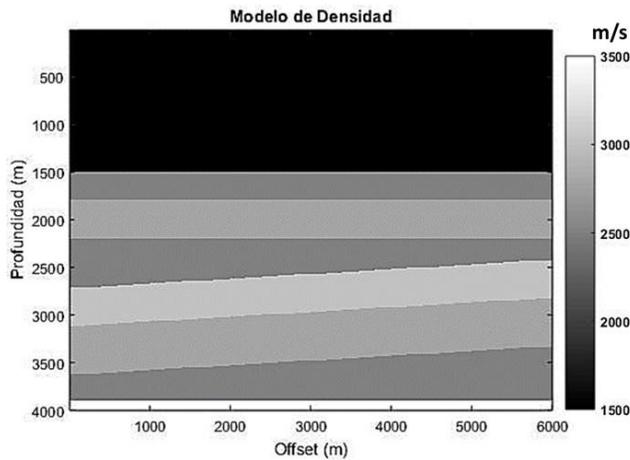


Figura 9. Modelo de densidad. Fuente: Autores

En la Fig. 10, se muestra los datos VSP acústicos sintéticos modelados por la solución de diferencias finitas para la ecuación de onda para un solo receptor.

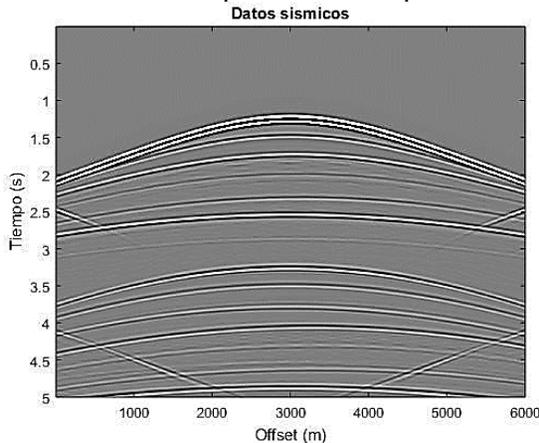


Figura 10. Datos sintéticos para un receptor. Fuente: Autores

Aunque en la Fig. 10 se presentan los datos sintéticos correspondientes a un solo receptor, el proceso de migración interferométrica se realizó utilizando el conjunto completo de registros adquiridos por los 12 geófonos distribuidos a lo largo del pozo. Cada geófono registró las señales generadas por los 600 disparos en superficie, y los resultados individuales fueron procesados mediante interferometría y posteriormente apilados para generar la imagen migrada mostrada en la Fig. 11. Para obtener esta imagen, se aplicó el proceso de migración interferométrica, que

consiste en sintetizar la respuesta sísmica entre pares de receptores y fuentes mediante correlación cruzada, generando así funciones de Green virtuales. Estas funciones se emplearon para migrar los datos y construir la imagen interferométrica final.

En la Fig. 12, se muestra un modelo de velocidad sintético de un flanco de sal, para la prueba de migración interferométrica de VSP por ecuación de ondas (WEIM). Hay 94 geófonos uniformemente colocados en el pozo desde una profundidad de 2700m hasta 5500 m.

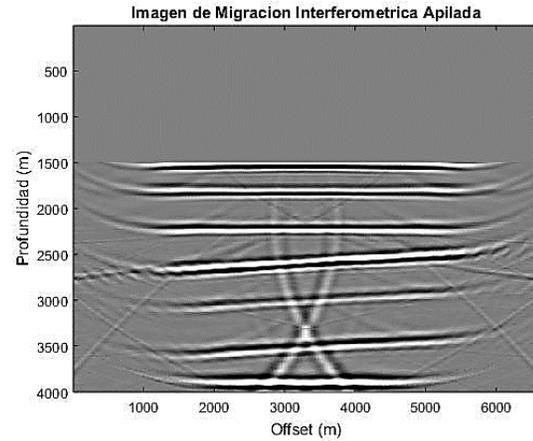


Figura 11. Imagen de migración interferométrica apilada del modelo de densidad. Fuente: Autores

Las fuentes se despliegan en la superficie de la tierra. Un VSP sintético de disparos de fuente común (acústico) para una fuente situada en la superficie con una distancia lateral de 4000 m del pozo.

