

Análisis de la amplitud referenciada con trayectorias de rayo y su aplicación en AVO

JESÚS G. BOHÓRQUEZ Q.

LUIS A. MONTES

Departamento de Geociencias, Facultad de Ciencias, Grupo de Investigación en Geofísica,
Universidad Nacional de Colombia, lamontesv@unal.edu.co

RESUMEN

El análisis AVO se basa en la variación de amplitudes de ondas con el offset, determinada entre otras causas por las propiedades elásticas de las rocas.

Las variables necesarias para caracterizar el comportamiento elástico de las rocas, como la velocidad de ondas-s y atenuación, se llegan a determinar mediante análisis AVO. La valoración de velocidades resulta menos costosa en unos casos, cuando el AVO reemplaza la utilización de multicomponentes en adquisiciones terrestres, y en otros casos posible, cuando se utiliza a partir de adquisiciones marinas. El presente artículo describe una metodología diferente para la utilización AVO (AVA), que consiste en analizar los cambios relativos de amplitud de onda en frecuencia entre dos reflectores próximos, corrigiendo así pérdidas de energía de la onda por efectos de transmisión y conversión que dependen del ángulo de incidencia.

El método se aplicó a datos sintéticos de modelos de capas con interfaces planas y paralelas asociados a los ambientes de depósito principalmente marinos de baja actividad tectónica con cambios principalmente estratigráficos, como por ejemplo en zonas de los llanos orientales de Colombia.

PALABRAS CLAVE: AVO, RAYO, RECUPERACIÓN DE AMPLITUDES

ABSTRACT

The AVO analysis is based in variation of amplitude of waves with offset, due mainly to elastic properties of rocks.

The variables characterizing the elastic behavior of rocks, like velocity of s-waves and attenuation, can be estimated by AVO analysis. This can be considered cheap in case of land acquisition and possible in case of maxime acquisition. This paper describes a different methodology to use AVO, analyzing the relative change of the amplitude use with frequency between two reflectors, recovering the last energy of wave due transmission are conversion of wares affected by the angle of incidence.

The method was applica to synthetic data of models with homogeneous and isotropic layers separated by plan-paralled interfaces, models associated to maxime deposition environment with low tectonic activity, with stratigraphic features as seen in wt plans in Colombia.

KEYWORD: AVO, RAY, TRUE AMPLITUDE RECOVERY

INTRODUCCIÓN

El análisis AVO presenta dificultad al discriminar variaciones de bidas a contrastes de velocidad, densidad, atenuación, ángulo de incidencia, módulos de elasticidad. Dentro de los diversos factores que influyen para que se presente este tipo de dificultad, el más significativo y objeto de análisis en este artículo, es el de pérdidas por transmisión (Gassaway, 1984).

Actualmente estas pérdidas se corrigen mediante la normalización del reflector objeto de análisis AVO con respecto a un reflector de referencia (Chiburis, 1987): "...Esta normalización es usualmente hecha empíricamente más que determinísticamente mediante la remoción aproximada de todos los efectos de capas que suprayacen el objetivo mediante la consideración única de diferencias entre el objeto de reflexión y una reflexión cercana de referencia (Chiburis, 1984, 1987, 1993).

Aunque esto no garantiza el éxito porque la capa de referencia puede por sí misma generar conversiones de onda que suprayacen y distorsionan la reflexión objeto (e. g. Ross, 1991, referido por Adriansyah and George A. MacMechan, *Geophysics*, 1998).

Manuscrito recibido para evaluación el 15 de junio de 2003.

Artículo aceptado para publicación por el Comité Editorial el 30 de octubre de 2003.

Las pérdidas por transmisión y conversión debidas al ángulo de incidencia dependen de la complejidad estructural del modelo de velocidad, razón por la cual se debe ser cuidadoso al hacer análisis concluyentes, y recordar que la mayoría de reflexiones observadas son superposiciones de eventos de una serie de interfaces suprayacentes, haciendo el análisis AVO más difícil.

