



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Escalamiento hacia frecuencias
bajas y su aplicación en el ajuste
pozo-sísmica**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Manuel Clemente Galicia Hernández

DIRECTOR DE TESIS

M. C. Julián Zapotitla Román



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2025

A mis padres y fantasmas

Índice

Resumen	IV
Abstract	v
1. Escalamiento hacia frecuencias bajas	1
1.1. Transmisión y reflexión en medios estratificados	2
1.2. Promedio ponderado	13
1.3. Validación para secuencias sedimentarias	21
2. Ejercicio numérico	26
2.1. Prueba de concepto con datos reales	26
3. Discusión	50
3.1. Evaluación de similitud entre trazas	51
4. Comentarios finales	56
Referencias	57
Agradecimientos	60

“Lo que se interpone en el camino,
se convierte en el camino.”
- *Marco Aurelio*

“Debemos buscar siempre convertirnos
en los mejores seres humanos posibles,
y no desistir ante las dificultades”
- *Platón*

“El verdadero conocimiento
llega cuando comprendemos
lo poco que sabemos.”
- *Sócrates*

Resumen

Las diferentes frecuencias de medición de datos sísmicos de superficie y registros geofísicos de pozos no permiten establecer una relación directa de las propiedades materiales de las capas litológicas de la Tierra debido a que la respuesta elástica del subsuelo depende de la norma de medición y contenido de energía de la fuente. Las propiedades intrínsecas son medidas en escala de registros geofísicos de pozo, y en mediciones de datos sísmicos de superficie, la relación de escala induce una respuesta aparente de propiedades materiales del medio. La velocidad de propagación no depende solo de las propiedades elásticas de las rocas y fluidos, sino también de la escala geológica. Para relacionar adecuadamente los datos de registros geofísicos de pozo y sísmica de superficie, es necesario un escalamiento hacia frecuencias bajas que, conforme a la ley de Hooke, preserve las propiedades elásticas de las capas del subsuelo en distintas escalas geológicas.

A través de una prueba de concepto, implemento el escalamiento de registros geofísicos de pozo hacia datos sísmicos, incorporando información del contenido de frecuencias de los datos sísmicos.

La contribución de este trabajo es el análisis de la validación de parámetros de escalamiento, considerando los límites físicos de transmisión y reflexión de la energía sísmica.

Abstract

The different frequency content of surface seismic data and well log geophysical measurements makes direct correlation of subsurface material properties difficult, since the elastic response of the subsurface depends on both the scale of measurement and the energy content of the seismic data. While intrinsic properties are measured at the scale of well logs, surface seismic measurements yield an apparent response due to scale effects. Propagation velocity is influenced not only by the elastic properties of rocks and fluids, but also by geological scale.

To establish a meaningful relationship between well log data and surface seismic data, upscaling is necessary. This process, consistent with Hooke's law, aims to preserve the elastic properties of subsurface layers across different geological scales.

As a proof of concept, I implement the scaling of well log data to the seismic scale by incorporating information from the frequency content of the seismic signal. The contribution of this work is the analysis and validation of the upscaling parameters, taking into account the physical limitations of seismic energy transmission and reflection.

Capítulo 1

Escalamiento hacia frecuencias bajas

En sismología de exploración, las propiedades físicas de las rocas son medidas en diferentes escalas. La escala de representación sísmica del subsuelo depende del rango de frecuencia del impulso utilizado. La extensión en superficie de la exploración sísmica es proporcional a la escala de medición del subsuelo. La cobertura sísmica 3D de superficie abarca varias decenas o cientos de kilómetros cuadrados y la propagación del impulso sísmico es en frecuencias bajas, en el orden de las decenas de ciclos por segundo (decahertz). En contraste, los registros geofísicos de pozo corresponden a la posición en superficie 1D del pozo y la propagación del impulso sísmico es en frecuencias altas (kilohertz). La resolución sísmica vertical es la capacidad de distinguir características geológicas cercanas en tiempo y espacio, por lo que propiedades de las ondas, como frecuencia y velocidad de propagación, determinan la separación mínima necesaria para que dos eventos conserven su identidad individual y puedan diferenciarse o resolverse (Sheriff, 2002, p. 298; Simm y Bacon, 2014, p. 23). La Fig. 1 muestra que adquisiciones sísmicas de superficie son de baja resolución vertical y gran cobertura, en contraste con los registros sísmicos que son de menor cobertura pero mayor resolución: la disparidad entre escalas genera resultados erróneos en la aplicación directa de propiedades físicas en escala de centímetros a escala de decenas de metros, y una propiedad física en un punto no siempre puede recuperarse con precisión a partir de datos sísmicos de superficie (Dvorkin y Uden, 2006; Dvorkin et al.,

2014, p. 186). Estimar propiedades físicas en escala sísmica a partir de registros sísmicos implica un proceso matemático de escalamiento hacia frecuencias bajas.

En la construcción de sismogramas sintéticos es conveniente comparar la respuesta elástica de una misma ubicación, utilizando registros geofísicos de pozo y sísmica de superficie, es decir, en escalas diferentes. La clave es encontrar la relación entre escalas que preserve características dinámicas del medio de mayor resolución (Liner, 2012, p. 60).

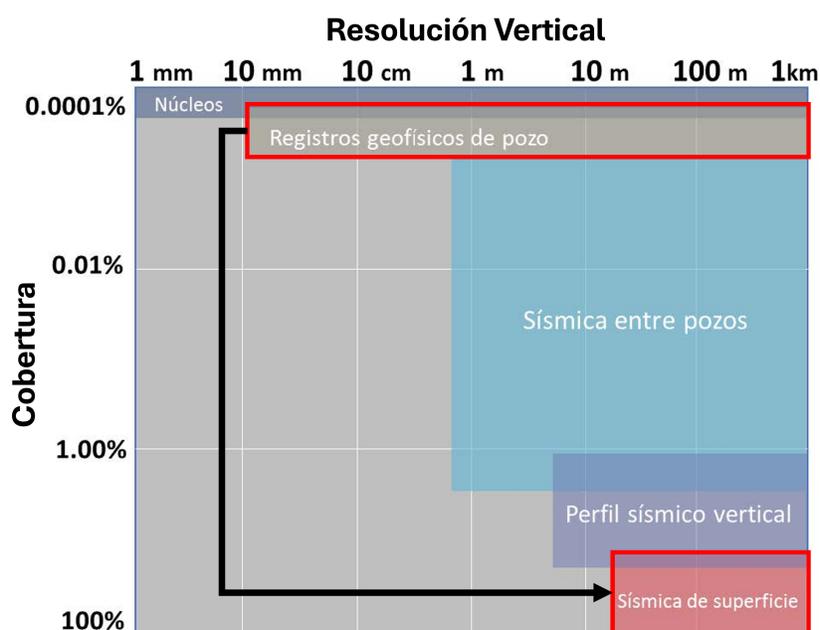


Figura 1. Comparación de cobertura y resolución vertical para diferentes escalas de medición en sismología de exploración. El escalamiento hacia frecuencias bajas es realizado de datos sísmicos hacia datos sísmicos de superficie (modificado de Leiceaga et al., 2015).

1.1. Transmisión y reflexión en medios estratificados

La respuesta elástica de un mismo medio ante distintos impulsos de ondas mecánicas es una propiedad intensiva de la materia¹ que depende de la distribución material, escala de medición y contenido de energía de la fuente. La propagación de energía sísmica en

¹Magnitud física que no depende de la cantidad de materia o masa medida

frecuencias altas implica mayor contenido de energía o mayor ancho de banda; los contrastes de impedancia y las características intrínsecas de las capas son detectables debido a que estas frecuencias tienen mayor capacidad para resolver detalles pequeños y son más sensibles a variaciones rápidas de propiedades físicas. Si la energía sísmica viaja solo en frecuencias bajas, la resolución de detalles finos disminuye, ya que un menor ancho de banda implica menor resolución. En este caso, la respuesta elástica del medio parece suavizada dado que las frecuencias bajas tienden a promediar las propiedades de capas finas.

La velocidad de propagación sísmica no depende solo de propiedades físicas del medio, sino también de la proporción entre longitud de onda dominante λ_{dom} y espesor de las capas l' (Stovas y Ursin, 2007). El cociente $\frac{\lambda_{dom}}{l'}$ es la relación de escala γ que determina el comportamiento de amplitud y tiempo de viaje —efecto dinámico— del intervalo litológico de interés. Situaciones diferentes de γ requieren un método específico para promediar velocidades.

En frecuencias altas, relaciones de escala pequeñas ($\gamma \leq 1$), como ocurre en registros de pozo, la respuesta dinámica del medio es calculada con el promedio aritmético simple del recíproco de la velocidad de fase (i.e. lentitud) sobre el espesor del intervalo litológico (Stovas y Ursin, 2007). Por lo anterior, medios en este régimen son denominados de tiempo promedio.

En frecuencias bajas, o relaciones de escala grandes ($\gamma \gg 1$), como en sísmica de superficie, la respuesta dinámica del medio está controlada por el promedio de sus propiedades materiales. En este régimen, la estructura en capas del intervalo litológico es denominado medio efectivo, es decir, homogéneo con compresibilidad y densidad dadas por el promedio ponderado de las propiedades materiales que lo constituyen. La Fig. 2 muestra que la transición entre estos dos regímenes ocurre en el valor crítico $\gamma = 4$ (Stovas y Ursin, 2007). En el régimen $\gamma > 4$, el aumento del coeficiente de reflexión está relacionado con la extensión de la zona de transición, en contraste con el incremento de la relación de escala. En el régimen $\gamma < 4$, el medio siempre es de tiempo promedio.

Integrar datos sísmicos adquiridos en diferentes escalas de medición requiere compensar los efectos de la relación de escala en la propagación de ondas. Dado que las rocas son heterogéneas, en un volumen de roca representativo, predecir velocidades de frecuencia baja a partir de propiedades individuales de cada capa requiere sustento en la teoría del medio efectivo: un sólido heterogéneo con una distribución discreta de propiedades materiales es matemáticamente reemplazado por un medio homogéneo cuyo comportamiento dinámico es el mismo. Este proceso es conocido como homogenización (Liu y Martinez, 2012, p. 59).

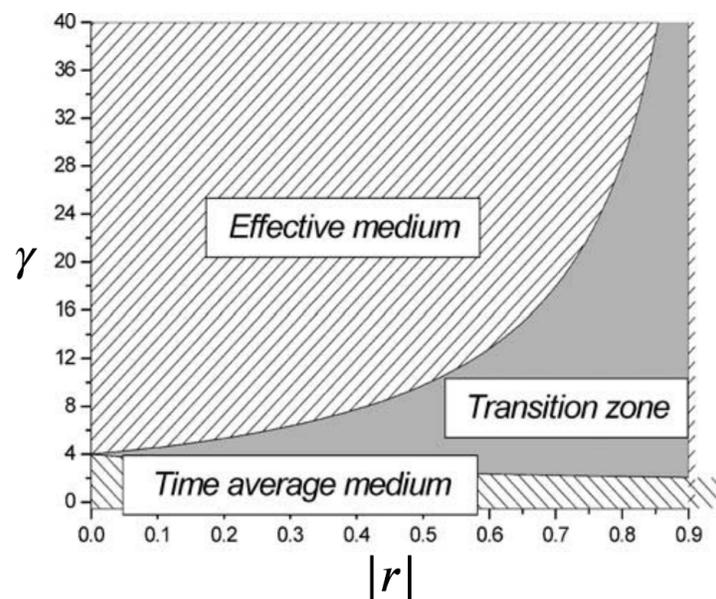


Figura 2. Representación esquemática del comportamiento dinámico de un medio en función de su relación de escala y el valor absoluto del coeficiente de reflexión (modificado de Stovas y Ursin, 2007).

La propagación de ondas en medios estratificados está resuelta por la teoría del medio efectivo o la teoría de velocidad de rayo (tiempo promedio), según la situación de escala (Marion et al., 1994).

Stovas y Roganov (2011) analizaron el comportamiento dinámico de un medio estratificado a través de la descomposición en valores característicos de la matriz de propagación, mostrando cómo varía la respuesta dinámica del medio en función de la frecuencia. Existen límites de frecuencia baja y alta que determinan el comportamiento del medio. El límite

de frecuencia baja, en que el medio es efectivo, depende del contraste absoluto de impedancia y la relación de escala γ . La respuesta dinámica del medio es de tiempo promedio sobre el límite de frecuencia alta. El rango de longitudes de onda en la zona de transición genera un efecto de resonancia constructiva con el espesor de las capas, lo que impide la transmisión de ondas.

Las respuestas de reflexión y transmisión son analizadas con un experimento numérico para un medio de dos capas repetido periódicamente en un intervalo litológico de espesor constante d ; el ciclo binario tiene espesores (d_1, d_2) , velocidades (ν_1, ν_2) y densidades (ρ_1, ρ_2) propias de cada capa (Fig. 3).

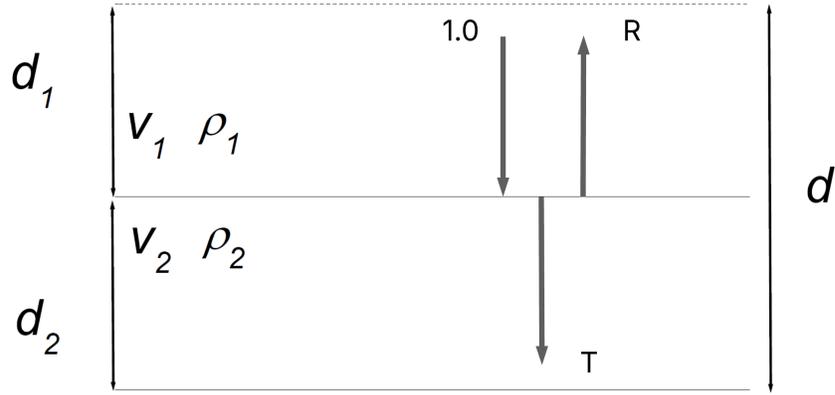


Figura 3. Ciclo binario compuesto por capas homogéneas horizontales. El impulso sísmico de longitud de onda variable incide de forma normal en la interfase. Las ondas transmitidas y reflejadas distribuyen la energía total incidente (modificado de Stovas y Roganov, 2011).

Para determinada frecuencia, los ángulos de fase son $\theta_\kappa = 2\pi f \Delta t_\kappa$, donde Δt_κ es el tiempo de viaje en el medio κ de un ciclo. El coeficiente de reflexión de presión de incidencia normal es (Robinson y Treitel, 2008, p. 197):

$$r = \frac{\rho_1 \nu_1 - \rho_2 \nu_2}{\rho_1 \nu_1 + \rho_2 \nu_2}. \quad (1)$$

La matriz de propagación para estratos de espesor arbitrario es:

$$S = \frac{1}{1-r^2} \begin{pmatrix} e^{i\theta_1} & 0 \\ 0 & e^{-i\theta_1} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & r \\ r & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} e^{i\theta_2} & 0 \\ 0 & e^{-i\theta_2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & -r \\ -r & 1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a & b \\ b^* & a^* \end{pmatrix}. \quad (2)$$

Las componentes a y b forman parte de la descripción matricial del sistema, que incluye el cambio de sus fases complejas y están relacionadas, respectivamente, con la respuesta de transmisión y reflexión de la matriz de propagación, donde $*$ denota el conjugado complejo. Matemáticamente están escritos como:

$$a = \frac{e^{i(\theta_1+\theta_2)} (1 - r^2 e^{-2i\theta_2})}{1 - r^2}, \quad (3)$$

$$b = \frac{-r e^{i(\theta_1+\theta_2)} (1 - e^{-2i\theta_2})}{1 - r^2} = 2ir \sin \theta_2 \frac{e^{i\theta_1}}{1 - r^2}. \quad (4)$$

La descomposición en valores propios de la matriz de propagación —eigenvalores— revela cómo la velocidad y atenuación del medio estratificado varían en función de la estructura periódica, parámetros materiales y frecuencia (Stovas y Roganov, 2011). La respuesta de transmisión y reflexión de la energía sísmica en un ciclo binario, repetido M veces, está descrita por la parte real de la componente a . Cuando $|Re(a)| < 1$, los eigenvalores tienen un cambio de fase complejo asociado con el régimen de propagación de ondas como:

$$\sigma_{1,2} = e^{\pm i\phi}. \quad (5)$$

La relación de los valores característicos con la función a es mediante su fase compleja:

$$\cos(\phi) = Re(a). \quad (6)$$

El cambio de fase complejo en el régimen $|Re(a)| < 1$, implica transmisión de energía entre capas, es decir, cambios de trayectoria por interacción en la interfase. Las respuestas de transmisión y reflexión de una onda descendente que viaja desde la superficie están escritas como:

$$t_D = e^{i\alpha} \sqrt{1 + C^2}, \quad (7)$$

$$r_D = \frac{C e^{i(\alpha + \theta_1 + \frac{\pi}{2})}}{\sqrt{1 + C^2}}, \quad (8)$$

donde a y C son factores dependientes de la frecuencia que representan, respectivamente, la fase acumulada y la amplitud acumulada por ciclo, expresados como:

$$\cos(\alpha) = \frac{\cos(M\phi)}{\sqrt{1 + C^2}}, \quad (9)$$

$$C = \frac{|b| \sin(M\phi)}{\sin(\phi)}. \quad (10)$$

En el régimen donde $|Re(a)| > 1$, los eigenvalores experimentan amortiguamiento o incremento exponencial, vinculados, respectivamente, con efectos de atenuación o interferencia constructiva (resonancia). La fase tiene solución hiperbólica, $cosh(\phi) = Re(a)$ y los eigenvalores son:

$$\sigma_{1,2} = e^{\mp\phi}. \quad (11)$$

En la zona de transición, relacionada con el rango de frecuencias entre las dos primeras raíces $Re(a) = -1$, la energía está acumulada dentro de las capas y el factor de amplitud incrementa exponencialmente, lo que reduce la transmisión de las ondas. Este comportamiento es periódico sobre el límite de frecuencia alta donde el medio es de tiempo

promedio. La energía del frente de ondas incidente es igual al flujo reflejado y transmitido. En términos de conservación de energía, la respuesta de transmisión y reflexión es:

$$|T_D|^2 + |R_D|^2 = 1. \tag{12}$$

Las normas $|T_D|$ y $|R_D|$ representan amplitudes de los campos transmitido y reflejado, respectivamente. El cuadrado de estas magnitudes es proporcional a la energía de la onda sísmica. Si excluimos mecanismos de absorción inelástica, como la pérdida de energía por fricción, la suma $|T_D|^2 + |R_D|^2$ corresponde a la energía total incidente. Cabe señalar que, aunque $|T_D|$ expresa la magnitud de la amplitud de la onda transmitida, esta solo refleja la variación máxima del campo en el medio y no la energía asociada de forma directa.

A través de ejemplos numéricos, considerando un medio acústico de dos capas repetido M veces con un espesor constante $d = M(d_1 + d_2) = 51[m]$ y empleando tres diferentes coeficientes de reflexión en la interfase (Tablas 1 y 2), la respuesta dinámica del semiespacio estratificado es de tiempo promedio o medio efectivo al paso de las ondas en frecuencias diferentes. La transición entre estas dos condiciones existe dentro de cierto rango de frecuencias que depende del contraste de impedancia acústica entre las capas y la relación de escala.