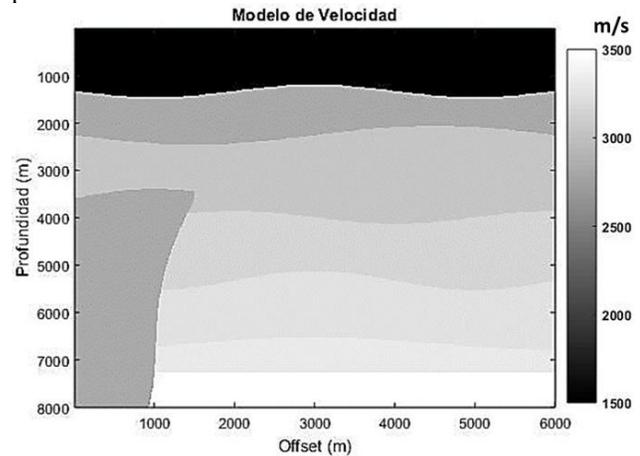
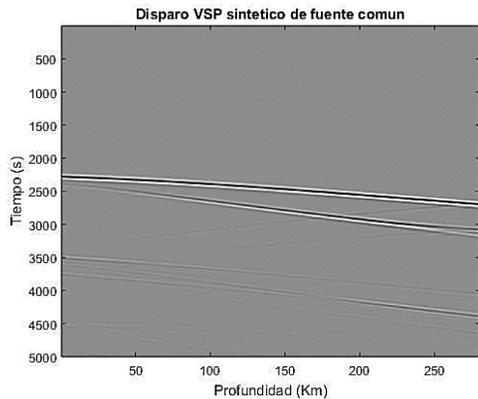


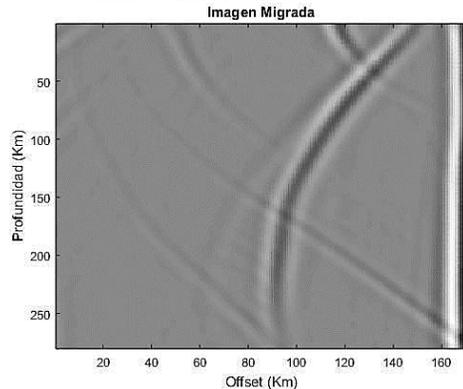
Figura 12. Modelo de velocidad de un flanco salino. Fuente: Autores

Aunque esta figura presenta un caso representativo para una única fuente, la migración interferométrica aplicada al modelo del flanco salino (ver Fig. 12) se realizó utilizando los registros adquiridos por los 94 geófonos dispuestos a distintas profundidades en el pozo. El resultado de esta migración, mostrado en la Fig. 14, evidencia que la integración de los datos mejora la reconstrucción del objetivo, así como la resolución y la relación señal-ruido. La Fig. 13 muestran los datos sísmicos sintéticos de un disparo

VSP de fuente común. La Fig.14 muestra el resultado de la migración interferométrica de la ecuación de onda (WEIM) para diez grupos de disparos, donde se aprecia que cuando el número de disparos aumenta, la relación señal-ruido mejora, pero el área de la imagen permanece igual.



**Figura 13.** Datos sísmicos sintéticos de un disparo VSP de fuente común. Fuente: Autores



**Figura 14.** Migración interferométrica de la ecuación de onda (WEIM) para el flanco de sal. Fuente: Autores

## 8. Conclusiones

Una de las principales ventajas de la migración sísmica en configuración VSP mediante interferometría es la capacidad de reubicar virtualmente (redatuming) las posiciones efectivas de fuentes y receptores hacia zonas próximas al objetivo, utilizando la correlación cruzada de registros sísmicos. Esto permite mejorar la resolución espacial de las imágenes y mitigar los efectos de propagación desde regiones alejadas del reflector. Esta estrategia permite mejorar la resolución espacial de las imágenes y mitigar los efectos de propagación asociados a zonas del medio alejada del cuerpo reflector.