El AVO incluye de manera integral diferentes técnicas o procesos para su estudio que son útiles para identificar características o factores físicos como los módulos y constantes elásticas de las rocas en profundidad.

La determinación de anomalías producto de estos factores físicos de las rocas que intervienen en el comportamiento AVO son claves en la exploración minera del subsuelo. Para que estas anomalías sean más significativas —es decir, que nos sirvan como indicadores indirectos de un objetivo minero— se hace necesario crear modelos cada vez más integrales a partir de otros modelos puntuales ya estudiados. Así, en el presente artículo no sólo se analiza el AVO para un solo reflector sísmico, sino también las variaciones relativas de AVO con respecto a otro reflector cercano. La metodología que permite analizar determinísticamente estas variaciones en conjunto es diferente a otras, y constituye un punto de partida para estudios de este estilo con modelos más complejos.

La técnica de normalización utilizada por Chiburis para corregir pérdidas por transmisión se basa en la consideración única de las diferencias de amplitud de onda, asumiendo eventos de incidencia normal entre dos reflectores sísmicos próximos, resultando con poco fundamento teórico (Chiburis E. F., 1984, 1987). En este estudio se corrige estas pérdidas considerando tanto las diferencias de amplitud a través de trayectorias de rayo, como los efectos por conversión-transmisión en las amplitudes de onda de los dos reflectores.

En el artículo se resume cómo se realiza una recuperación de amplitudes relativa de dos interfaces, analizando variaciones de amplitud de onda-p en frecuencia para cuantificar fenómenos de absorción, a diferencia de las técnicas convencionales en donde se analizan las variaciones de amplitudes de onda-p en tiempo de manera directa mediante la selección y suavizado de las mayores amplitudes dentro de la interface sísmica.

TEORÍA

La reflexión y transmisión de ondas planas en un límite plano entre dos medios isotrópicos son dos de los temas de estudio más fundamentales en la propagación de ondas.

Las leyes que gobiernan la reflexión y transmisión de onda en el límite de dos medios se enfocan desde el punto de vista geométrico o Ley de Snell, dadas las condiciones de continuidad establecidas en las ecuaciones de Zoeppritz (1919).

Inicialmente se pretendió trabajar con un modelo ideal basado en las siguientes ecuaciones:

Por definición, el coeficiente de reflexión es

$$R_{pp1}(\Theta) = \frac{A_{rp1}}{A_{ip1}} \quad (1)$$

y el coeficiente de transmisión es:

$$T_{pp1}(\Theta) = \frac{A_{tp1}}{A_{ip1}} \quad (2)$$

Siendo: R_{pp1} el coeficiente de reflexión en el primer reflector, T_{pp1} el coeficiente de transmisión en el primer reflector, A_{ip1} la amplitud de la onda-P incidente, A_{rp1} la amplitud de la onda-P reflejada, A_{tp1} la amplitud de la onda-P transmitida (ver figura 1).

La amplitud de la onda que proviene de una fuente de energía (S) y sigue una determinada trayectoria de rayo (i) que se refleja sobre la primera interface (1n), $A_{rp1n,i}$, tiene una equivalencia proporcional con la amplitud de la onda que se refleja sobre la segunda interface (n) (ver figura 1) $A_{rpn,i}$, y se puede expresar como:

$$N = \frac{A_{rp_{ni}}}{A_{rp_{n,i}}} = K \times \frac{R_{ppn}}{R_{pp1n}} T_{1n} \times IT_{1n} \quad (3)$$

Siendo: $A_{rp_{ni}}$ — $A_{rp1n,i}$ las amplitudes que se reflejan de las dos interfaces sísmicas en frecuencia, K una relación de proporcionalidad entre los coeficientes de reflexión, R_{ppn} — R_{pp1n} , y los coeficientes de transmisión T_{1n} — IT_{1n} . Estos coeficientes en general tienen dimensiones de: velocidad v_{1n} , v_n , w_{1n} , w_n para ondas P y S, respectivamente (ver figura 1), y ángulos de incidencia t_{1n} , t_n de la onda P y f_{1n} , f_n para los ángulos de la onda convertida S con la normal.