Las Figs. 4 y 5 ilustran la transición entre el límite de frecuencias bajas (medio efectivo) y el límite de frecuencias altas (tiempo promedio) para modelos convenientes tomados de las Tablas 1 y 2.

Modelos de alto, medio y bajo contraste de impedancia

	v_1 [m/s]	v_2 [m/s]	ρ_1 [kg/m ³]	ρ_2 [kg/m ³]	l r l
I	5,500	2,550	7,900	1,200	0.87
II	5,500	2,550	4,700	3,600	0.48
III	5,500	2,550	3,100	4,800	0.16

Tabla 1. Tres escenarios con idéntico modelo de velocidad, donde las variaciones en la densidad generan contrastes distintos de impedancia.

Espesores del medio de dos capas

	M=1	M=2	M=4	M=8
d_1 [m]	34	17	8.5	4.25
d_2 [m]	17	8.5	4.25	2.125
λ_1/d_1	2.03	4.06	8.12	16.24
λ_2/d_2	1.88	3.76	7.52	15.05

Tabla 2. Variación de los espesores manteniendo un valor constante de 51 m. El medio de dos capas es repetido según el número asignado a cada modelo. Las longitudes de onda (λ_1, λ_2) definen la relación de escala con las capas más gruesas y delgadas.

La Fig. 4 muestra la variación del contraste de impedancia en un medio de 8 ciclos ($M=8$), es decir, 16 capas. La relación entre amplitud reflejada e incidente aumenta con el coeficiente de reflexión: esta condición provoca un mayor rango en que el medio es resonante. El efecto es una aparente reflexión total; sin embargo, es consecuencia de la interferencia de las ondas que impide la propagación. Disminuir el contraste de impedancia reduce la zona de transición en torno a una frecuencia central en que el medio estratificado es resonante.

La Fig. 5 muestra la variación del número de capas en el medio, tomando un coeficiente de reflexión constante para simular contrastes de impedancia reales en datos sísmicos de superficie. Este efecto amplía el rango de frecuencias donde el medio es efectivo y extiende la zona de transición. El experimento numérico muestra que el comportamiento dinámico de medios estratificados al paso de longitudes de onda larga es efectivo. Las amplitudes sobre la zona de transición no cambian de manera significativa debido a que la proporción de la energía reflejada es constante.

En resumen, el comportamiento dinámico de medios estratificados es efectivo para frecuencias por debajo de la primera raíz de la función $Re(a) = -1$. Para frecuencias altas, el medio es de tiempo promedio, definido por la frecuencia sobre la segunda raíz de $Re(a) = -1$. En la zona de transición ubicada entre las dos primeras raíces de $Re(a) = -1$, el medio es resonante y bloquea parcialmente la transmisión. A medida que aumenta el coeficiente de reflexión, la zona de transición crece y el límite de frecuencia baja disminuye,

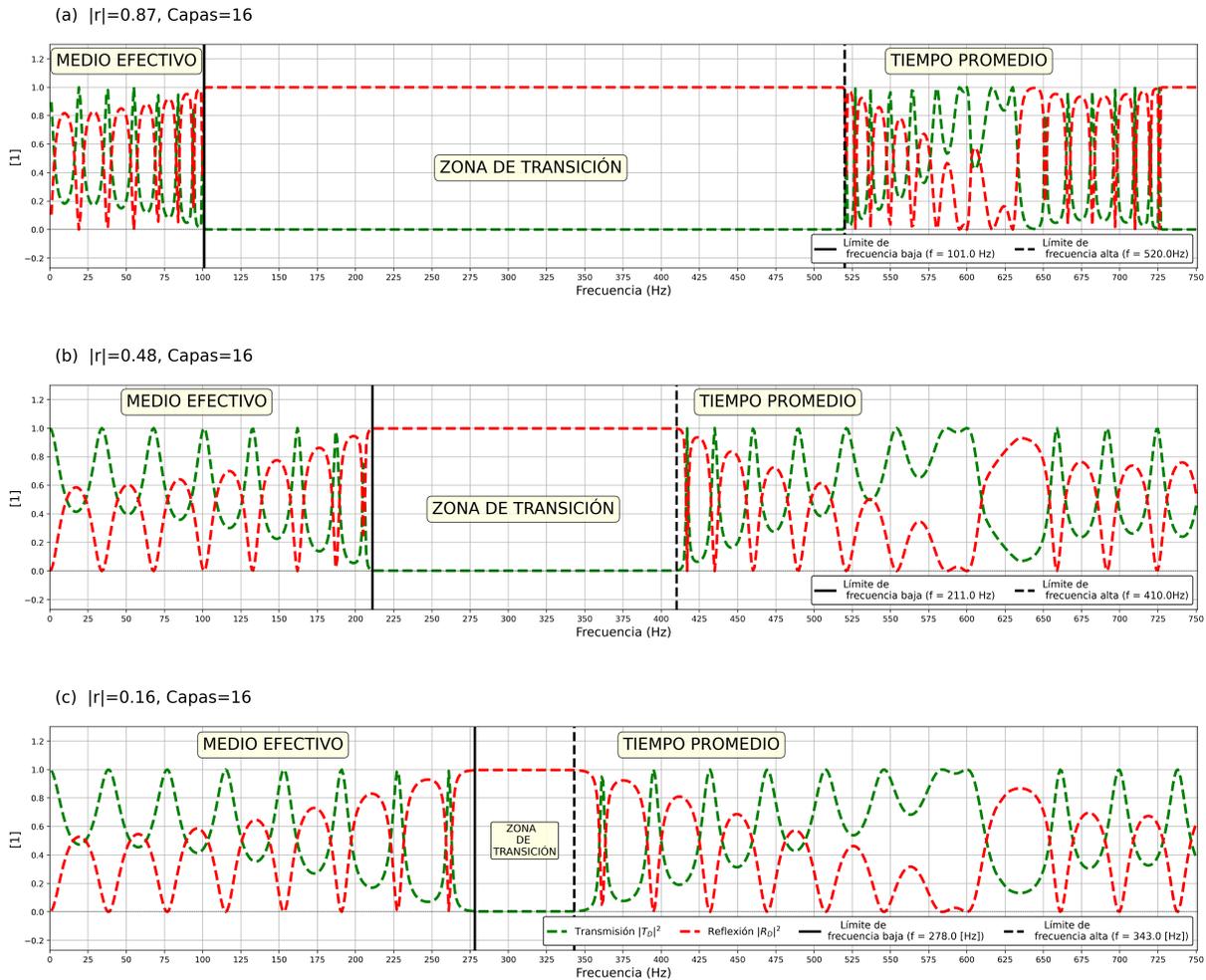


Figura 4. Respuesta de transmisión (línea punteada verde) y reflexión (línea punteada roja) en función del contraste de impedancia, manteniendo constante 8 ciclos ($M=8$), 16 capas. (a) $|r| = 0.87$. (b) $|r| = 0.48$ (c) $|r| = 0.16$. El medio es efectivo debajo del límite de frecuencia baja (línea negra). El medio es de tiempo promedio sobre el límite de frecuencia alta (línea punteada negra). La zona de transición existe dentro de estos límites. El aumento del coeficiente de reflexión amplía la zona de transición y reduce el rango de frecuencias donde el medio es efectivo. El máximo rango de frecuencias donde el medio es efectivo es cuando el coeficiente de reflexión permanece mínimo. En medios de estratificación delgada, la zona de transición es mínima para coeficientes de reflexión mínimos.

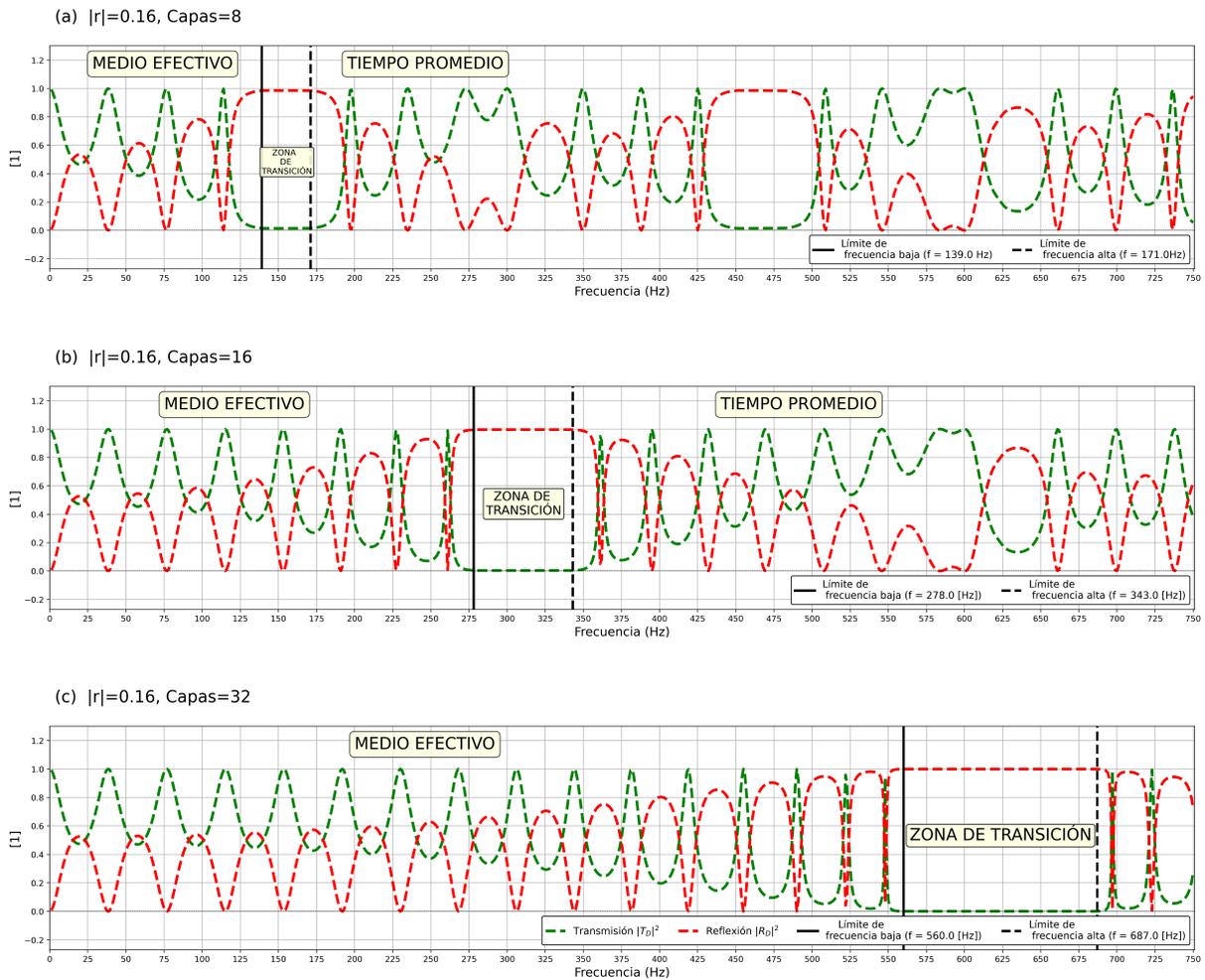


Figura 5. Respuesta de transmisión (línea punteada verde) y reflexión (línea punteada roja) en función del número de capas. Coeficiente de reflexión constante $|r| = 0.16$. (a) 4 ciclos ($M=4$), 8 capas. (b) 8 ciclos ($M=8$), 16 capas (c) 16 ciclos ($M=16$), 32 capas. El aumento del número de capas amplía el rango de frecuencias donde el medio es efectivo: la zona de transición corresponde a frecuencias cada vez más altas.

efecto asociado con una mayor reflexión de la energía sísmica. El comportamiento dinámico del medio sobre el límite de frecuencia alta es periódico. La primera zona de transición provoca un cambio más significativo en los factores de amplitud y fase (Stovas y Ursin, 2007). Hay un ensanchamiento del medio efectivo por debajo del límite de frecuencia baja a medida que aumenta la relación de escala. La zona de transición crece y es menos frecuente.

Las trazas sintéticas derivadas de medios efectivos provienen de regímenes bajo el límite de frecuencia baja, es decir, no interfieren con la propagación del campo de ondas. De este modo, al llevar a cabo un procedimiento de escalamiento hacia frecuencias bajas, es más conveniente no considerar mecanismos que impliquen pérdida de energía sísmica. Este análisis orienta la relación entre escalas que preserva características dinámicas en el escalamiento de registros geofísicos de pozo hacia frecuencias bajas.

1.2. Promedio ponderado

Los métodos de escalamiento hacia frecuencias bajas promedian una longitud de datos medidos en el régimen $\gamma \leq 4$, para generar un medio de mayor escala equivalente. Al comparar velocidades estimadas en sismica de superficie con las de registros geofísicos de pozo, no basta contar con equivalencia cinemática (tiempos de viaje) sino también dinámica (amplitudes y forma de la onda) para modelos con mayor congruencia geológica y propiedades físicas equivalentes y extraíbles.

Una longitud de promedio suficientemente corta producirá un medio efectivo; sin embargo, no garantiza un medio efectivo dinámicamente equivalente. Lo que lleva a la pregunta: ¿Cómo lograr un medio efectivo con mayor congruencia litológica? El método de Backus (1962) da la solución exacta para calcular propiedades efectivas utilizando datos de registros sísmicos, los cuales proporcionan un modelo estratificado con espesores determinados por el intervalo de muestreo, en el que todos sus constituyentes son elásticos, homogéneos e isótropos, y no existe disipación de energía debido a fricción o viscosidad (Stovas et al., 2013).

La secuencia supone incidencia perpendicular de la onda en la superficie del medio estratificado. El método usa datos de registros geofísicos de pozo, en el cálculo de parámetros elásticos del medio efectivo en función de la profundidad. La información estimada de registros geofísicos de pozo caracteriza la respuesta al corte y compresión de la roca a través de relaciones con módulos elásticos.

El módulo de corte o rigidez μ es un parámetro elástico que describe la capacidad de un medio para resistir esfuerzos cortantes: un material con alta rigidez responde a un esfuerzo cortante con poca deformación y viceversa; controla la velocidad de onda de corte mediante la relación: $V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$.

El módulo de onda P o módulo longitudinal M define la relación del esfuerzo y deformación en la dirección vertical; estima el cambio de volumen ante un esfuerzo de

compresión vertical (entre mayor sea M , menor el cambio de volumen). Controla la velocidad de onda compresional mediante la relación: $V_P = \sqrt{\frac{M}{\rho}}$. Sin embargo, el módulo M puede escribirse en términos de las constantes de Lamé, donde λ es una combinación de incompresibilidad vertical y rigidez: $\lambda = M - 2\mu$.

Las constantes de Lamé $-\lambda, \mu-$ son suficientes para describir la relación lineal de esfuerzos y deformaciones de un material cuyo campo de velocidad no depende de la dirección de propagación ni ubicación espacial. Los materiales con estas características son homogéneos e isótropos. Es decir, la dependencia de la velocidad con la dirección de propagación es anisotropía sísmica y la dependencia de la velocidad según la posición espacial es heterogeneidad. En una roca, la velocidad varía de un punto a otro debido a la distribución de la heterogeneidad natural en diferentes escalas —fracturas, estructura cristalina— la cual genera anisotropía.

El modelo más simple para entender la propagación de ondas en cuencas sedimentarias es la simetría polar o isotropía transversal vertical (VTI, por sus siglas en inglés) (Fig.6). Supone capas homogéneas isótropas horizontales apiladas unas sobre otras con propiedades diferentes entre sí. Esta geometría, también llamada anisotropía polar, es descrita por cinco parámetros elásticos independientes en el tensor de rigidez que pueden ser caracterizados con λ, μ .

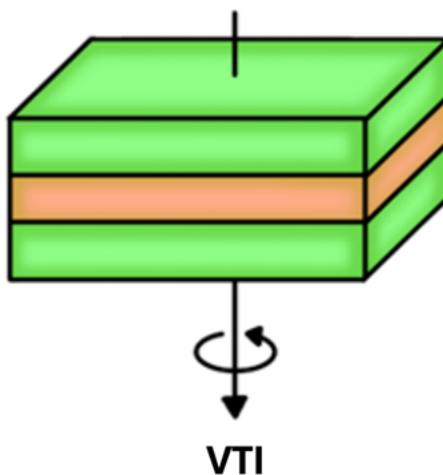


Figura 6. Geometría de un medio de isotropía transversal vertical de capas horizontales homogéneas isótropas. El conjunto de capas es horizontalmente homogéneo y verticalmente heterogéneo.

En sismología de exploración, las constantes elásticas no son medidas directamente sino que derivan de velocidades estimadas por la razón de cambio entre la distancia fuente a receptor y los tiempos de viaje. Por ello, la escala de medición tiene efectos en la propagación sísmica.

Cualquier medio de geometría VTI es caracterizado mecánicamente por su matriz de rigidez en función de cinco constantes elásticas independientes. Visto a través de la ley de Hooke, una sola capa isótropa homogénea de un medio VTI en notación de Voigt está escrita como (Liner y Fei, 2006):

$$\begin{bmatrix} \sigma_1 \\ \sigma_2 \\ \sigma_3 \\ \sigma_4 \\ \sigma_5 \\ \sigma_6 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a & b & f & 0 & 0 & 0 \\ b & a & f & 0 & 0 & 0 \\ f & f & c & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 2l & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 2l & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 2m \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \epsilon_1 \\ \epsilon_2 \\ \epsilon_3 \\ \epsilon_4 \\ \epsilon_5 \\ \epsilon_6 \end{bmatrix}; \quad b = a - 2m, \quad (13)$$

donde la matriz columna σ_n refiere los esfuerzos en las tres direcciones cartesianas y sus cortantes en la diagonal superior; de la misma manera, la matriz columna ϵ_n con las deformaciones (Mavko et al., 2020, p.45). La notación de Voigt reescribe la matriz de rigidez c_{ij} , con las equivalencias:

$$a = c_{11} = c_{22}, \quad (14)$$

$$f = c_{13} = c_{23}, \quad (15)$$

$$c = c_{33}, \quad (16)$$

$$l = c_{44} = c_{55}, \quad (17)$$

$$m = c_{66}, \quad (18)$$

$$b = a - 2m. \quad (19)$$

Cada medición en el registro sísmico corresponde a una capa horizontal homogénea e isótropa. La velocidad y densidad calculadas con datos de registros de pozo describen la matriz de rigidez por medio de las equivalencias:

$$\lambda + 2\mu = \rho V_P^2, \quad (20)$$

$$\mu = \rho V_S^2, \quad (21)$$

$$\lambda = \rho(V_P^2 - 2V_S^2), \quad (22)$$

donde ρ es la densidad, V_P y V_S velocidades de compresión y corte, respectivamente, en los registros geofísicos de pozo. Escribimos la matriz de rigidez como (Berryman, 1999):

$$\begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{bmatrix}; \quad \begin{aligned} a &= c = \lambda + 2\mu, \\ b &= f = \lambda, \\ d &= m = \mu. \end{aligned} \quad (23)$$

Consideramos un medio estratificado transversalmente isótropo de capas horizontales con longitud arbitraria menor que la longitud de onda sísmica dominante λ_{dom} , cuyas propiedades solo varían respecto de la profundidad. Este conjunto de capas está sometido a los mismos esfuerzos estáticos ($\sigma_3, \sigma_4, \sigma_5$) desde la cima hasta la base, por lo que son constantes o varían muy lentamente. Los esfuerzos en el plano horizontal ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_6$) varían considerablemente de una capa a otra debido al cambio en las propiedades elásticas. En consecuencia, cada parámetro elástico cambia de una capa a otra, provocando variaciones rápidas y lentas en el tensor de esfuerzos y deformaciones.