Los resultados en la migración del flanco salino evidencian una reconstrucción precisa de la geometría del objetivo. Sin embargo, también se observan artefactos que se atribuyen principalmente al fenómeno de diálogo cruzado (*cross-talk*) presente en los datos de VSP no filtrados en la migración. Esto sugiere la necesidad de implementar estrategias numéricas para suprimir el diálogo cruzado.

A pesar de la presencia de artefactos en ambos modelos, la técnica permite la identificación clara de los reflectores

principales, incluso en situaciones complejas con interfaces inclinadas (Fig. 11) o **flancos laterales** (Fig. 14). La calidad de la imagen puede mejorarse aún si existiesen difusores o reflectores potentes en el medio, los cuales amplían efectivamente la apertura efectiva de la fuente, un factor crítico para la migración interferométrica.

Además, interfaces naturales como la superficie libre terrestre, el fondo oceánico o los contactos entre sedimentos y sal pueden actuar como reflectores fuertes que se pueden usar libremente para extender la apertura de la fuente. Esta característica convierte a la migración interferométrica en configuración VSP en una herramienta robusta y adaptable, que reduce significativamente los requerimientos de conocimiento previo del modelo de velocidades, al emplear funciones de Green reconstruidas directamente desde los datos de campo.

En síntesis, los experimentos realizados demuestran que la migración interferométrica en configuración VSP, basada en principios físicos bien fundamentados y sin necesidad de un modelo de velocidades bien detallado, constituye una alternativa eficaz y eficiente para la imagenología sísmica en medios complejos.

**Reconocimientos.** A MINCIENCIAS por el apoyo financiero del proyecto “Migración sísmica pre-apilado en profundidad por extrapolación de campos de onda utilizando computación de alto desempeño para datos masivos en zonas complejas”.

## Referencias

- [1] G. T. Schuster, *Seismic Interferometry*. Cambridge: Cambridge University Press, 2008.
- [2] T. L. Duvall, S. M. Jefferies, J. W. Harvey, and M. A. Pomerantz, “Time-distance helioseismology,” *Nature*, vol. 362, pp. 430–432, 1993.
- [3] J. Rickett and J. Claerbout, “Acoustic daylight imaging via spectral factorization: Helioseismology and reservoir monitoring,” *Stanford Exploration Project*, Rep. 100, pp. 171–181, Apr. 1999.
- [4] G. T. Schuster, “Seismic interferometric/daylight imaging: Tutorial,” in *Proc. 63rd EAGE Conf., Extended Abstracts*, 2001.
- [5] G. T. Schuster, J. Sheng, J. Yu, and J. Rickett, “Interferometric/daylight seismic imaging,” *Geophysical Journal International*, vol. 157, pp. 838–852, 2004.
- [6] R. Snieder, A. Gret, H. Douma, and J. Scales, “Coda wave interferometry for estimating nonlinear behavior in seismic velocity,” *Science*, vol. 295, pp. 2253–2255, 2002.
- [7] K. Wapenaar, “Retrieving the elastodynamic Green’s function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlations,” *Physical Review Letters*, vol. 93, no. 25, pp. 254301-1–254301-4, 2004.
- [8] K. Wapenaar, D. Draganov, R. Snieder, X. Campman, and A. Verdel, “Tutorial on seismic interferometry: Part 1 — Basic principles and applications,” *Geophysics*, vol. 75, no. 5, pp. 75A195–75A209, 2010.
- [9] J. H. Arenas, *Imágenes en Sísmica Pasiva por Migración Interferométrica: Aplicación para Microsísmica Inducida por Fracturamiento Hidráulico*, Universidad Nacional de Colombia, 2013.
- [10] G. T. Schuster, “Seismic Interferometry – Interactive Tutorial,” [Online]. Available: <http://utam.gg.utah.edu/Inter.LAB1/>
- [11] H. Sun and L. Demanet, “Beyond Correlations: Deep Learning for Seismic Interferometry,” in *IEEE Transactions on Neural Networks and Learning Systems*, vol. 34, no. 7, pp. 3385–3396, July 2023, doi: 10.1109/TNNLS.2022.3172385.