Con el modelo de la ecuación (3), para trayectorias de rayo, se trabajó y combinó con las curvas teóricas para cada reflector de los coeficientes reflexión y transmisión sísmica que varían con el offset de acuerdo con la ecuación Zoeppritz para ondas planas, dadas por Cerveny y Ravindra (1971).

De este modo se llegó a saber la relación de velocidades de las ondas P y S que determinan, en las interfaces, contrastes elásticos.

Si se observa de nuevo la ecuación (3), ésta incluye una normalización adecuada entre dos reflectores (próximos) de las amplitudes de reflexión (A_{rp}), y una constante (K) que es proporcional a la divergencia geométrica de la onda, y a la atenuación del medio comprendido entre las dos interfaces del modelo de capas determinado a su vez por un factor Q de calidad.

N es la curva de normalización que se obtiene directamente de los datos sísmicos y fue lo que se llamó el referente empírico, el cual se analiza por ajuste de mínimos cuadrados con la expresión de la derecha de la ecuación anterior. Mediante un truncamiento

de las series de Taylor alrededor de un punto de la función para cada factor de la ecuación (3), podemos escribir que:

$$\frac{\left| \frac{\partial N}{\partial w_n} \right|_{w_n^0} \frac{\partial N}{\partial w_n} \left| \frac{\partial N}{\partial w_{n1}} \right|_{w_{n1}^0} \frac{\partial N}{\partial h_2} \left| \frac{\partial N}{\partial a_2} \right|_{a_2^0}}{\left| \frac{\partial N}{\partial w_n} \right|_{w_n^0} \frac{\partial N}{\partial w_n} \left| \frac{\partial N}{\partial w_{n1}} \right|_{w_{n1}^0} \frac{\partial N}{\partial h_2} \left| \frac{\partial N}{\partial a_2} \right|_{a_2^0}} \times \begin{pmatrix} w_n - w_n^0 \\ w_n - w_n^0 \\ w_{n1} - w_{n1}^0 \\ h_2 - h_2^0 \\ a_2 - a_2^0 \end{pmatrix} \quad (4)$$

El modelo de ajuste de la ecuación (4) cuantifica y discrimina la velocidad de ondas-S, w, densidad, r, atenuación por absorción y divergencia geométrica, K, y ángulos de incidencia, t, dado un modelo inicial propuesto, que se calculó en este proyecto usando relaciones petrográficas empíricas.

expresiones en forma paramétrica (Cerveny y Ravindra, 1971), que resultan prácticas cuando se aplican en el análisis de amplitudes de onda con el offset para resolver un problema inverso. Con sus cambios de nomenclatura, los coeficientes de transmisión y reflexión para la interface superior e inferior son Rpp1n, Tpp1n, ITpp1n, Rppn y Tppn

siendo el coeficiente de reflexión escrito como:

$$Rppm = -1 + 2 * Nrn * Dn^2 * \cos(tn)$$

para la interface superior, y

$$Rpp1n = -1 + 2 * Nr1n * D1n^2 * \cos(t1n)$$

para la interface inferior.

Mientras que los coeficientes de transmisión son:

$$T1n = 2 * Nr1n * D1n^{-1} * \cos(t1n)$$

$$IT1n = 2 * Nt1n * ID1n^{-1} * \cos(t1n)$$

para la interface superior

En donde

Nr1n, Nt1n, D1n, ID1n son funciones de las velocidades de ondas P y S, la densidad de los medios, los ángulos de incidencia y parámetros de rayo asociados a la interface superior

Nrn, Ntn, Dn son funciones de las velocidades de ondas P y S, la densidad de los medios, los ángulos de incidencia y parámetros de rayo, para la interface inferior.