El proceso que convierte un medio estratificado y altamente variable en un medio homogéneo no es un simple promedio. El método reescribe relaciones de esfuerzo y defor-

mación con funciones de peso que compensan las variables de campo (esfuerzos y deformaciones) que varían rápidamente con las de variación lenta (Liner, 2012, p. 54). La ventaja es que el sistema de ecuaciones no contiene productos de variables de campo (esfuerzos y deformaciones) de variación rápida. Reordenar el promedio de las constantes de Lamé μ, λ que varían a lo largo de la ventana de promedio o Longitud de Backus L_B permite establecer la relación entre los campos de esfuerzo y deformación a través de un tensor de rigidez equivalente. En un sentido general, reemplaza un volumen heterogéneo de roca con un volumen homogéneo dinámicamente equivalente (Fig. 7), acompañado por validaciones de anisotropía posteriores al promedio.

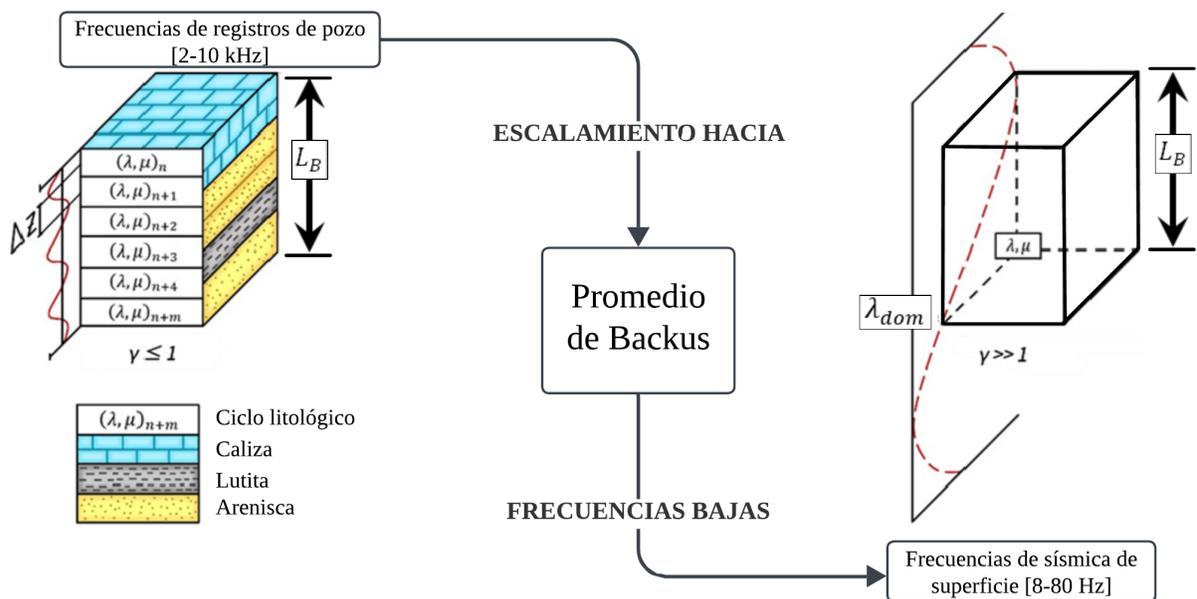


Figura 7. Izquierda: El registro geofísico de pozo muestreando un volumen de roca. En este caso, la longitud de onda es comparable con el espesor de cada capa definido por Δz . Cada capa está asociada con un valor de λ , y μ . **Centro:** El promedio de Backus reestructura la matriz de rigidez a lo largo de L_B . **Derecha:** El resultado es un nuevo medio homogéneo de frecuencia baja, con dimensiones equivalentes, definido por parámetros elásticos efectivos.

El promedio de Backus escala frecuencias de registros geofísicos de pozo que rondan magnitudes de 2-10 kHz, hacia frecuencias de sísmica de superficie en 8-80 Hz. El medio efectivo está en las centenas de Hz. Para una serie discreta de datos en una longitud de ventana, el promedio móvil central para las propiedades materiales está dado por:

$$\langle p \rangle_m = \frac{1}{n} \sum_{i=m-h}^{m+h} p_i, \quad (24)$$

donde n es la longitud de ventana para un promedio móvil centrado y h es la mitad entera de n . Los corchetes triangulares $\langle \dots \rangle$ representan el promedio a lo largo de la profundidad (Liner, 2012, p. 52).

Los parámetros efectivos de Backus obtenidos de la relación entre las tensiones y deformaciones promediadas son:

$$A = \langle a - f^2 c^{-1} \rangle + \langle c^{-1} \rangle^{-1} \langle f c^{-1} \rangle^2, \quad (26)$$

$$C = \langle c^{-1} \rangle^{-1}, \quad (27)$$

$$F = \langle c^{-1} \rangle^{-1} \langle f c^{-1} \rangle, \quad (28)$$

$$L = \langle l^{-1} \rangle^{-1}, \quad (29)$$

$$M = \langle m \rangle. \quad (30)$$

La matriz de rigidez efectiva caracteriza dinámicamente el intervalo litológico de interés en el dominio de frecuencias bajas. El resultado es un medio efectivo que representa un volumen de roca definido por L_B (Fig. 7), cuya matriz de rigidez está escrita con parámetros elásticos efectivos de Backus A, B, C, F, L, M :

$$\begin{bmatrix} A & B & F & 0 & 0 & 0 \\ B & A & F & 0 & 0 & 0 \\ F & F & C & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & L & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & L & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & M \end{bmatrix} M = \frac{1}{2}(A - B). \quad (31)$$

Los parámetros elásticos efectivos de Backus son calculados directamente de parámetros elásticos estimados de datos en registros geofísicos de pozo. Las equivalencias son:

$$A = \left\langle \frac{2\mu(\lambda + \mu)}{\lambda + 2\mu} \right\rangle + \left\langle \frac{1}{\lambda + 2\mu} \right\rangle^{-1} \left\langle \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} \right\rangle^2, \quad (32)$$

$$B = \left\langle \frac{2\mu\lambda}{\lambda + 2\mu} \right\rangle + \left\langle \frac{1}{\lambda + 2\mu} \right\rangle^{-1} \left\langle \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} \right\rangle^2, \quad (33)$$

$$C = \left\langle \frac{1}{\lambda + 2\mu} \right\rangle^{-1}, \quad (34)$$

$$F = \left\langle \frac{1}{\lambda + 2\mu} \right\rangle^{-1} \left\langle \frac{\lambda}{\lambda + 2\mu} \right\rangle, \quad (35)$$

$$L = \left\langle \frac{1}{\mu} \right\rangle^{-1}, \quad (36)$$

$$M = \langle \mu \rangle. \quad (37)$$

Una consecuencia importante de la teoría de Backus es que cuando el modelo de la Tierra consiste enteramente de capas elásticas isótropas, el medio efectivo es VTI. Esto implica que ningún escalamiento hacia frecuencias bajas puede preservar con precisión todos los detalles del campo de ondas original; sin embargo, si la longitud de promedio es suficientemente corta, el nuevo medio será dinámicamente equivalente al original. Por esta razón, el suavizado está acompañado de validaciones de anisotropía sísmica (Liner, 2012, p. 54), las cuales son parte de la naturaleza del promedio de Backus.

Los parámetros anisótropos de Thomsen — ϵ, δ, γ — son una combinación algebraica de constantes elásticas que parametrizan el medio anisótropo a través del contraste entre la velocidad vertical del medio efectivo y la velocidad horizontal estimada por la variación de las propiedades materiales en profundidad. El contraste de estas velocidades es la noción intuitiva más simple de la medida de anisotropía sísmica. Es decir, el medio es isótropo cuando los parámetros ϵ, δ, γ son cercanos a cero.

El medio efectivo es completamente caracterizado por A, C, F, L, M , o por el conjunto de parámetros $V_{P0}, V_{S0}, \epsilon, \delta, \gamma, \rho$ ² conectados mediante cinco ecuaciones (Liner y Fei, 2007):

$$V_{P0} = \sqrt{\frac{C}{\rho}}, \quad (38)$$

$$V_{S0} = \sqrt{\frac{L}{\rho}}, \quad (39)$$

$$\epsilon = \frac{A - C}{2C}, \quad (40)$$

$$\delta = \frac{(F + L)^2 - (C - L)^2}{2C(C - L)}, \quad (41)$$

$$\gamma = \frac{M - L}{2L}. \quad (42)$$

Estas relaciones no son lineales y son invertibles. Si conocemos $V_{P0}, V_{S0}, \epsilon, \delta, \gamma$, entonces A, C, F, L, M son calculables (Liner y Fei, 2007). El uso más común de los parámetros anisótropos de Thomsen es el caso de anisotropía débil. La mayoría de las formaciones geológicas son débilmente anisótropas (Thomsen, 2002, p. 29). La anisotropía es débil cuando los parámetros están en el intervalo $-0.2 \leq \epsilon, \delta, \gamma \leq 0.2$ y moderada cuando $|0.2| \leq \epsilon, \delta, \gamma \leq |0.5|$ (Liner, 2012, p. 58).

²Tome en cuenta que la letra γ representa un parámetro de anisotropía de Thomsen y la relación de escala.

1.3. Validación para secuencias sedimentarias

La longitud de Backus más adecuada es la que conserve mayormente el efecto dinámico en el medio efectivo. Una L_B suficientemente pequeña produce un medio efectivo con equivalencia dinámica. El límite existe cuando L_B disminuye hasta ser igual que el intervalo de muestreo del registro sísmico; entonces, los parámetros de Thomsen tienden a cero y el medio es exactamente el mismo. En este límite, la relación entre la longitud de onda sísmica dominante y la longitud de Backus es:

$$\frac{L_B}{\lambda_{dom}} \ll 1. \quad (43)$$

Controlar la magnitud de L_B permite investigar qué longitud de promedio preserva en mayor medida amplitudes del campo de ondas del registro sísmico. Por lo tanto, escribimos como (Liner, 2012, p. 53):

$$N \leq \frac{\lambda_{dom}}{L_B}. \quad (44)$$

Dado que $\lambda_{dom} = \frac{V_{P_{min}}}{f_{dom}}$, reescribimos como:

$$L_B \leq \frac{V_{P_{min}}}{f_{dom}} \times \frac{1}{N}, \quad (45)$$

donde, $V_{P_{min}}$ es la velocidad de ondas P mínima del registro sísmico, f_{dom} es la frecuencia dominante sísmica y N es un número positivo mayor o igual a uno que fija el tamaño de L_B respecto a λ_{dom} .

El índice de error de correlación (EI, por sus siglas en inglés) es un método usado para estimar el error de la dependencia lineal de amplitudes entre un modelo sintético generado con datos de registro sísmico, y otro con información del medio efectivo resultado del promedio de Backus. Este método cuantifica la similitud de amplitudes en posiciones de tiempo y espacio idénticos. La Fig. 8 muestra gráficas de dispersión de amplitud para medios efectivos creados con L_B de 9.5 y 15.5 m.

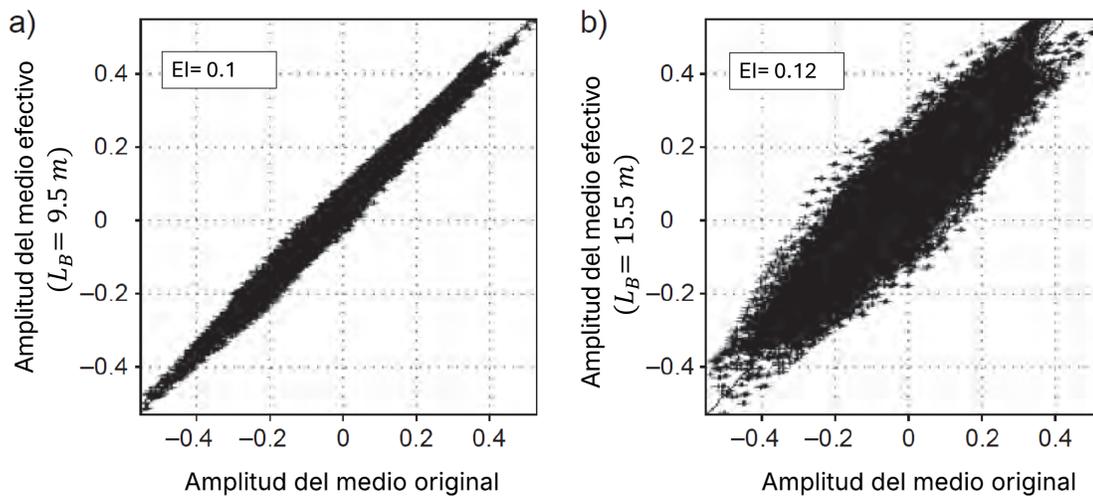


Figura 8. Gráficas de dispersión de amplitudes. **Eje horizontal:** amplitudes de un medio simulado con datos de registros de pozo. **Eje vertical:** amplitudes de medios efectivos resultado del promedio de Backus con diferente L_B . **(a)** $EI = 0.1$ con $L_B = 9.5 \text{ m}$ **(b)** $EI = 0.12$ con $L_B = 15.5 \text{ m}$. Entre mayor sea L_B la correspondencia lineal entre amplitudes disminuye, es decir, EI aumenta. (tomado de Liner y Fei, 2007).

Con base en el comportamiento de EI para medios efectivos sintéticos creados con múltiples longitudes de L_B (Fig. 9a), la conservación de amplitudes en el medio efectivo depende de la longitud de onda mínima dominante asociada con la frecuencia dominante sísmica y la velocidad de corte vertical mínima — $V_{S0_{min}}$ — (Liner y Fei, 2007). La magnitud de $V_{S0_{min}}$ aumenta al incluir más valores vecinos dentro de L_B hasta cierta longitud donde el aumento decae y la pendiente disminuye. Este patrón coincide con el decaimiento de similitud del campo de ondas (Fig. 9b): al igual que EI, la pendiente de crecimiento de $V_{S0_{min}}$ es pronunciada hasta que L_B es 1.3 veces la longitud de onda mínima dominante, y es menos abrupta para longitudes mayores de L_B .

El índice de error para eventos sísmicos superficiales (campo reflejado) y profundos (campo transmitido) es insignificante cuando L_B es un tercio de la longitud de onda mínima dominante (Fig. 9a). Entonces, el medio efectivo es dinámicamente equivalente. Superado el límite, el error crece rápidamente y la equivalencia dinámica del campo reflejado disminuye más rápido que la del transmitido. A medida que aumenta L_B , el medio efectivo es más suave, provocando aumentos de EI.

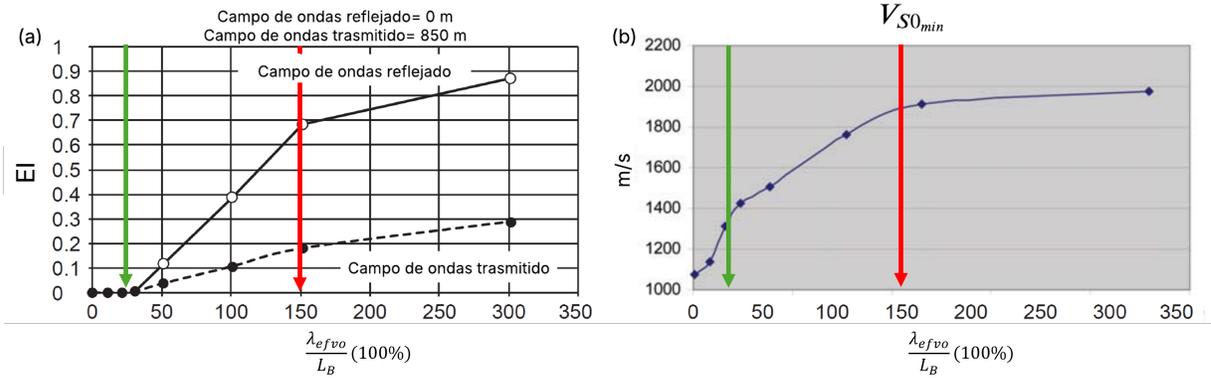


Figura 9. (a) Índice de error para eventos cercanos a la superficie (campo de ondas reflejado) y eventos profundos (campo de ondas transmitido) en función de la proporción de L_B con respecto a la longitud de onda mínima dominante. Ambas líneas indican que los datos sísmicos simulados mantienen un índice de error mínimo para L_B menores al 30% de la longitud de onda mínima dominante. El decaimiento en similitud es constante hasta que L_B es 150% la longitud de onda mínima dominante (modificado de Liner, 2012, p. 65). (b) La velocidad de corte vertical mínima aumenta al considerar más valores vecinos en L_B y los incrementos son cada vez más pequeños. Esta velocidad controla la longitud de onda mínima dominante (modificado de Liner y Fei, 2007).

El Número de Backus B surge para controlar la proporción de L_B con respecto a la longitud de onda mínima dominante, es decir, para estimar la equivalencia dinámica entre el medio efectivo y los registros de pozo:

$$B = \frac{L_B}{\lambda_{efvo}} = \frac{f_{dom} \times L_B}{V_{S0min}}, \quad (46)$$

donde, λ_{efvo} es la longitud de onda mínima dominante, f_{dom} es la frecuencia sísmica dominante, L_B es la longitud de Backus y V_{S0min} es la velocidad de onda de corte mínima del medio efectivo. El coeficiente B existe dentro de límites que conservan en mayor o menor medida amplitudes del medio original. El límite inferior es el intervalo de muestreo Δz en los registros geofísicos de pozo. El límite superior tiene sentido hasta que $L_B = \lambda_{dom}$ donde el campo de ondas es completamente degradado. Los límites intermedios implican analizar objetivos de escalamiento hacia frecuencias bajas. En general, existen dos casos (Liner y Fei, 2007):

- Límite de reflexión ($B \leq \frac{1}{3}$). Cuando el objetivo requiere de precisión del campo de ondas reflejado, como la generación de un sismograma sintético. Es nombrado así porque el campo de ondas reflejado es indistinguible del original. Aunque teóricamente no son iguales, la magnitud de sus diferencias es insignificante.
- Límite de transmisión ($B \leq 2$). Cuando el objetivo solo requiere del campo de ondas transmitido. Es nombrado así porque bajo este límite la equivalencia dinámica del campo de ondas transmitido no está comprometido. (Fig. 10). Pasado este umbral, toda la información del campo de ondas es inutilizable para cualquier procesamiento.

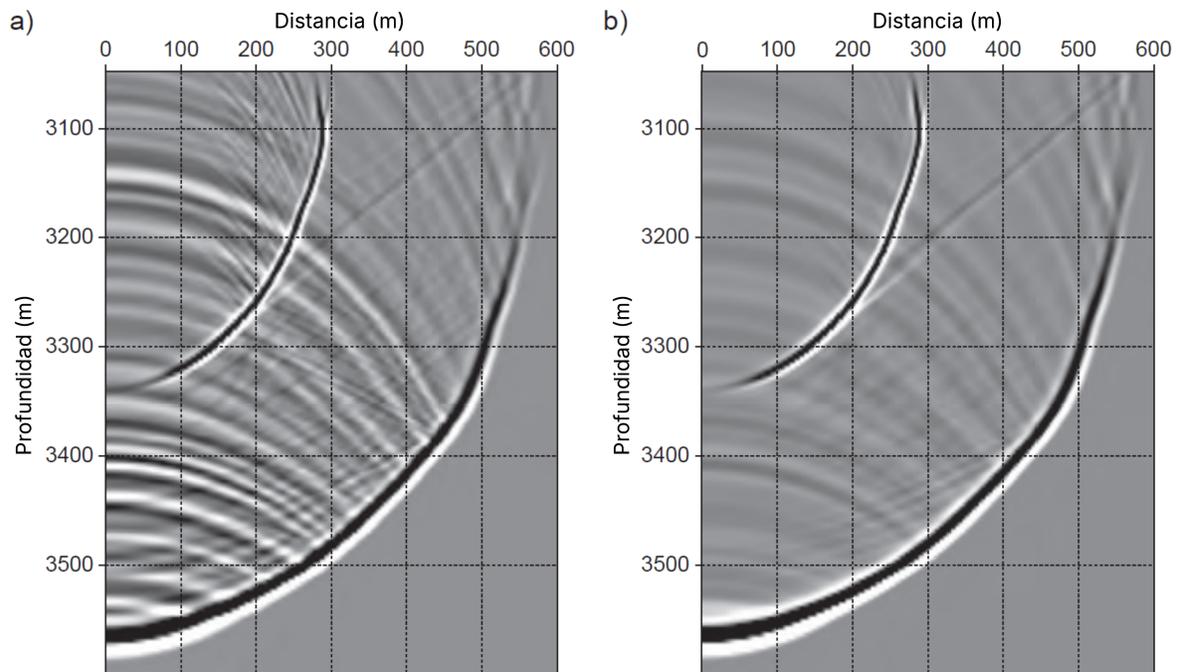


Figura 10. Longitudes grandes de L_B preservan el arribo directo de ondas P. **(a)** Simulación del campo de ondas en el medio VTI, generado a partir de registros geofísicos de pozo. **(b)** Simulación del campo de ondas en el medio efectivo de Backus con $L_B = 1.3 \lambda_{efvo}$. Notar el suavizamiento de amplitudes del campo de ondas reflejado y la conservación de amplitud y forma del frente de ondas transmitido (modificado de Liner, 2012, p. 67).

La equivalencia dinámica del medio efectivo VTI comienza a decaer en la zona de transición ($\frac{1}{3} \leq B \leq 2$). El coeficiente EI del campo de ondas reflejado aumenta más rápido que el del campo de ondas transmitido. Cuanto más cercano es B a 2, menor es la

correlación lineal de amplitudes del medio efectivo respecto al original. El campo de ondas transmitido sigue siendo preciso en tiempo y amplitud. Este intervalo es apropiado cuando el objetivo no requiere de mayor precisión. De la Ec. 45, el parámetro N es inversamente proporcional a B y L_B :

$$B = \frac{1}{N} \times \frac{V_{P_{min}}}{V_{S0_{min}}}. \quad (47)$$

El coeficiente B también es calculado como el cociente de la velocidad de onda P mínima y la velocidad de corte vertical mínima en proporción a la magnitud del escalamiento N . Esta relación permite visualizar el intervalo de transición en función de los parámetros discutidos (Fig. 11).

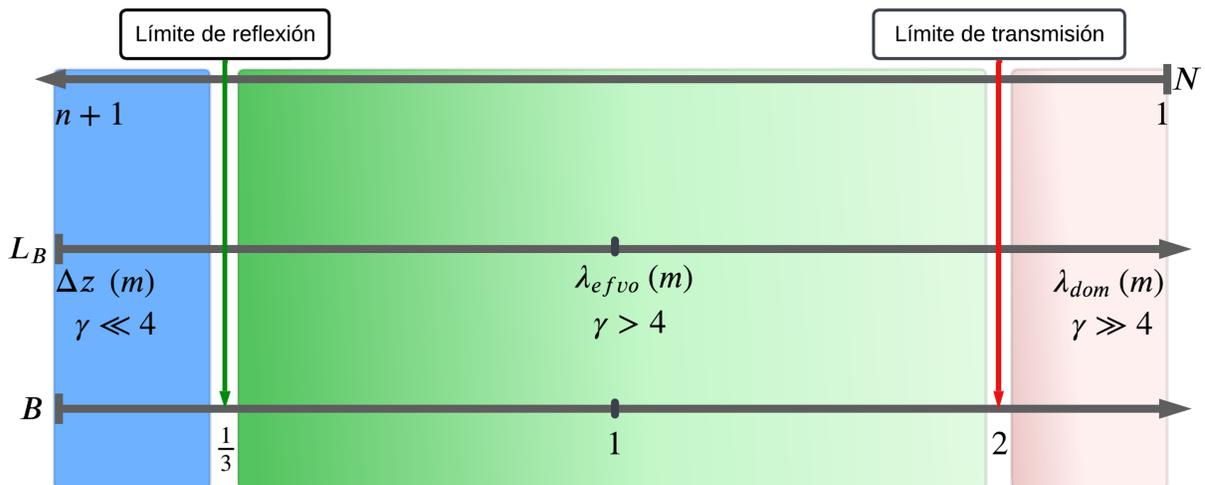


Figura 11. Representación esquemática de todos los parámetros involucrados en el promedio de Backus. Existen tres intervalos relevantes: **azul** (bajo el límite de reflexión), indica una zona de alta similitud, ideal si el objetivo es construir trazas sísmicas sintéticas; **verde** (zona de transición), donde la similitud comienza a decaer especialmente para el campo de ondas reflejado, ideal si el objetivo es migración en profundidad; **rojo** (sobre el límite de transmisión), representa la dispersión de amplitud máxima en el medio efectivo y la inutilidad de los datos para cualquier procesamiento sísmico.

Es una pregunta abierta si la ecuación de B en Ec. 46 es un resultado general o puede fallar en circunstancias específicas. Sin embargo, la diversidad litológica del pozo analizado para su construcción permite un resultado general para secuencias sedimentarias estratificadas de isotropía transversal vertical.

Capítulo 2

Ejercicio numérico

El procedimiento de construcción de sismogramas sintéticos con información de medios efectivos tiene variaciones sutiles que dependen de los datos disponibles y la calidad de los registros geofísicos de pozo. Para garantizar la reproducibilidad computacional, el ejercicio numérico fue desarrollado con paqueterías de código abierto. Los cuadernos de trabajo fueron escritos en Python versión 3.2, ejecutados y documentados en el entorno Jupyter Lab (Kluyver et al., 2016). La paquetería Bruges (Monte et al., 2022) proporcionó las herramientas necesarias para el escalamiento hacia frecuencias bajas y el uso de recursos computacionales reproducibles.

2.1. Prueba de concepto con datos reales

Existen múltiples objetivos para un escalamiento hacia frecuencias bajas (Simm y Bacon, 2014, p. 38; Liner, 2016, p. 213), pero convergen en que una propiedad elástica de un punto en profundidad no puede ser recuperada con precisión en experimentos sísmicos que empleen longitudes de onda larga (Dvorkin y Uden, 2006). El promedio de Backus aborda el problema del escalamiento de datos de pozo hacia frecuencias bajas en torno al estado de esfuerzos de un volumen litológico, mediante el reordenamiento de las variables de

esfuerzo y deformación relacionadas por el tensor de rigidez. La validación implementada busca mayor conservación del efecto dinámico del medio de registros de pozo en el medio efectivo. Este procedimiento permite generar información en frecuencias bajas con mayor representación litológica.

Datos sísmicos

La sísmica migrada en tiempo pertenece al proyecto de exploración Penobscot 3D ubicado en la cuenca de Nueva Escocia, al norte de la isla del Sable (Fig. 12), y adquirida en 1991 por *Nova Scotia Resources Ltd.* Actualmente, el conjunto de datos es propiedad de la provincia de Nueva Escocia y está disponible a través del Repositorio Sísmico Abierto (OSR, por sus siglas en inglés) *TerraNubis* por contribución de *Canada-Nova Scotia Offshore Petroleum Board* (CNSOPB) y el Departamento de Energía de Nueva Escocia, bajo licencia *Creative Commons*.



Figura 12. (a) Mapa de ubicación del proyecto de exploración sísmica Penobscot 3D (modificado de Campbell et.al., 2015).

Los datos sísmicos cubren un área de 66 km^2 , adquiridos con un tamaño de celda de 12.5 m por 25 m , que comprenden 601 líneas longitudinales y 481 líneas transversales, cada traza con 751 elementos y una tasa de muestreo de 4 ms , cubriendo un tiempo doble de viaje de $0\text{-}3000 \text{ ms}$. El pozo L-30 fue perforado por Petro-Canada Shell en 1976 con una profundidad de $4,237 \text{ m}$ y un tirante de agua de 137 m . El intervalo de muestreo de los registros geofísicos de pozo es de 0.1524 m . La base de datos sísmica, los registros de pozo y los datos de horizontes geológicos son importados y visualizados utilizando Python 3.2 en el Entorno de Desarrollo Integrado (IDE, por sus siglas en inglés) Jupyter Lab.

Descripción geológica

La cuenca de Nueva Escocia abarca una extensión de $300,000 \text{ km}^2$. El marco estratigráfico está dominado por márgenes deltaicos deposicionales formados a partir de la separación de la Placa Norteamericana y la Placa Africana durante la desintegración de Pangea. La cuenca de Nueva Escocia está dividida en cuatro subcuencas y flanqueada por tres plataformas. Estas últimas controlaron significativamente la distribución de sedimentos a lo largo de su formación.

La fase inicial de la apertura en el Triásico medio corresponde a la separación de placas Norteamericana y Africana que dio lugar a rocas basálticas y lutitas rojas continentales de la Formación *Eurydice*. En el Triásico superior desaparecieron las barreras topográficas, interconectando cuencas con agua del paleocéano Tetis. En condiciones de mar somero, la Formación *Argo* depositó masivamente columnas de sal y anhidrita (Campbell et al., 2015).

La transgresión marina mayor ocurrió durante el Jurásico temprano, resultado de la separación completa de las placas Norteamericana y Africana, formando el protocéano Atlántico, dando lugar a secuencias de areniscas marinas someras y carbonatos en la Formación *Iroquois*, seguida por sedimentación de materiales clásticos fluviales gruesos de la formación *Mohican*. La Formación Abenaki, compuesta por carbonatos y sedimentos finos, fue depositada durante el Jurásico en un periodo de subsidencia de la cuenca de Nueva Escocia debido a la expansión del suelo oceánico.

En el límite del Jurásico-Cretácico una importante regresión marina dio lugar a la deposición de sedimentos aluviales y deltaicos gruesos correspondientes a la Formación *Missisauga* (Mandal y Srivastava, 2017). A finales del Cretácico inferior (Aptiano) sube el nivel del mar y la lutita *Naskapi* es depositada, seguido de una regresión marina que produjo canales de arenisca y lóbulos deltaicos presentes en el miembro *Los Cree* y *Canal de Arena*. Finalmente, durante el Albiano tardío, el nivel del mar incrementa nuevamente y la lutita *Sable* rica en facies prodeltaicas es depositada.

La transgresión marina continúa sobre los miembros de la Formación *Logan Canyon* con la deposición de la lutita marina *Dawson Canyon* y culmina con la Formación *Wyandot* (Khoudaiberdiev et al., 2017), cuyo miembro *Petrel*, una caliza delgada, es un importante marcador sísmico. La Fig. 13 es el marco estratigráfico que resume las formaciones (Fm.) y sus miembros (Mbr.) presentes en el pozo.

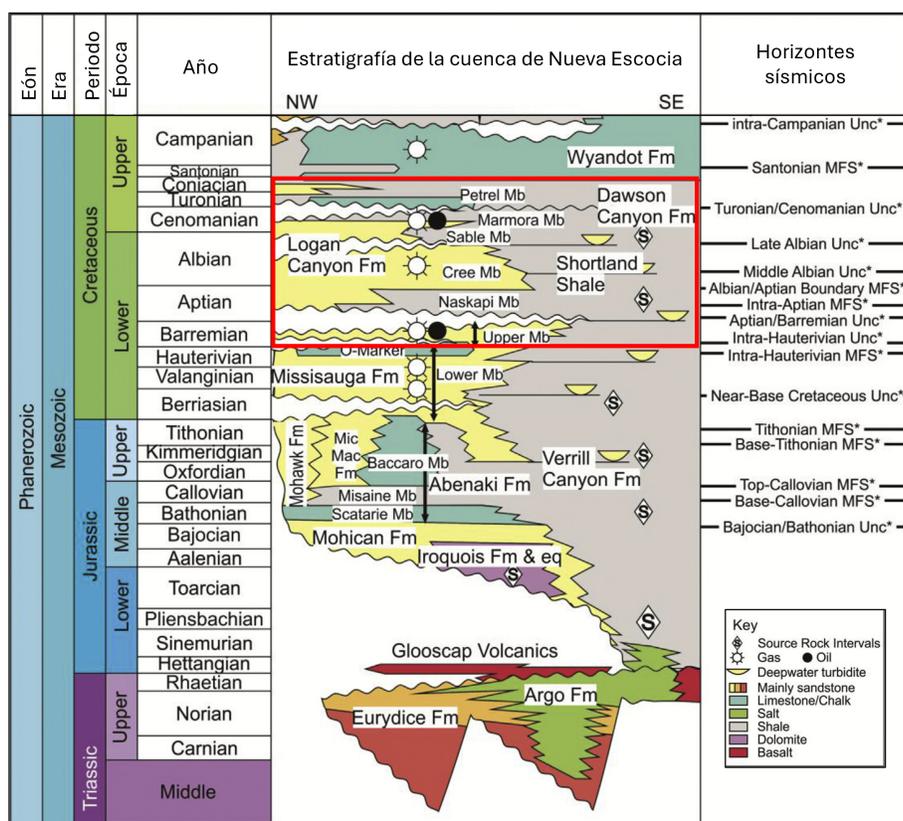


Figura 13. Marco estratigráfico de la cuenca de Nueva Escocia. Las secuencias de areniscas y lutitas en el **recuadro rojo** son el intervalo de interés (modificado de Campbell et al., 2015).

Escalamiento hacia frecuencias bajas: metodología

El proceso está dividido en tres partes: generación del medio efectivo, construcción de la traza sísmica sintética y evaluación de similitud. La Fig. 14 ilustra la primera parte mediante un diagrama de flujo. Los siguientes puntos la detallan:

1. Sísmica de superficie:

- Extraer la traza sísmica correspondiente a la ubicación del pozo.
- Estimar una frecuencia sísmica dominante f_{dom} .

2. Registros geofísicos de pozo:

- En el intervalo de interés, extraer el registro sísmico, de densidad y otros convenientes para la identificación de horizontes geológicos.
- Acondicionamiento de datos: eliminación de datos atípicos con un filtro de mediana.
- Estimación de registros geofísicos faltantes y necesarios para el algoritmo de escalamiento utilizando relaciones empíricas.
- Cálculo de velocidad de ondas P mínima $V_{P_{min}}$.

3. Ejecución del algoritmo de escalamiento de Backus:

- Estimación de L_B .
- Comenzar con $N=3$.
- Cálculo de la velocidad de ondas de corte vertical mínima $V_{SO_{min}}$.

4. Validación:

- Verificar que $B \cong \frac{1}{3}$.
- Si no es así, ajustar el valor de N y volver a ejecutar el algoritmo de Backus.

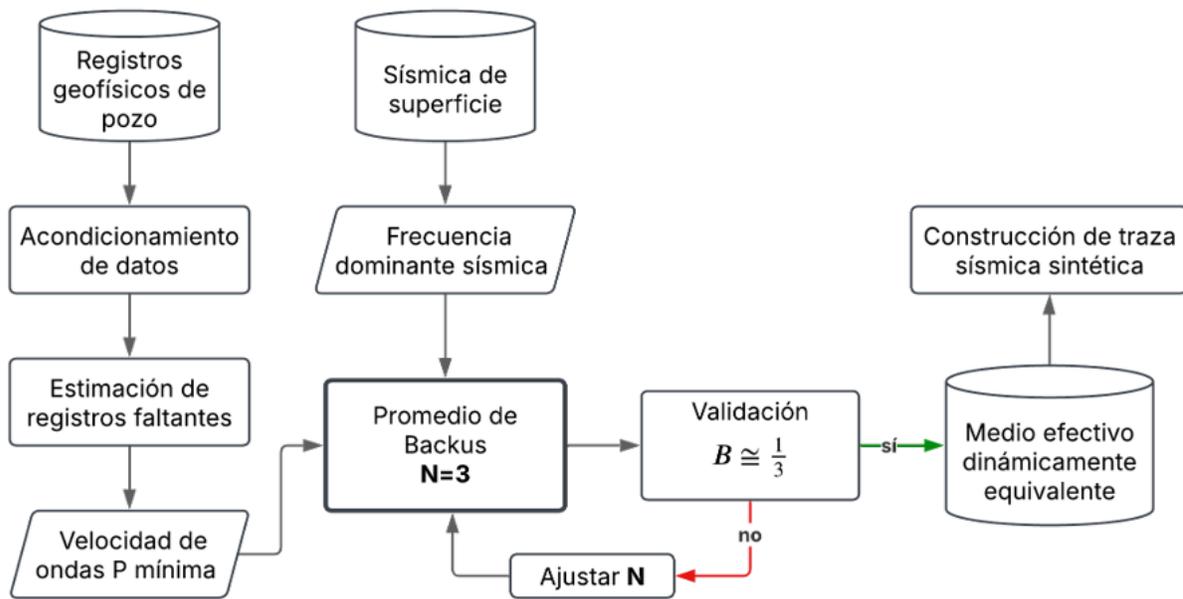


Figura 14. Diagrama de flujo del escalamiento de Backus hacia frecuencias bajas. El resultado es un medio efectivo dinámicamente equivalente al medio original.

El propósito de construir la traza sísmica sintética del promedio de Backus es evaluar su similitud con la traza sísmica de superficie y compararla con la traza sísmica sintética obtenida directamente de los registros sísmico y de densidad. La Fig. 15 es un diagrama de flujo que ilustra el proceso. Los siguientes pasos la detallan:

1. Tiempo doble de viaje:

- Para la traza sintética del promedio de Backus, usar V_{P0} del medio efectivo en el cálculo del tiempo de ida y vuelta que tarda la energía reflejada en viajar verticalmente —conversión profundidad a tiempo—.
- Para la traza sintética de registros de pozo, usar V_P .

2. Cálculo de impedancias sísmicas:

- Asegurar que las unidades de lentitud o velocidad y densidad estén en el mismo sistema de unidades.