Los estudios hechos de propagación a través de una interface de velocidades para frentes de onda planos son válidos también para frentes de onda esféricas, ya que localmente estas ondas se pueden descomponer en frentes planos:

$$\phi \approx \frac{ikr}{r} \left[R(\theta) + \frac{i}{kr} N(\theta) \right],$$

$$n(\theta) = - (1/2) \left[\frac{dR(\theta)}{d\theta} \tan g(\theta) + \frac{d^2R(\theta)}{d\theta^2} \right] \quad (5)$$

Siendo R(θ) el coeficiente de reflexión para ondas planas y Ø el coeficiente para ondas esféricas.

Brekhovskikh (1960) implementó la ecuación (5) para el caso acústico. Se puede aplicar esta ecuación para el caso elástico, por ejemplo con los coeficientes de Zoeppritz. De la estructura de esta ecuación esto parece ser válido dado que kr es apreciablemente mayor que 1.

El descomponer estas ondas permite aplicar la extrapolación del campo de onda utilizando corrimientos de fase de acuerdo con trayectorias de rayo en ondas generadas por fuentes puntuales, para normalizar las amplitudes de acuerdo con la posición de la reflexión en las interfaces (ver figura 6).

El objetivo general de este estudio fue hacer una recuperación de amplitudes entre dos interfaces y deducir propiedades

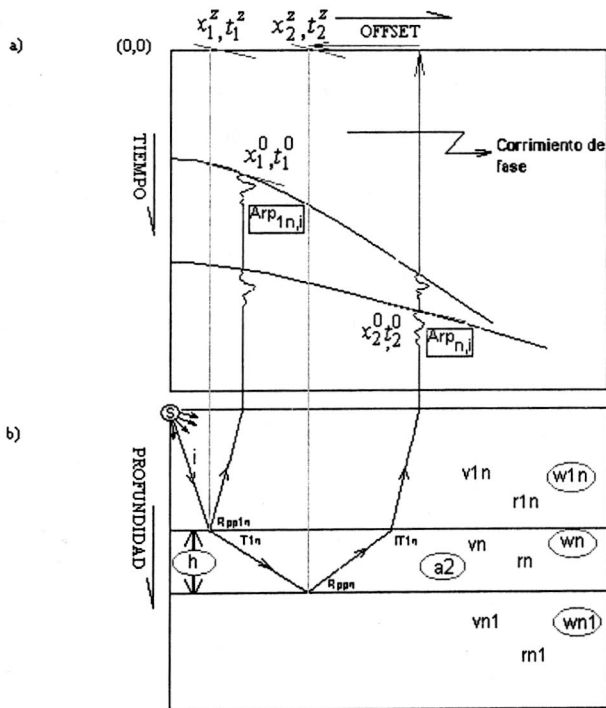


Figura 1. Representación esquemática de corrimientos de fase, teniendo como base trayectorias de rayo, previo análisis frecuencial F-K. a) Sección sísmica; b) Modelo de velocidades.

El manejo de los coeficientes de reflexión y transmisión, resultantes de las ecuaciones de Zoeppritz (1919) se hace utilizando

elastodinámicas de la roca a partir de variaciones relativas de amplitud debidas a coeficientes de reflexión-transmisión.

DATOS

Para obtener un registro sísmico, se asumió un modelo elástico de tres capas planas paralelas y horizontales cuyos medios son homogéneos e isotrópicos, con límites o interfaces continuas, porque son condiciones en las cuales se cumple la ley de Snell y las ecuaciones de Zoeppritz. Por medio de parámetros físicos de velocidad de ondas P y S, absorción y densidad, se pueden caracterizar estos medios para representar rocas como caliza, arenisca, shale, etc. (ver tabla 1 y figura 5).