3. Cálculo de coeficientes de reflexión:

- Calcular serie de coeficientes de reflexión en función de la profundidad.
- Conversión de la serie de coeficientes de reflexión al dominio del tiempo.

4. Estimación de ondícula sísmica:

- Generar una ondícula de Ormsby.
- El espectro de amplitud de la ondícula debe aproximarse a la forma del espectro de amplitud de la sección sísmica de superficie.

5. Traza sísmica sintética de Backus:

- Convolución de la ondícula de Ormsby $w(t)$ con la serie de coeficientes de reflexión en tiempo $r(t)$.

6. Evaluar similitud entre trazas:

- Evaluación de similitud de amplitudes entre la traza sísmica de superficie y las trazas sintéticas de Backus y de registros de pozo.
- Utilizar el método EI adaptado a trazas sísmicas para estimar el error de correlación lineal de amplitudes.

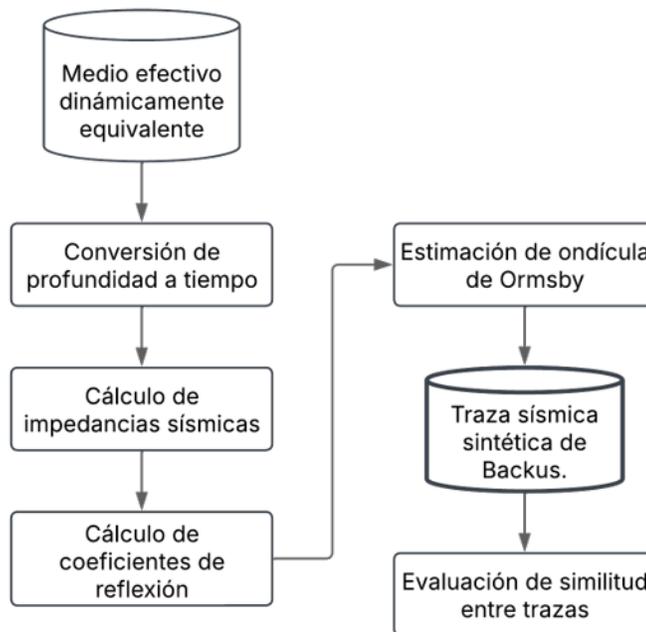


Figura 15. Diagrama de flujo para obtener la traza sísmica sintética de Backus.

La Fig. 16 ilustra un flujo de trabajo que integra los diagramas en Fig. 14 y Fig. 15 en el ejercicio con datos reales. El flujo de trabajo integral está dividido en 5 partes:

1. Visualización:

- Registros geofísicos de pozo: los valores atípicos en los registros sísmico y de densidad son removidos con un filtro estadístico de mediana. Verificar consistencia de horizontes geológicos con los registros geofísicos de pozo.
- Sección sísmica: extracción de sección y traza sísmicas en la vecindad del pozo L-30.

2. Acondicionamiento de datos:

- Estimación de velocidad de ondas de corte con relaciones empíricas.

3. Promedio de Backus:

- Cálculo de frecuencia dominante sísmica f_{dom} .
- Cálculo de velocidad de ondas P mínima $V_{P_{min}}$.
- Ejecución del algoritmo de escalamiento de Backus.
- Validación del medio efectivo.

4. Construcción de la traza sísmica sintética:

- Implementar el flujo de trabajo indicado en la Fig. 15.

5. Similitud entre trazas:

- Evaluación de similitud entre trazas de interés mediante el índice de error de correlación.

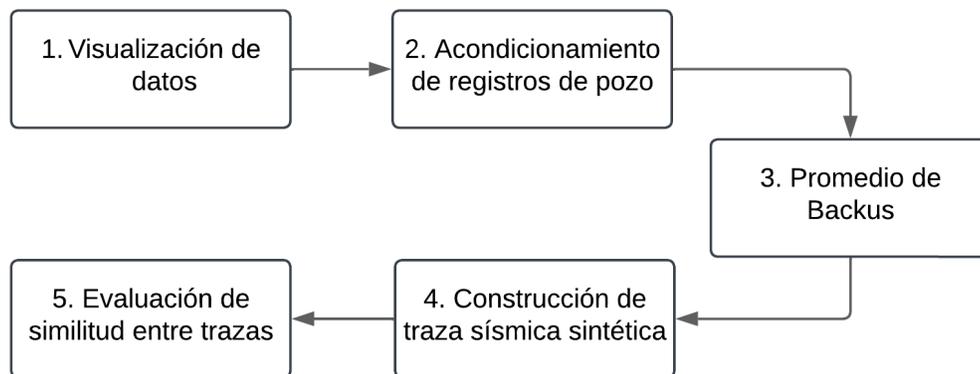


Figura 16. Flujo de trabajo. Aplicación del promedio de Backus a registros geofísicos del pozo L-30.

Visualización

Registros geofísicos de pozo

El intervalo de interés en la Fig. 17 está definido de 950 a 2250 m, considerando zonas con capas de areniscas intercaladas con lutitas. Valores atípicos en la velocidad de onda compresional fueron eliminados con un filtro estadístico de mediana.

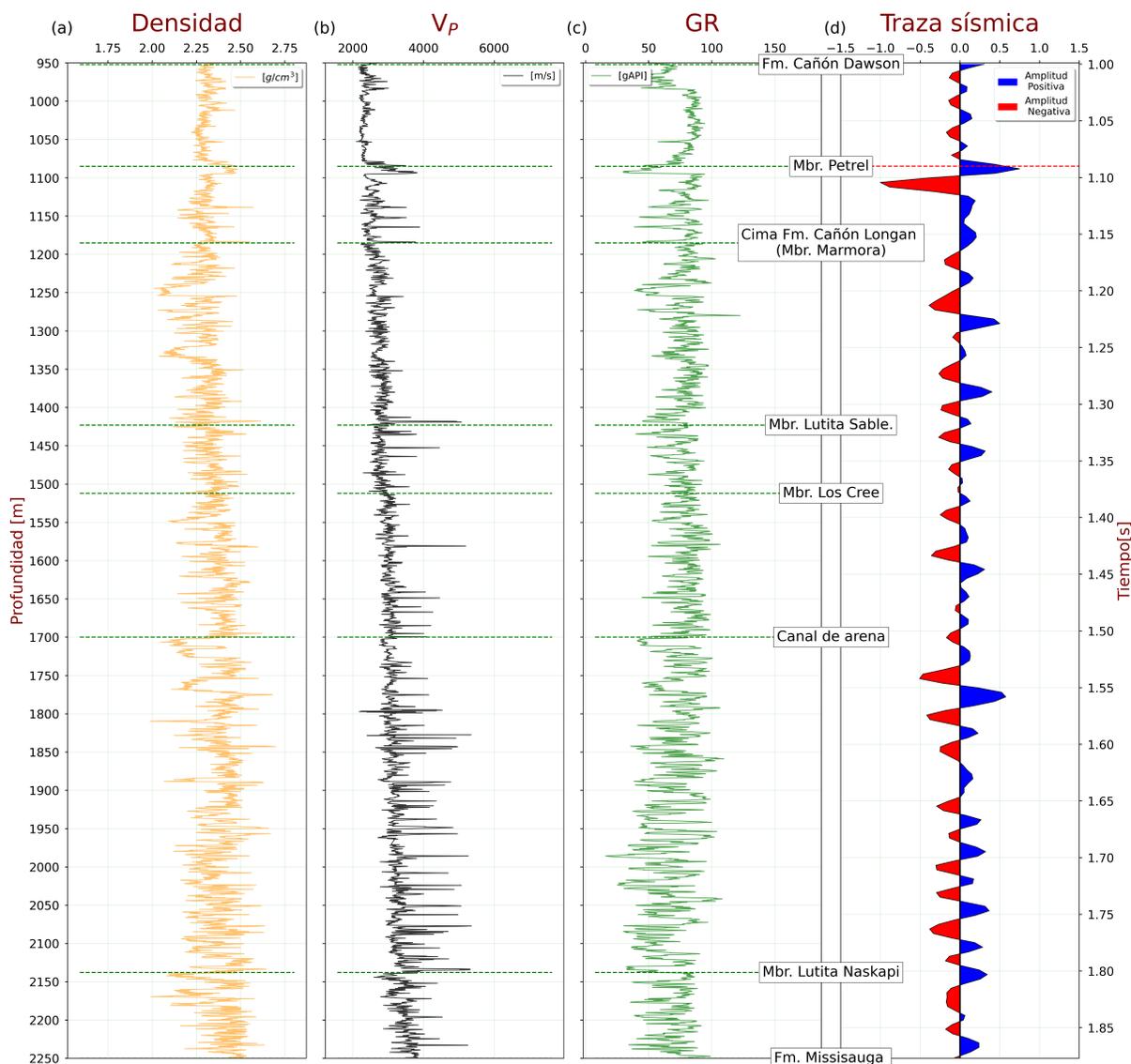


Figura 17. Visualización de registros geofísicos del pozo L-30. (a) Registro de densidad. (b) Velocidad compresional. (c) Registro de rayos gamma. (d) Traza sísmica en la vecindad del pozo L-30. El Intervalo de interés es de 950 a 2,250 m. **Línea punteada roja:** marcador sísmico, base litológica del Mbr. Petrel.

Sección sísmica

La sección sísmica transversal 1160 contiene 601 trazas con 751 muestras en tiempo, que cubren 0 a 3 s. El intervalo de interés (950 a 2250 m) está en el rango de 0.987 a 1.87 s. Existen suficientes contrastes de impedancia acústica entre las litologías para generar patrones y amplitudes de reflexión que son interpretados estratigráficamente tanto en vista de sección como en vista de planta (Campbell et al., 2015). Las formaciones y miembros geológicos están ubicados en profundidad en la Fig. 17 y tiempo en la Fig. 18.

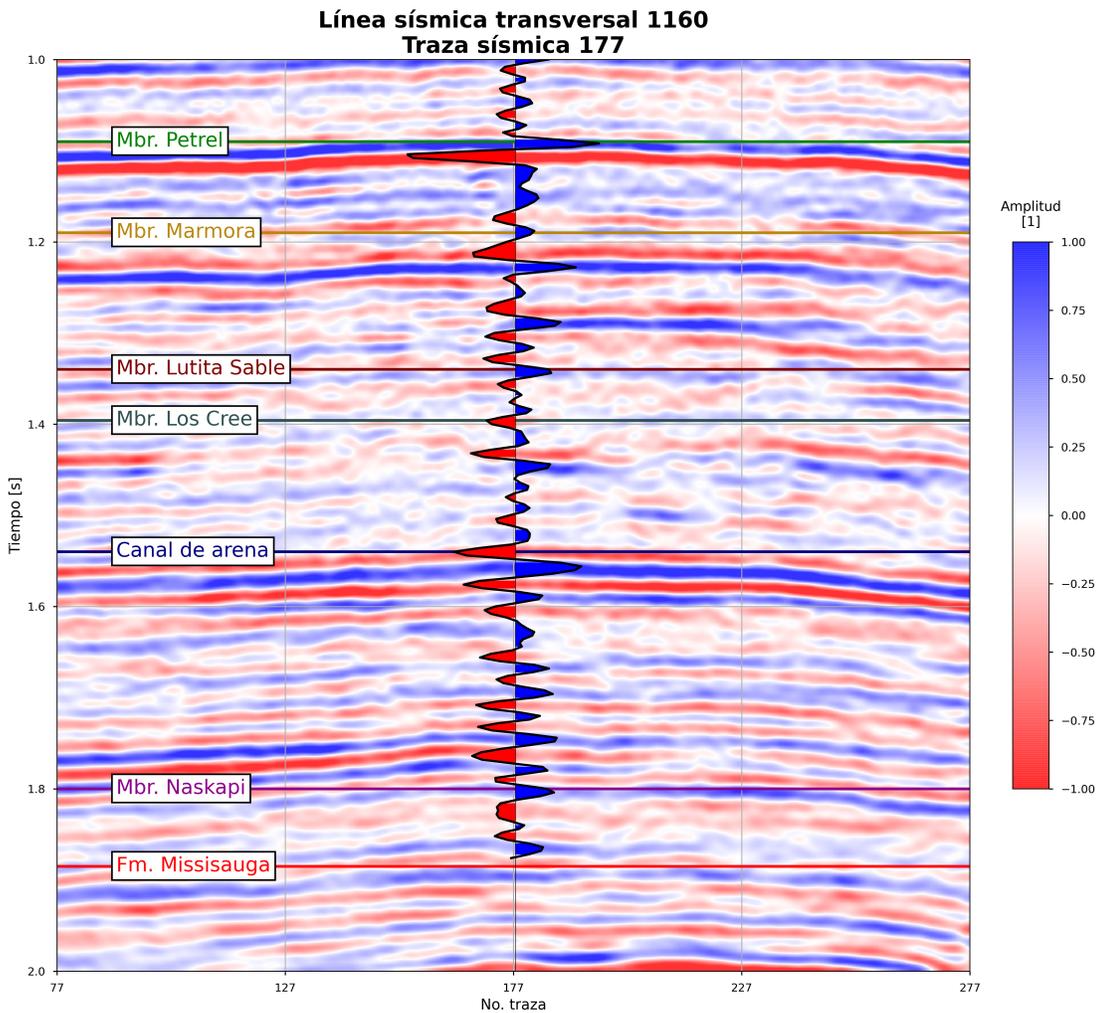


Figura 18. Traza sísmica correspondiente al pozo L-30 sobre una sección de la línea sísmica transversal 1160 y marcadores geológicos ubicados en tiempo.

Acondicionamiento

Registros geofísicos de pozo

La velocidad de ondas de corte ausente es estimada usando las relaciones empíricas de Greenberg y Castagna (Martin et al., 2006):

Arenas

$$V_{S_{areniscas}} = 0.84 \times V_P - 856 \text{ m/s.} \quad (48)$$

Lutitas

$$V_{S_{lutitas}} = 0.77 \times V_P - 867 \text{ m/s.} \quad (49)$$

Por lo anterior, es necesario calcular el volumen de arcilla y arenisca en el intervalo usando el registro de rayos gamma. La magnitud de radiación gamma está asociada con el contenido de arcilla respecto a la línea base de arenisca y lutita. La línea base de arenisca es dos veces la desviación estándar por debajo de la media de los datos en el intervalo; la línea base de lutita es dos veces la desviación estándar por arriba de la media de los datos (Bowers, 1999). El índice de rayos gamma IGR representa la proporción del valor leído con respecto a la línea base de arenisca y lutita:

$$IGR = \frac{GR_{leído} - GR_{arenisca}}{GR_{lutita} - GR_{arenisca}}, \quad (50)$$

donde $GR_{leído}$ es la magnitud de radiación gamma leída en el registro, GR_{lutita} y $GR_{arenisca}$ son las líneas base de lutita y arenisca, respectivamente. La relación de Larionov ajusta el IGR en el rango de profundidades entre 1,200 y 1,400 m (Tiab y Donaldson, 2016, p. 230):

$$V_{arcilla} = 0.33 (2^{2IGR} - 1); \quad V_{arenisca} = 1 - V_{arcilla}, \quad (51)$$

donde $V_{arcilla}$ es el volumen de arcilla y su complemento, el volumen de arenisca $V_{arenisca}$.

Por sencillez, calculamos la media aritmética de $V_{arcilla}$ en el intervalo para estimar un volumen general de arcilla. En adelante, en el cálculo de la velocidad de corte, el volumen de arcilla es constante a lo largo del intervalo de interés. La estimación final de V_S considera un promedio combinado del promedio aritmético y armónico de los datos calculados (Mavko et al., 2020, p. 504):

$$V_S = \frac{V_{S_{arith}} + V_{S_{harm}}}{2}, \quad (52)$$

donde $V_{S_{arith}}$ y $V_{S_{harm}}$, representan, respectivamente, el promedio aritmético y armónico de las velocidades de onda de corte ponderadas por el volumen de arcilla y arenisca, calculadas como:

$$V_{S_{arith}} = (V_{arcilla} \times V_{S_{lutitas}}) + (V_{arenisca} \times V_{S_{areniscas}}). \quad (53)$$

$$V_{S_{harm}} = \left(\frac{V_{arcilla}}{V_{S_{lutitas}}} + \frac{V_{arenisca}}{V_{S_{areniscas}}} \right)^{-1}. \quad (54)$$

Muestro la velocidad de onda de corte modelada en la Fig. 19.

Escalamiento hacia frecuencias bajas

Frecuencia dominante sísmica

Estimar f_{dom} es fundamental en la ejecución del algoritmo de escalamiento de Backus. La frecuencia dominante existe en la posición donde el área acumulada bajo la curva del espectro de amplitud es la mitad de la energía total, es decir, la mitad del área (Fig. 20).

Con amplitudes normalizadas o en escala de decibeles, el umbral común para describir el ancho de banda útil es la mitad de la amplitud máxima, esto equivale a -6 dB (i.e $20 \log_{10} 0.5$) (Simm y Bacon, 2014, p. 23). La frecuencia dominante estimada en el espectro de amplitud dentro del ancho de banda útil es 26.74 Hz.

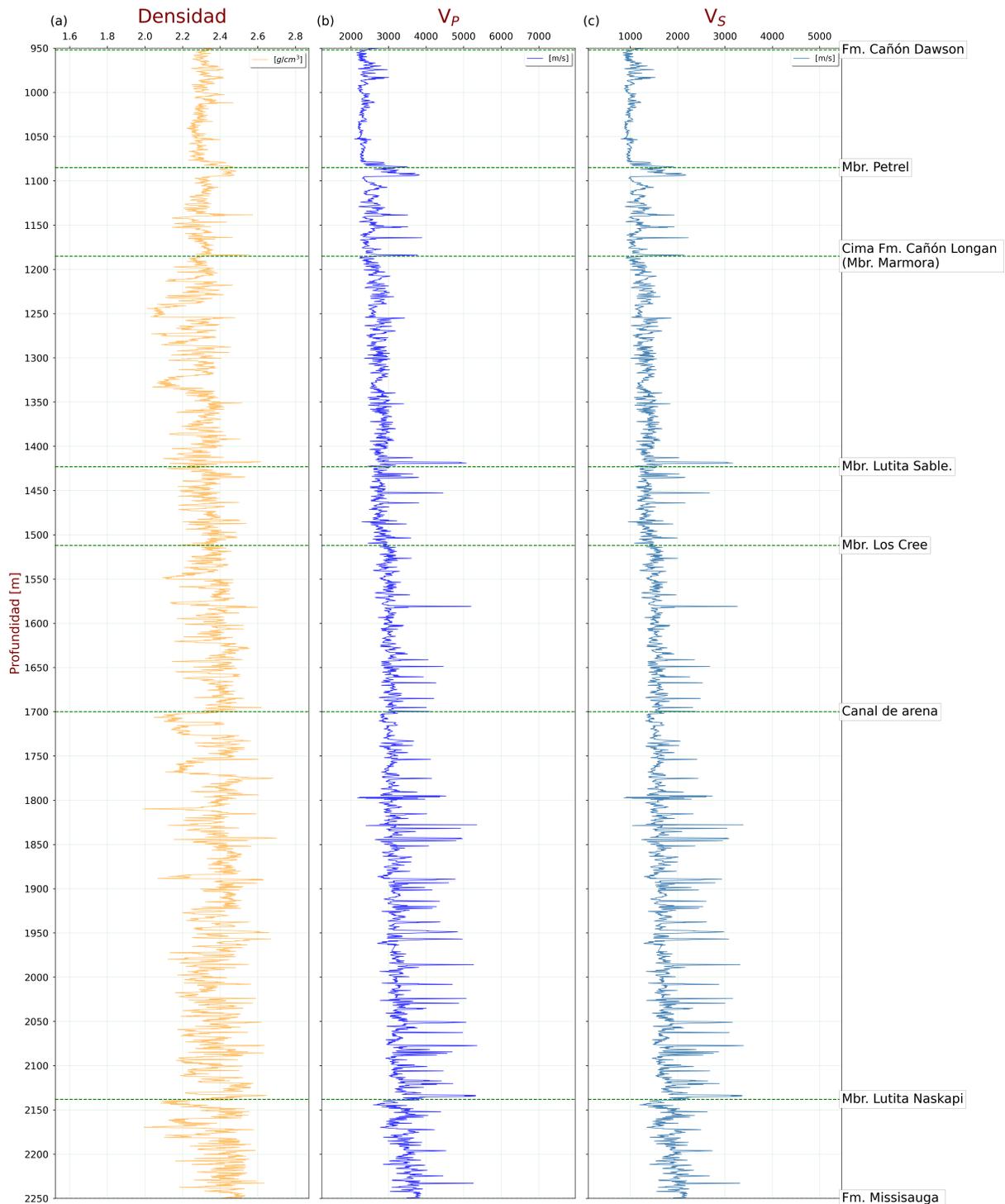


Figura 19. Registros geofísicos de pozo requeridos para ejecutar el algoritmo de Backus. (a) Densidad. (b) Velocidad de ondas P. (c) Estimación de velocidad de ondas de corte.

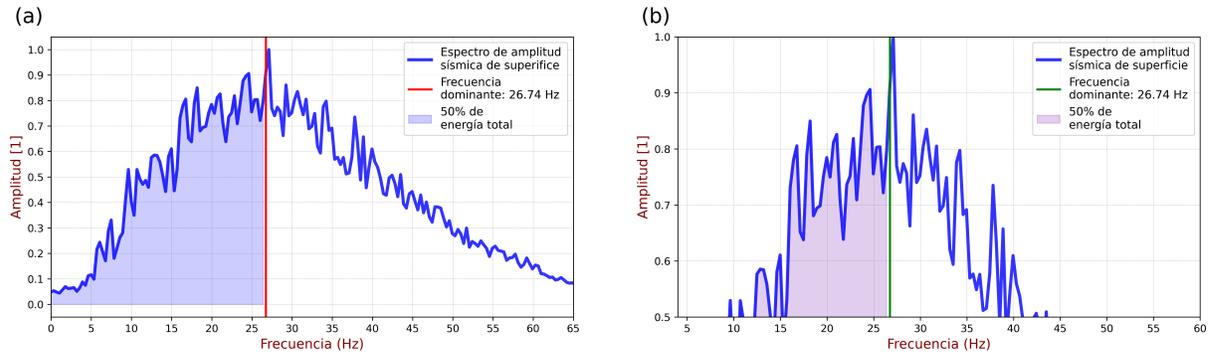


Figura 20. (a) Espectro de amplitud normalizado. (b) Espectro de amplitud normalizado sobre el ancho de banda útil, esto es, la mitad de la amplitud máxima. La frecuencia dominante sísmica es 26.74 Hz.

Algoritmo de escalamiento de Backus

La frecuencia del medio efectivo resultante es 289.82 Hz. La Tabla 3 es un resumen de resultados del algoritmo de escalamiento de Backus. Los contrastes de impedancia más significativos están en profundidades con horizontes calcáreos y de lutitas asociados, en la sísmica de superficie, con eventos de reflexión de amplitud positiva debidos a la disminución de la impedancia en la interfase de las rocas.

La Fig. 21 muestra los límites de reflexión (línea verde) y transmisión (línea roja) del número de Backus sobre la curva de velocidad de onda de corte vertical mínima, resultado de múltiples longitudes L_B . Bajo la vecindad del número de Backus que valida la equivalencia dinámica del medio efectivo (línea verde), $V_{SO_{min}}$ oscila hasta aproximarse a su magnitud mínima.

La Fig. 22 muestra los registros sísmico y de densidad escalados hacia frecuencias bajas. Los datos del medio efectivo son una versión suavizada de los registros de pozo que mantienen equivalencia dinámica entre los datos incluidos dentro de L_B y los datos del medio efectivo.

Resultados del algoritmo de escalamiento de Backus					$\lambda_{dom} = 111.55[m]$
Pozo L-30					$\Delta z = 0.1524 [m]$
N	B	L_B	Frecuencia del registro V_p [kHz]	Frecuencia del medio efectivo V_{p0} [Hz]	Frecuencia dominante sísmica [Hz]
6.7	0.33	19.44 [m]	35.14	289.82	26.74

Tabla 3. Resumen de resultados de la aplicación del promedio de Backus a registros sísmicos y de densidad del pozo L-30.

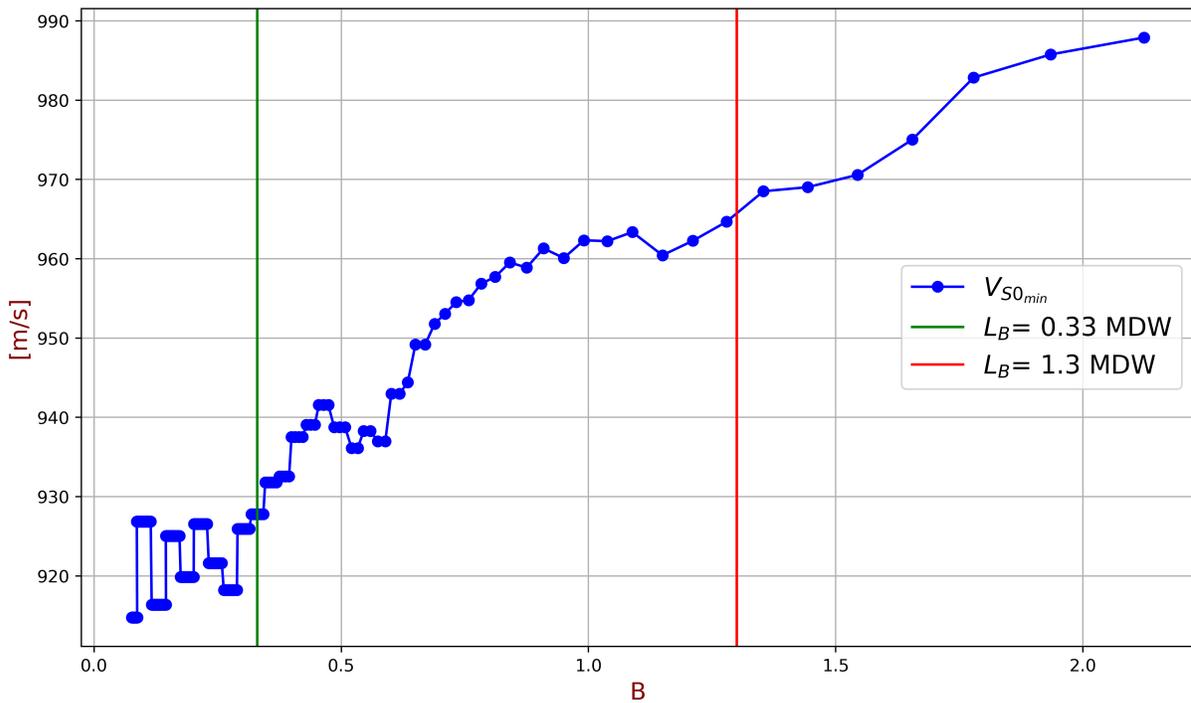


Figura 21. Onda de corte vertical mínima en función de B . **Línea verde:** convergencia y límite de reflexión cuando L_B es 0.33 veces la longitud de onda mínima dominante — λ_{efvo} —. **Línea roja:** límite de transmisión.

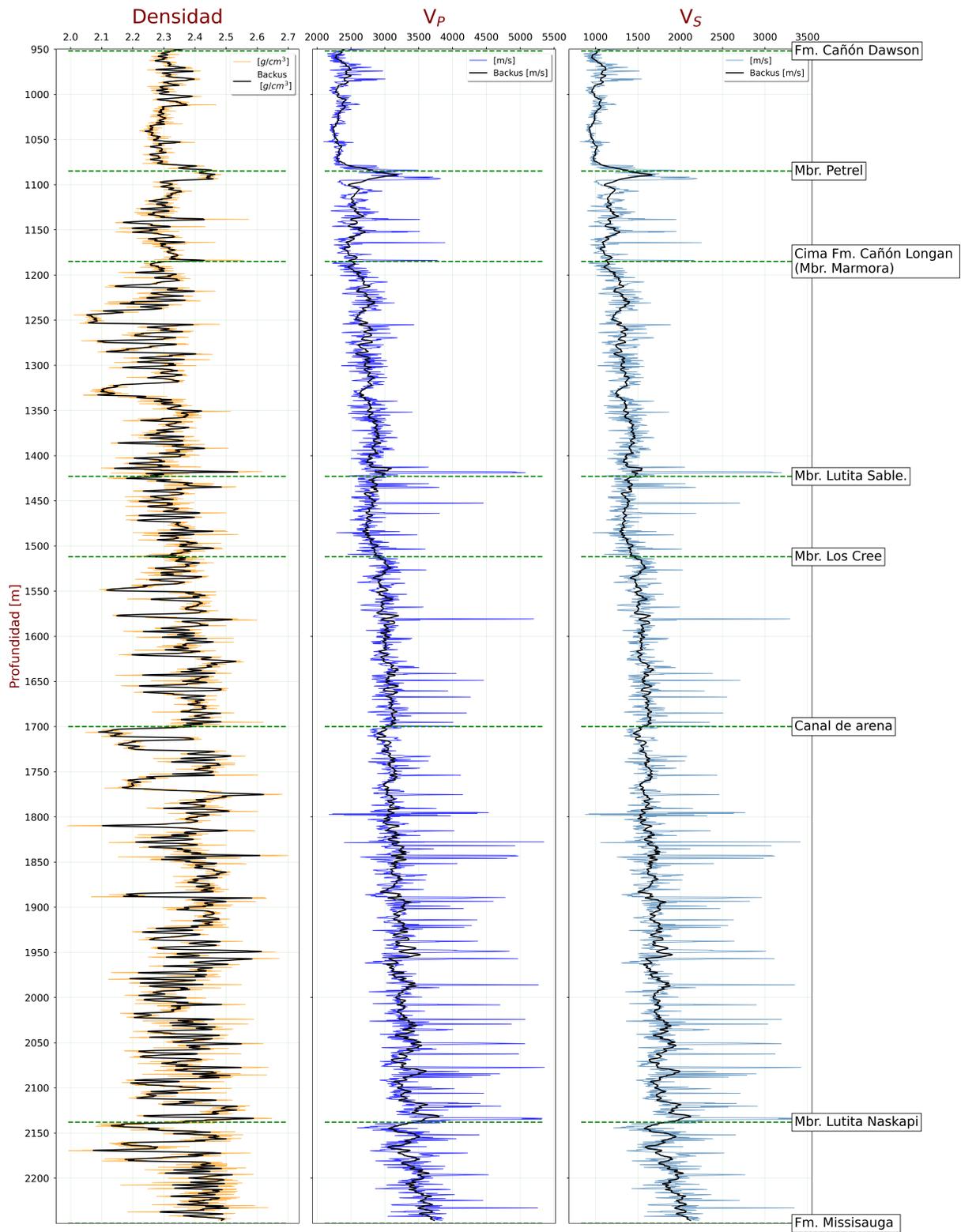


Figura 22. Resultado del algoritmo de Backus. Las curvas negras sobre los registros de pozo (que representan; (a) densidad, (b) velocidad de ondas P y (c) velocidad de ondas S del medio efectivo) son una forma suavizada que conservan el efecto dinámico de los datos de registros geofísicos de pozo.

Trazas sísmicas sintéticas

La convolución de la serie de coeficientes de reflexión en tiempo con una ondícula produce una traza sísmica sintética. Obtener la posición en tiempo de dichos coeficientes requiere considerar criterios geométricos de referencia de los registros geofísicos de pozo, como: longitud del tirante de agua, inicio de mediciones en profundidad, velocidad de reemplazo para intervalos sin datos, etc. La Tabla 4 presenta los parámetros considerados.

Parámetros de referencia

KB: datum de referencia	30.1752 m
Nivel del mar	0.0407 s
Tirante de agua	
Rango	(0-137.46) m
Velocidad de reemplazo	1480 m/s
TWT	0.22479 s
Intervalo sin mediciones	
Rango	[137.46-347) m
Velocidad de reemplazo	1600 m/s
TWT	0.41052 s
Intervalo omitido	
Rango	[347-950) m
Velocidad de reemplazo	2145 m/s
TWT	0.98713 s

Tabla 4. Parámetros de referencia tomados en cuenta en la construcción de las trazas sísmicas sintéticas. Son tres los intervalos que preceden el intervalo de interés en el pozo: **(1)** Tirante de agua. **(2)** Intervalo sin mediciones en el registro sísmico. **(3)** Intervalo omitido; es decir, intervalo con mediciones en el registro sísmico pero que no fue tomado en cuenta. La velocidad de reemplazo del intervalo omitido es la que mejor ajusta a la posición en tiempo del inicio del intervalo de interés. El valor de TWT es la ubicación en tiempo del inicio de cada intervalo.

Cambiar el dominio de datos de profundidad a tiempo, implica convertir datos de velocidad $[\frac{m}{s}]$ a lentitud $[\frac{\mu s}{m}]$, con el fin de obtener un diferencial de tiempo que describa cuánto tarda el frente de onda en recorrer un intervalo de muestreo Δz en profundidad. Para mantener el mismo sistema de unidades, la densidad en $[\frac{g}{cm^3}]$ es convertida a $[\frac{kg}{m^3}]$ (Fig. 23).

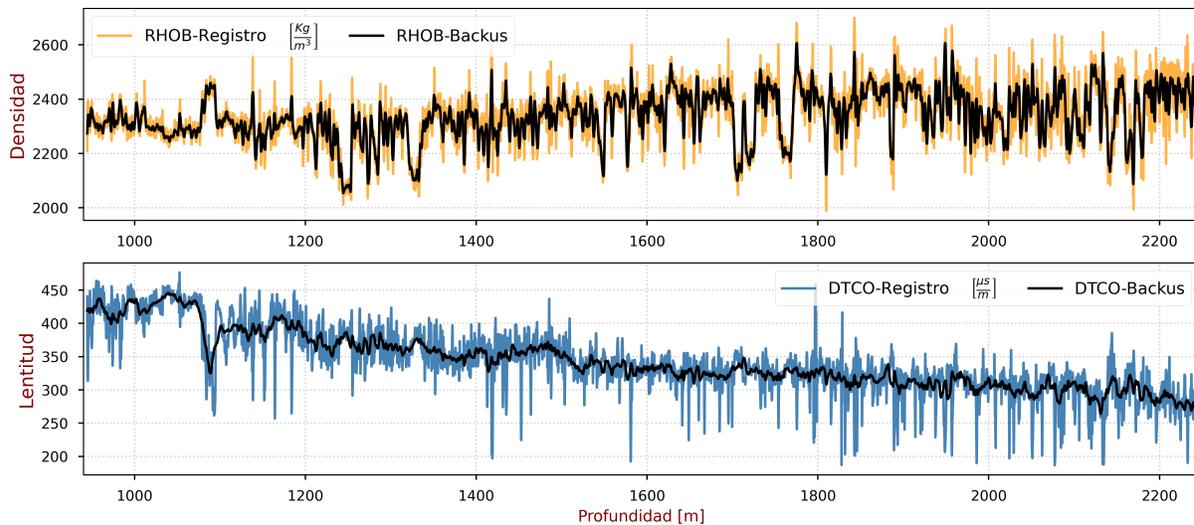


Figura 23. Densidades y lentitudes correspondientes a los registros geofísicos de pozo y las obtenidas del promedio de Backus. Conversión de unidades como primer paso en la construcción de trazas sísmicas sintéticas.

La impedancia acústica es la resistencia de un medio al paso de la energía sísmica, expresada como el producto entre densidad y velocidad de la onda sísmica está escrita como:

$$Z = \rho \times v. \quad (55)$$

La Fig. 24 muestra la representación gráfica del producto de los datos de velocidad y densidad en el dominio de la profundidad, correspondientes a los registros de pozo y al promedio de Backus. La curva de impedancia sísmica de Backus es una versión escalada de la impedancia sísmica de los registros geofísicos de pozo.

En su forma más simple, el coeficiente de reflexión está relacionado con los cambios

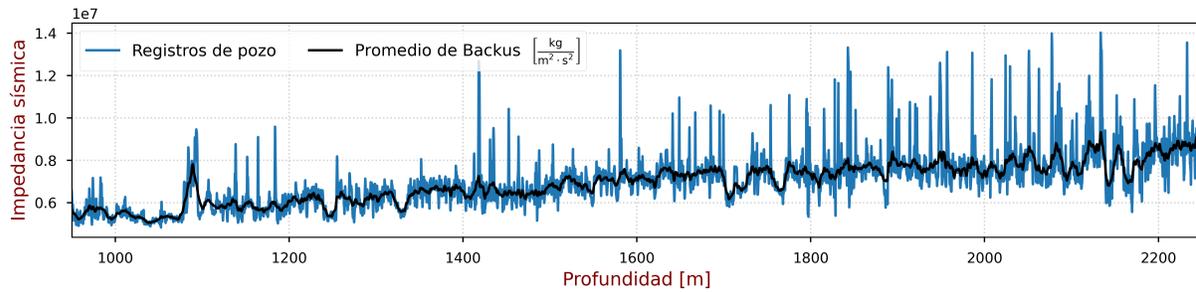


Figura 24. Impedancia acústica de datos en registros geofísicos de pozo y del promedio de Backus.

en la impedancia acústica (Simm y Bacon, 2014, p. 7), lo que da lugar a una reflexión sísmica. Suponiendo una onda plana que incide sobre una interfase y existen condiciones de continuidad de presión y conservación de energía, los coeficientes de reflexión están escritos como (Robinson y Treitel, 2008, p. 47):

$$r = \frac{Z_1 - Z_2}{Z_1 + Z_2}. \quad (56)$$

Aplicando la Ec. 56, la Fig. 25 muestra los coeficientes de reflexión en el dominio de la profundidad. La diferencia en magnitudes de estos coeficientes es la razón por la cual no es apropiado comparar datos sísmicos de frecuencias diferentes.