Tabla 1. Valores de los parámetros del modelo inicial que se obtendrán con el análisis de la curva de normalización

Secuencia litológica del modelo	Velocidad de ondas Pm/s	Velocidad de ondas Sm/s	Q calidad / a atenuación (db/m-rad)	Profundidad base m
Shale	2000	551.8	60/0.023	890.95
Arenisca	2500	982.85	43/0.0025	1357.6
Caliza	3000	1413.9	100	Indeterminada

La velocidad de onda S (Vs) se relaciona con la de la onda P (Vp) mediante la expresión de Castagna: $V_s = 0.8621 \cdot V_p - 1172.4$, conocida también como la línea del mudrock, y la densidad asume el valor de 1 gr/cc para efectos prácticos. El conocimiento de las velocidades de onda P que caracteriza a cada una de las capas

permite establecer trazados de rayo que representan las trayectorias de un frente de onda plano. Si se tiene en cuenta el comportamiento dinámico (divergencia geométrica, absorción y reflexión) de una ondícula a través de las trayectorias de rayo en función del tiempo offset y profundidad se obtiene un registro sísmico sintético (ver figura 2).

RESULTADOS

Obtención de la curva de normalización que relaciona los dos reflectores sísmicos

Finalmente se normalizan los datos de amplitud para una determinada frecuencia, dada una trayectoria de rayo, de tal forma que la amplitud perteneciente a la interface más profunda se divide entre la amplitud, a la que igualmente pertenece la respuesta de la amplitud en frecuencia, de la interface menos profunda (o reflector de referencia). Así sucesivamente se hace para cada una de las catorce trayectorias de rayo hasta completar los catorce datos que conforman la curva de normalización (ver figuras 3 y 4) como punto de partida o dato empírico que sintetiza la operacionalización del marco teórico y el diseño concreto o metodología.

Es de anotar que en las variaciones de la curva de normalización se condensan todos los efectos de las condiciones iniciales del modelo como un indicador que es punto de partida para su análisis.

Análisis de datos de la curva de normalización

A partir de esta curva de normalización, como ya se ha mencionado, se efectúa el análisis cualitativo por medio de nuestro modelo inicial, y cuantitativo de acuerdo con el ajuste de las variables por mínimos cuadrados.

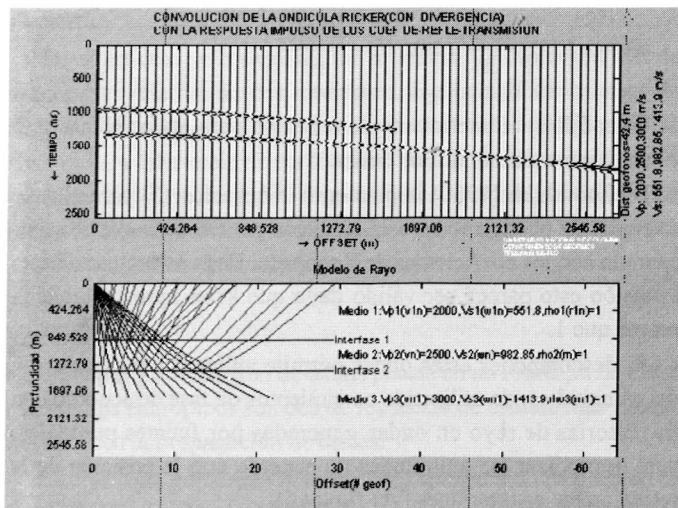


Figura 2. Relación del modelo de rayo teniendo como base el modelo de condiciones de velocidad con la respuesta sísmica en superficie.