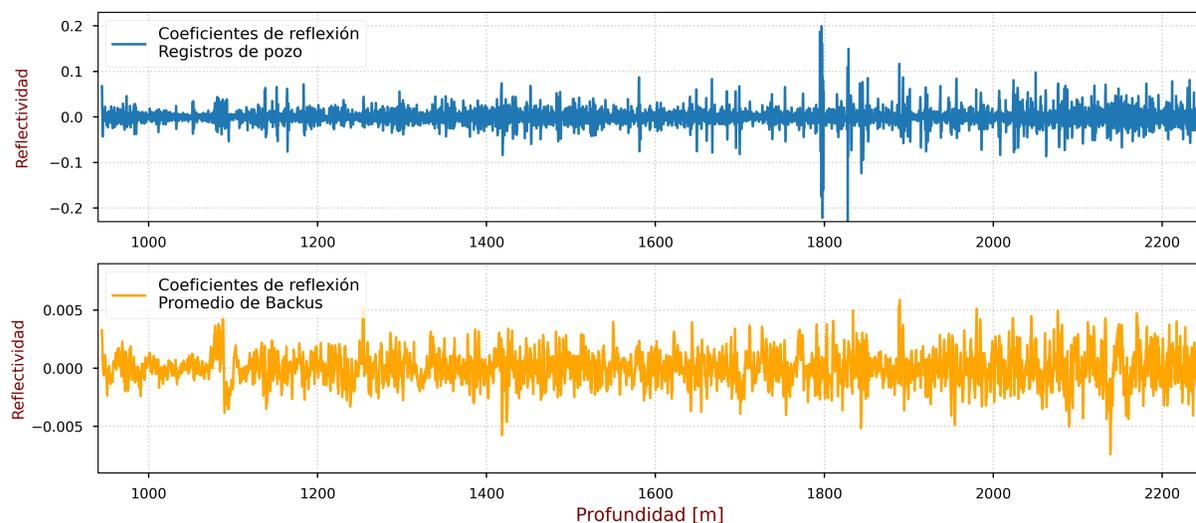


Figura 25. Contraste de magnitudes en series de coeficientes de reflexión de datos en frecuencias diferentes. Esta es la razón por la que no es adecuado comparar datos sísmicos en frecuencias diferentes.

El tiempo doble de viaje es el tiempo de ida y vuelta que tarda la energía reflejada al viajar verticalmente (Sheriff, 2002, p. 359), es decir, la duración del paso de una reflexión primaria desde la fuente hasta un punto en profundidad y luego de regreso al receptor (Robinson y Treitel, 2008, p. 40). La conversión de tiempo a profundidad es calculada como:

$$\text{TWT} = 2 \Delta z \sum_{i=0}^z \Delta \tau_i, \quad (57)$$

donde Δz , es el intervalo de muestreo, en este caso $0.1524 [m]$ y $\Delta \tau$ es un diferencial de lentitud. La curva de conversión profundidad a tiempo es calculada utilizando la velocidad de ondas P, resultado del promedio de Backus. La Fig. 26 muestra la curva de conversión de profundidad a tiempo.

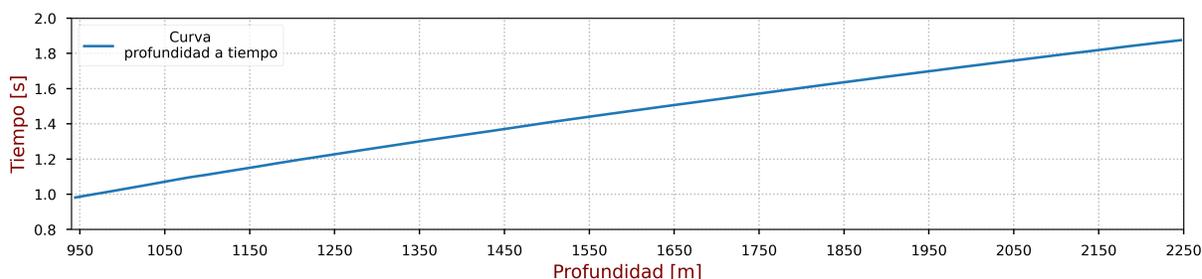


Figura 26. Curva de conversión profundidad a tiempo.

La serie de coeficientes de reflexión escalada hacia frecuencias bajas es convertida al dominio del tiempo utilizando la función de conversión en la Fig 26. Los datos medidos en registros sísmicos y de densidad varían significativamente entre capas, lo que genera coeficientes de reflexión grandes. El algoritmo de escalamiento de Backus suaviza las transiciones entre las capas, lo que reduce las diferencias de impedancia entre las capas, resultando en coeficientes de reflexión de menor magnitud (Fig. 25).

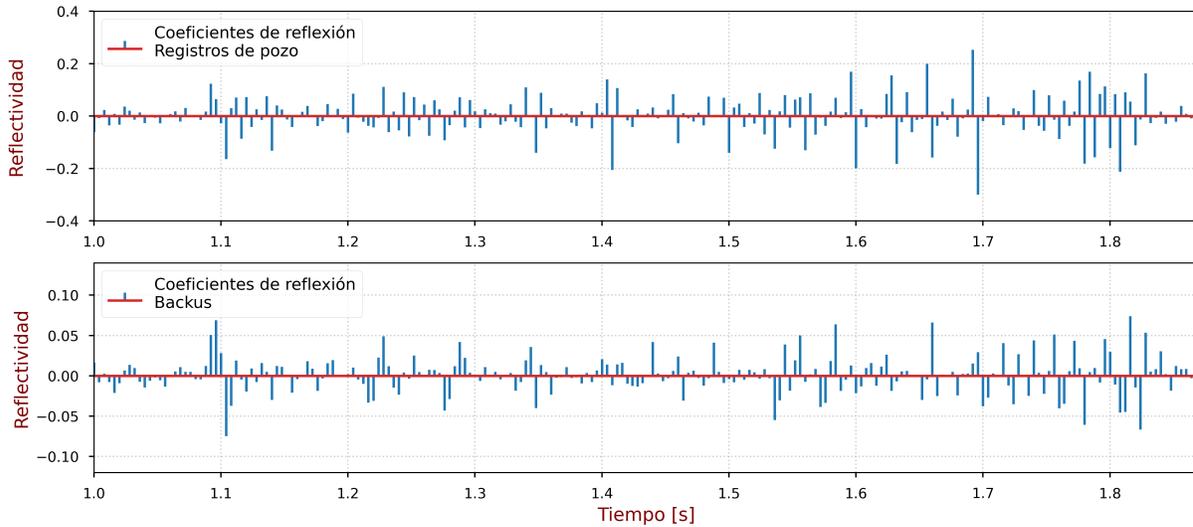


Figura 27. Series de coeficientes de reflexión derivados de los registros geofísicos de pozo y del promedio de Backus. Nótese la disminución de magnitud en la escala de los coeficientes de reflexión del promedio de Backus.

El pilar del modelado sísmico es el modelo convolucional; plantea que la traza sísmica es producto de la convolución de un pulso sísmico con la serie de coeficientes de reflexión (Simm y Bacon, 2014, p. 7):

$$p(t) = w(t) * r(t) + n(t), \quad (58)$$

donde $p(t)$ es la traza sísmica, $w(t)$ es la ondícula, el asterisco denota convolución, $r(t)$ es la serie de coeficientes de reflexión y $n(t)$ es ruido. Esta ecuación constituye la estructura esencial de una traza sísmica y es la base fundamental de toda interpretación sísmica.

Para definir la forma de la ondícula es necesaria información de su espectro de amplitud y el desplazamiento relativo de la posición de una onda sinusoidal respecto a un punto de referencia, es decir, la fase. Cuando la ondícula muestra componentes de frecuencia alineados en el tiempo cero, es de fase cero. La importancia de las ondículas de fase cero para la interpretación surge al analizar la correlación entre pozos y datos sísmicos (Simm y Bacon, 2014, p. 23): es simétrica y centra la cresta en cada coeficiente de la serie de reflexión. La ondícula es definida utilizando el filtro Ormsby de la biblioteca Bruges (Monte

et al., 2022) con una duración de 0.600 s, intervalo de muestreo de 0.004 s y frecuencias de corte de 5, 20, 35 y 45 Hz. La Fig. 28 muestra la ondícula y su espectro de amplitud.

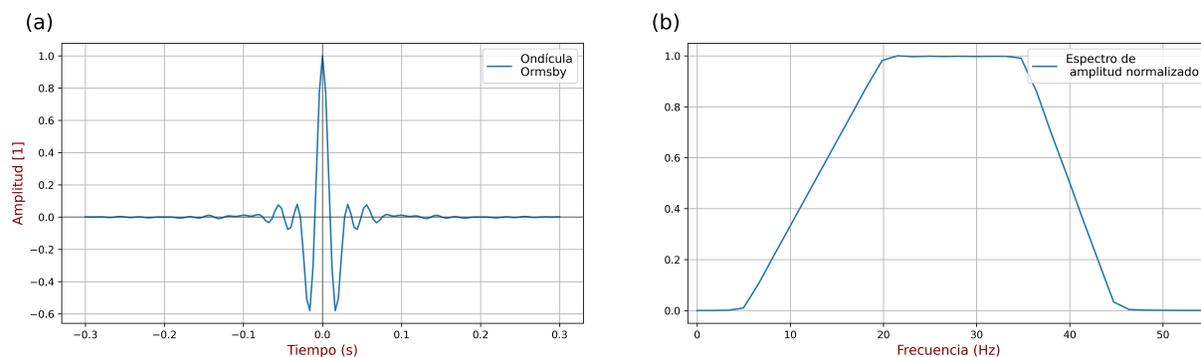


Figura 28. (a) Ondícula de Ormsby utilizada para el modelo convolucional de las trazas sintéticas. La ondícula es de fase cero. (b) La ventaja de la ondícula de Ormsby es que su espectro de amplitud puede ser manipulado. Espectro de amplitud de la ondícula normalizado.

El espectro de amplitud de la ondícula es una versión escalada del espectro de amplitud de la sección sísmica, como muestra la Fig. 29. El filtro de la ondícula cubre en mayor medida el espectro de amplitud de la sísmica de superficie sobre el ancho de banda útil. La forma de la ondícula es determinada con el enfoque de “técnica adaptativa” (Simm y Bacon, 2014, p. 43), que implica un proceso de prueba y error. La ondícula de Ormsby es conveniente porque su espectro de amplitud es manipulable.

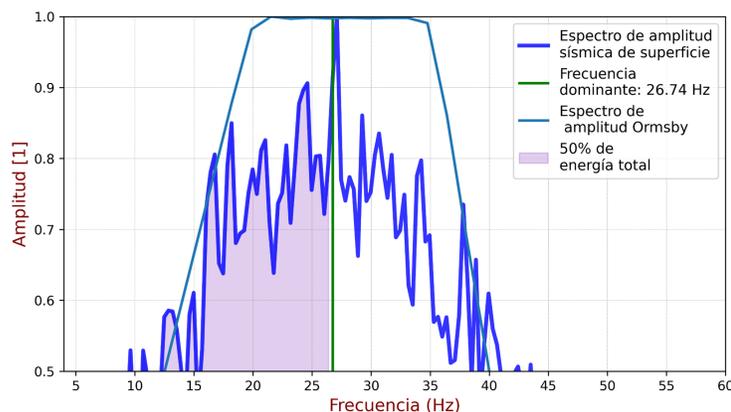


Figura 29. Espectro de amplitud de la ondícula de Ormsby sobre el ancho de banda útil del espectro de amplitud sísmico. El ajuste pretende que el filtro de Ormsby cubra el espectro de amplitud sísmico.

La Fig. 30 presenta las trazas sísmicas sintéticas construidas. Un ejercicio de comparación visual muestra similitud evidente entre la traza sísmica 177 y la traza sísmica sintética del promedio de Backus, después de Canal de arenisca. Todos los datos sísmicos están normalizados.

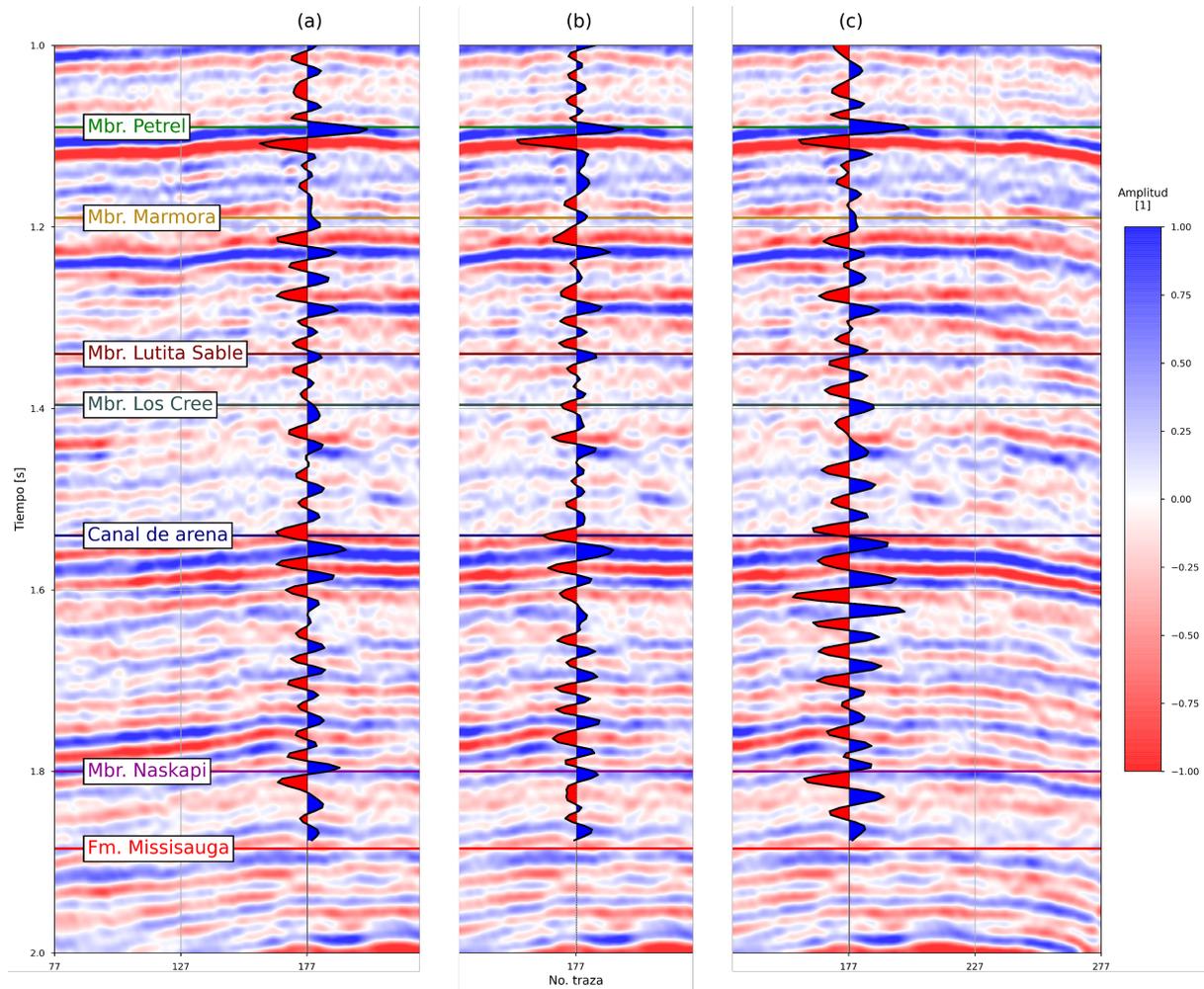


Figura 30. (a) Traza sísmica sintética del promedio de Backus. (b) Traza sísmica 177. (c) Traza sísmica sintética de registros geofísicos de pozo. Observar disimilitudes con la traza sísmica debajo del canal de arenisca.

Dado que la velocidad es dispersiva, aplicar un razonamiento adecuado sobre cómo integrar conjuntos de datos de pozo en sísmica de superficie implica que velocidades calculadas de registros geofísicos de pozo sean escaladas a la frecuencia sísmica de superficie antes de hacer cualquier comparación o vinculación (Simm y Bacon, 2014, p. 38).

Capítulo 3

Discusión

En la construcción de trazas sísmicas sintéticas u otros procesamientos que requieren de precisión del campo de ondas, no todas las velocidades son apropiadas. Cuando datos sísmicos son comparados directamente con datos sísmicos, existen discrepancias en la magnitud de las propiedades físicas de las capas. Por esa razón, datos en registros de pozo son escalados hacia frecuencias sísmicas a través del medio efectivo.

El promedio ponderado de Backus coloca en primer plano fluctuaciones rápidas y lentas en variables que influyen el tensor de rigidez de un volumen de roca. La relación $\frac{\lambda_{dom}}{L_B} \geq N$, y el número B permiten la construcción de un medio efectivo VTI dinámicamente equivalente con velocidades litológicas: la validación hace posible generar trazas sintéticas más similares con trazas sísmicas. Dado que las trazas sísmicas y las trazas sintéticas provienen de escalas opuestas, nunca habrá correlación total: el objetivo es mejorar la similitud en las reflexiones principales. Los límites que controlan la correspondencia dinámica entre el medio del registro sísmico y el medio efectivo fundamentan la validación del promedio de Backus. Bajo el límite de reflexión, el número B mantiene la relación adecuada entre los tres medios discutidos: registros sísmicos, medio efectivo y traza sísmica. El número de Backus B es la conexión entre fuentes de información medida en diferentes escalas, pues fija el resto de parámetros y su magnitud es un límite que indica la frecuencia mínima de escalamiento para un conjunto de datos sísmicos y de densidad.

3.1. Evaluación de similitud entre trazas

Todas las trazas son divididas en intervalos de tiempo donde existe más contraste en similitud, con base en la Fig. 31 y Fig. 32. Los intervalos de interés son:

1. **Intervalo completo.**
2. **Primer intervalo:** inicio de trazas - Mbr. Canal de arenisca.
3. **Segundo intervalo:** Mbr. Canal de arenisca - final de trazas.

El siguiente método evalúa el error de la correspondencia lineal de amplitudes entre la traza sísmica y las trazas sintéticas:

1. Índice de error de correlación (EI):

- Adaptado para trazas sísmicas, cuantifica el error de similitud de amplitud entre trazas.

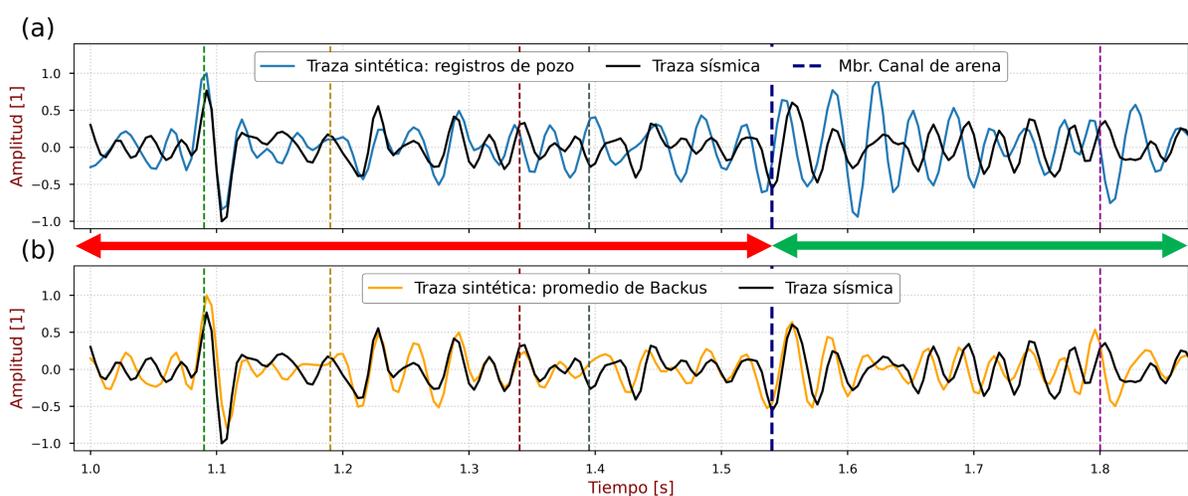


Figura 31. Superposición de trazas sintéticas con traza sísmica. (a) Traza sísmica en negro y traza sintética generada directamente con datos de registros de pozo, en azul. (b) Traza sísmica en negro y traza sintética derivada del promedio de Backus, en naranja. (1) **Línea roja:** primer intervalo de evaluación. (2) **Línea verde:** segundo intervalo. El criterio de división es el aumento de diferencias de amplitud al inicio del segundo intervalo.

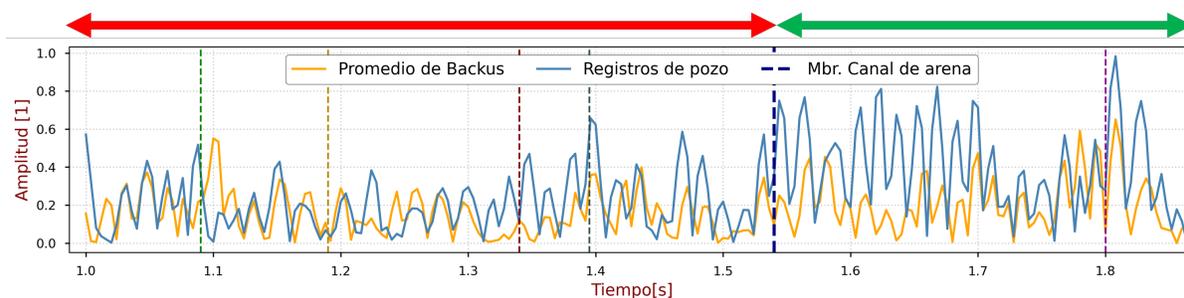


Figura 32. Diferencias absolutas de amplitud entre trazas sísmicas sintéticas y la traza sísmica. La diferencia absoluta de amplitudes es calculada en posiciones de tiempo idénticas para ambas señales. **(1) Línea roja:** primer intervalo de evaluación. Las magnitudes de las diferencias absolutas son notablemente menores. **(2) Línea verde:** segundo intervalo. Después de Mbr. Canal de arenisca, las diferencias de amplitudes contrastan más. La traza sintética del promedio de Backus presenta diferencias de menor magnitud en ambos intervalos.

La Tabla 5 muestra coeficientes de similitud en intervalos considerados. Las amplitudes son extraídas de las trazas en índices de tiempo idénticos para construir las gráficas de dispersión de amplitud (Fig. 33). La gráfica de dispersión para una misma traza sísmica mostraría puntos alineados sin variabilidad sobre una recta a 45 grados. A medida que aumenta la disimilitud entre trazas, la distribución es más dispersa y la pendiente de la recta de ajuste disminuye. El análisis busca compactar la nube de puntos y aproximar la recta de ajuste a una pendiente unitaria. Los resultados muestran que las trazas sintéticas del promedio de Backus presentan disminuciones entre 28 % y 35 % del coeficiente EI en comparación con las trazas sintéticas creadas directamente con registros de pozo; esto implica que las amplitudes de la traza sintética del promedio de Backus son más similares en todos los intervalos analizados.

Intervalo completo

La traza sintética de registros de pozo presenta un índice de error del 92 % respecto de la traza sísmica (ver Fig. 33a y Fig. 33b). El procedimiento de Backus disminuye el índice de error en 27.3 %. La disimilitud de la traza sísmica con la traza sintética de registros de pozo es ampliamente apreciable en Fig. 31 y Fig. 32 .

Coefficientes de similitud			
Traza sintética	Intervalo completo	Intervalo 1	Intervalo 2
	EI (%)	EI (%)	EI (%)
Promedio de Backus	64.7	52.0	62.5
Registros de pozo	92.0	73.7	97.7

Tabla 5. Similitud de tiempo en tres intervalos. La traza sintética de Backus muestra mayor grado de similitud en todos los intervalos en términos del índice de correlación de errores (EI).

Primer intervalo

El índice de error de la traza sintética de registros de pozo es 73.7%. El promedio de Backus lo disminuye en 21.7%. Es el intervalo con menor índice de error para las trazas sintéticas (ver Fig. 33c y Fig. 33d).

Segundo intervalo

El EI de la traza sintética derivada de registros de pozo es prácticamente nula, ya que presenta un índice de error de 97.7%. El promedio de Backus lo disminuye drásticamente en un 35.2% (ver Fig. 33e y Fig. 33f).

El registro sísmico opera en el rango de frecuencias de kilohertz (alta frecuencia y longitud de onda corta), mientras que los datos sísmicos típicamente se encuentran entre 10 y 80 Hz (baja frecuencia y longitud de onda larga). Esta diferencia implica que el registro sísmico está influenciado por un volumen de roca reducido en comparación con la onda sísmica; por esta razón, las velocidades derivadas de datos sísmicos son menores.

Dado que el medio efectivo es de frecuencia baja, la dicotomía impacta directamente en la construcción de la curva profundidad a tiempo y en la magnitud de la serie de coeficientes de reflexión, ya que disminuye el contraste de velocidades en el medio efectivo. La curva profundidad a tiempo derivada del medio efectivo obtenido mediante el promedio de Backus es comparable con el tiempo de ida y vuelta registrado en los datos sísmicos de

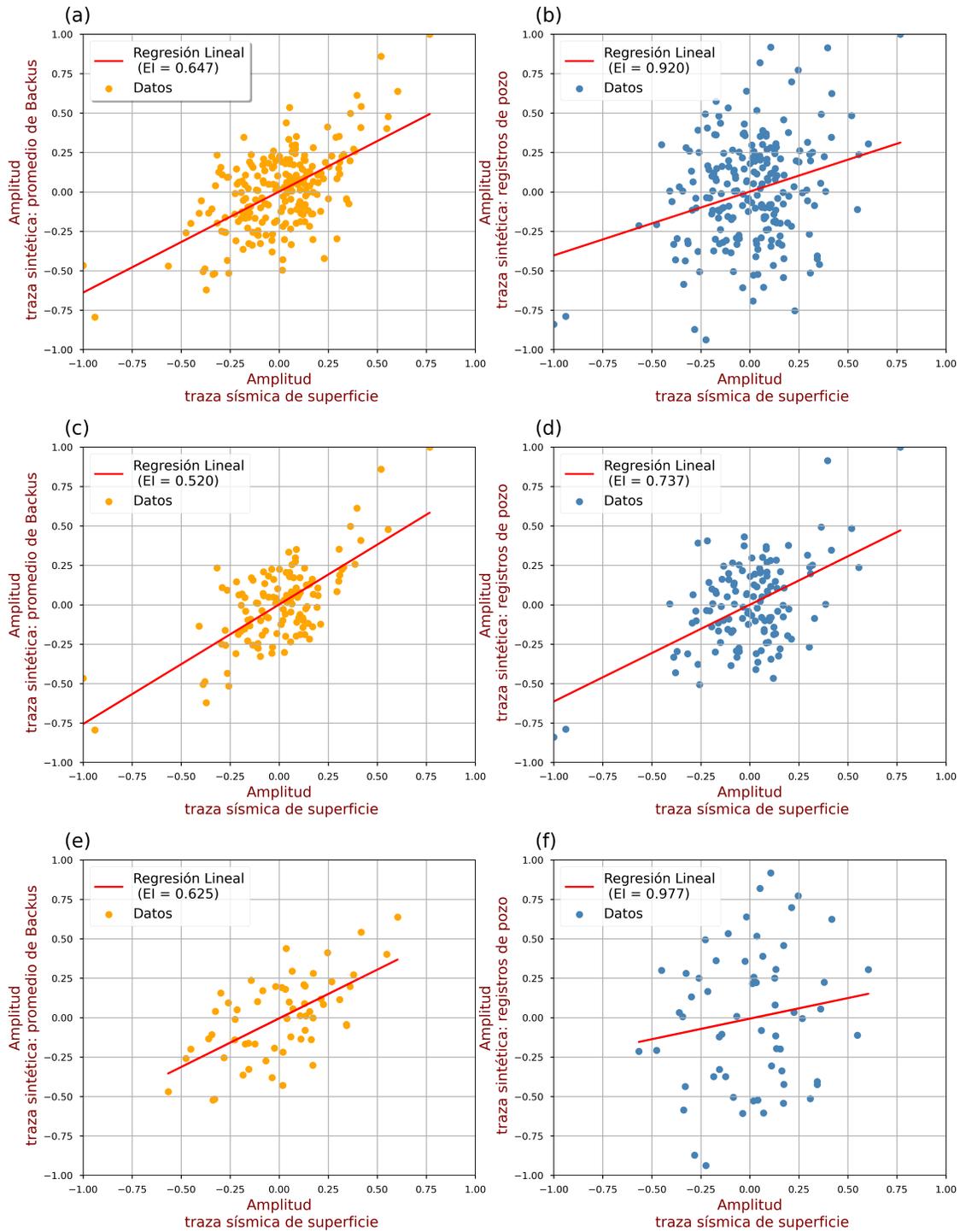


Figura 33. Gráficas de dispersión de amplitud. **Azul:** dispersión de amplitud de la traza sísmica con traza sintética de registros de pozo. **Naranja:** dispersión de amplitud de la traza sísmica con la traza sintética del promedio de Backus. Intervalo completo (a) y (b). Primer intervalo (c) y (d). Segundo intervalo (e) y (f). El coeficiente EI disminuye en todos los casos. El promedio de Backus disminuye 35.2% el índice de error en el segundo intervalo. La Tabla 5 presenta los coeficientes EI.

superficie, ya que están influenciados por volúmenes de roca similares. Las Figs. 2, 4 y 5 en el primer capítulo explican este efecto: el rango máximo de frecuencias donde el medio es efectivo ocurre cuando el coeficiente de reflexión permanece mínimo. Cuando el contraste de impedancia aumenta y la relación de escala disminuye, el intervalo pierde extensión de forma drástica. Es decir, la frecuencia del medio efectivo influye en la magnitud de la serie de coeficientes de reflexión al igual que la escala de exploración sísmica. Si aumenta la frecuencia del medio efectivo, aumenta el contraste de impedancia reflejado en la magnitud de los coeficientes de reflexión.

Capítulo 4

Comentarios finales

Establecer una adecuada relación directa entre propiedades materiales medidas en escala de registros de pozos y escala sísmica requiere incorporar información de ambas escalas: la velocidad de propagación mínima del registro sísmico y frecuencia dominante del volumen sísmico, para determinar la longitud de escalamiento mediante el promedio de Backus y obtener un medio efectivo que preserve la respuesta elástica multiescala.

Validar el escalamiento hacia frecuencias bajas, implementado a través del promedio de Backus, requiere satisfacer la desigualdad del número de Backus en función de los límites de transmisión y reflexión de la energía sísmica de los registros sísmicos en los datos de sísmica de superficie.

Construir trazas sísmicas sintéticas, mediante un adecuado proceso de escalamiento hacia frecuencias bajas a partir de los registros geofísicos, permite un mayor control de la incertidumbre en el ajuste sísmica-pozo, coadyuvando a una mejor interpretación geológica, así como a la estimación de propiedades elásticas y petrofísicas en escala de datos sísmicos de superficie, en beneficio de los objetivos de incorporación de reservas e incremento del factor de recuperación de hidrocarburos.

Los scripts de Python desarrollados se encuentran disponibles en el repositorio abierto de GitHub: <https://github.com/ManClem/Escalamiento-hacia-frecuencias-bajas>.

Referencias

Backus, G. E., 1962, Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering: *Journal of Geophysical Research*, 67(11), 4427-4440, <https://doi.org/10.1029/JZ067i011p04427>

Berryman, G. J., Grechka, V., y Berge, P., 1999, Analysis of Thomsen parameters for finely layered VTI media: *Geophysical Prospecting*, 47, 959–978, <https://doi.org/10.1046/j.1365-2478.1999.00163.x>

Bowers, G., 1999, Estado del arte en la estimación de la presión de poro: Traducido por el Instituto Mexicano del Petróleo, editado por Knowledge Systems Inc. para la Unidad de Perforación y Mantenimiento de Pozos de PEMEX.

Campbell, T. J., Richards, F. B., Silva, R. L., Wach, G., y Eliuk, L., 2015, Interpretation of the Penobscot 3D seismic volume using constrained sparse spike inversion, Sable sub-Basin, offshore Nova Scotia: *Marine and Petroleum Geology*, 68, 73–93, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.08.009>

Dvorkin, J., y Uden, R., 2006, The challenge of scale in seismic mapping of hydrate and solutions.: *The Leading Edge*, 25(5), 637-642, <https://doi.org/10.1190/1.2202670>

Dvorkin, J., Gutierrez, M. A., y Grana, D., 2014, *Seismic Reflections of Rock Properties*: Cambridge University Press.

Khoudaiberdiev, R., Bennett, C., Bhatnagar, P., y Verma, S., 2017, Seismic interpretation of Cree Sand channels on the Scotian Shelf: SEG Technical Program Expanded Abstracts, <https://doi.org/10.1190/segam2017-17742372.1>

Kluyver, T., Ragan-Kelley, B., Pérez, F., Granger, B., Bussonnier, M., Frederic, J., y Willing, C., 2016, Jupyter notebooks, a publishing format for reproducible computational workflows: *Positioning and Power in Academic Publishing: Players, Agents and Agendas*, IOS Press, 87–90.

Leiceaga, G. G., Marion, B., O’Sullivan, K. M., Bunge, G., Nielsen, J. T., y Fryer, A., 2015, Crosswell seismic applications for improved reservoir understanding: *The Leading Edge*, 34(4), 422-428, <https://doi.org/10.1190/tle34040422.1>

- Liner, C. L., 2012, *Elements of Seismic Dispersion*: Society of Exploration Geophysicists.
- Liner, C. L., 2014, Long-wave elastic attenuation produced by horizontal layering: The Leading Edge, 33, 634–638, <https://doi.org/10.1190/tle33060634.1>
- Liner, C. L., 2016, *Elements of 3D Seismology*: Society of Exploration Geophysicists.
- Liner, C. L., y Fei, T., 2006, Layer-induced seismic anisotropy from full-wave Sonic logs: Theory, applications, and validation: Geophysics, 71, 184–187, <https://doi.org/10.1190/1.2369826>
- Liner, C. L., y Fei, T., 2007, The Backus number: The Leading Edge, 26, 420–426, <https://doi.org/10.1190/1.2723204>
- Liu, E., y Martinez, A., 2012, *Seismic Fracture Characterization: Concepts and Practical Applications*: EAGE.
- Mandal, A., y Srivastava, E., 2018, Enhanced structural interpretation from 3D seismic data using hybrid attributes: New insights into fault visualization and displacement in Cretaceous formations of the Scotian Basin, offshore Nova Scotia: Marine and Petroleum Geology, 89, 464–478, <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.10.013>
- Marion, D., Mukerji, T., y Mavko, G., 1994, Scale effects on velocity dispersion: From ray to effective medium theories in stratified media: Geophysics, 59(10), 1613–1619, <https://doi.org/10.1190/1.1443550>
- Martin, G. S., Wiley, R., y Marfurt, K. J., 2006, Marmousi2: An elastic upgrade for Marmousi: The Leading Edge, 25, 156–166, <https://doi.org/10.1190/1.2172306>
- Mavko, G., Mukerji, T., y Dvorkin, J., 2020, *The Rock Physics Handbook*: Cambridge University Press.
- Monte, A. A., Bianco, E., et al., 2022, Bruges: A Python library for geophysics, <https://github.com/agile-geoscience/bruges>.
- Robinson, E. A., y Treitel, S., 2008, *Digital Imaging and Deconvolution: The ABCs of Seismic Exploration and Processing*: Society of Exploration Geophysicists.
- Sheriff, R. E., 2002, *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*: Society of Exploration Geophysicists.
- Simm, R., y Bacon, M., 2014, *Seismic Amplitude: An Interpreter's Handbook*: Cambridge University Press.
- Stovas, A., y Ursin, B., 2007, Equivalent time-average and effective medium for periodic layers: Geophysical Prospecting, 55, 871–882, <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2007.00576.x>
- Stovas, A., y Roganov, Y., 2011, Acoustic waves in layered media — From theory to seismic applications: IntechOpen, <https://www.intechopen.com/chapters/20086>

Stovas, A., Roganov, Y., Duffaut, K., y Carter, A. J., 2013, Low-frequency layer-induced anisotropy: *Geophysics*, 78, WC3–WC14, <https://doi.org/10.1190/geo2012-0301.1>

Tiab, D., y Donaldson, E. C., 2024, *Petrophysics: Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and Fluid Transport Properties*: Elsevier.

Thomsen, L., 2002, Understanding seismic anisotropy in exploration and exploitation: Society of Exploration Geophysicists, <https://library.seg.org/doi/pdf/10.1190/1.9781560803270.fm>

Agradecimientos

A mis padres que han sido apoyo irreductible, verdades ennoblecidas y amor, verdaderamente amor.

Expreso mi más sincero agradecimiento a los sinodales que integraron el jurado de esta tesis: el Ing. Javier Arellano Gil, la Dra. Silvia Raquel García Benitez, el Dr. Josué Tago Pacho y el M. I. Mauricio Buendía Millán. Agradezco profundamente el tiempo que dedicaron a la lectura crítica de este trabajo, así como sus valiosas observaciones, sugerencias y comentarios, los cuales contribuyeron de manera significativa a enriquecer y mejorar la calidad de este documento. Gracias por su apoyo y por su labor como docentes e investigadores.

Al M. C. Julián Zapotitla Román, por el apoyo académico firme y sin dudas, la enseñanza amable y disponible en las clases de la facultad, y el apoyo tan importante en el término de mi proceso formativo.

Al M. I. Douglas Alberto Gómez Reyes, el de la tiza perpetua, el de la paciencia que consolidó mis ideas cuando eran apenas humo y sospecha. Quien para instruirme no dudó en robarle tiempo al tiempo. Gracias por no aplaudirme fácil, por enseñarme compromiso y convicción, por afilar mi pensamiento a fuerza de trabajo duro y por ese apoyo que nunca se anuncia pero siempre está. Llegué con comas temblorosas, teorías hechizas, errores sin estilo: gracias por defender mi intento con correcciones que duelen, pero que salvan.

A Gabriela, ojos café y esperanza viva; motor de mis comuniones, enemiga acérrima de mi soledad y heroína de un mundo que se niega a caer a pedazos. Un oasis de cariño en el desierto. Gracias por ser el sol caliente y hacer que una espiga nos parezca un templo, y un poema, el universo entero.