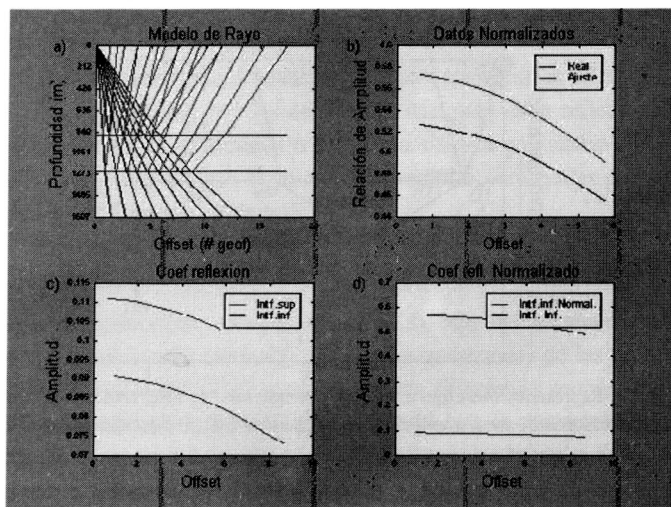


Figura 3. a) Modelo de rayo inicial; b) Curva inicial de normalización (color rojo) dado un modelo de rayo, de un modelo aproximado; valores de las condiciones o variables iniciales por ser ajustadas con la curva real de normalización (color negro); c) y d) coeficientes de reflexión; interfaces superior (color azul) e inferior (color verde).

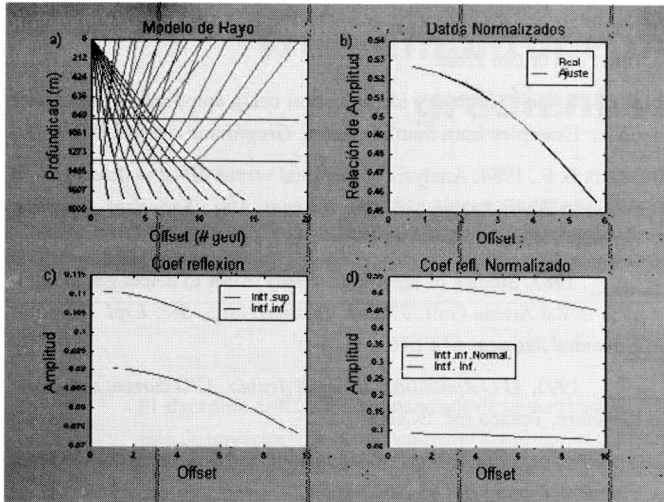


Figura 4. Valores ajustados al modelo real cuyas variables son las velocidades de onda-s y la atenuación.

Éste permite entonces determinar variables importantes como las velocidades de ondas-s para las tres interfaces (v_n, v_{ln}, v_{n1}), necesarias para el cálculo de las constantes elásticas (ver figura 6) que están determinando el comportamiento AVO, y además permite extraer también la variación de atenuación con respecto al offset (a2), de la capa que se encuentra entre las dos interfaces objeto de análisis.

CONCLUSIONES

Es ventajoso hacer análisis de AVO teniendo en cuenta las frecuencias y trayectorias de rayo ya que cada unidad de dato en la curva de normalización guarda información de manera condensada que se puede utilizar dando un mayor rango de información.

Se comprobó que se puede utilizar una relación más sintética a partir de definiciones puntuales, como es el caso de combinar las fórmulas de Zoepritz para reflexión y transmisión dada una sola interface, relaciones de Snell para trayectorias de rayo,

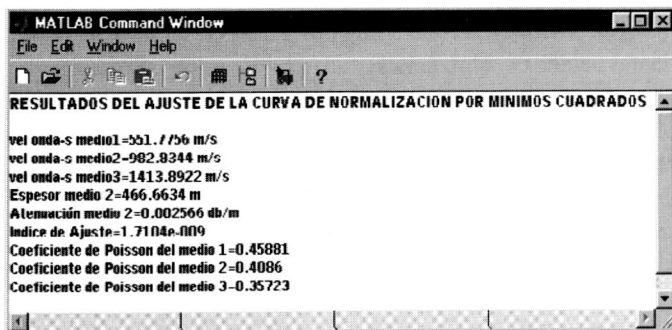


Figura 5. Muestra de los valores de las variables, que sirvieron como estímulo al modelo, resultado del ajuste por técnicas de mínimos cuadrados, y los coeficientes elásticos resultantes de este ajuste.

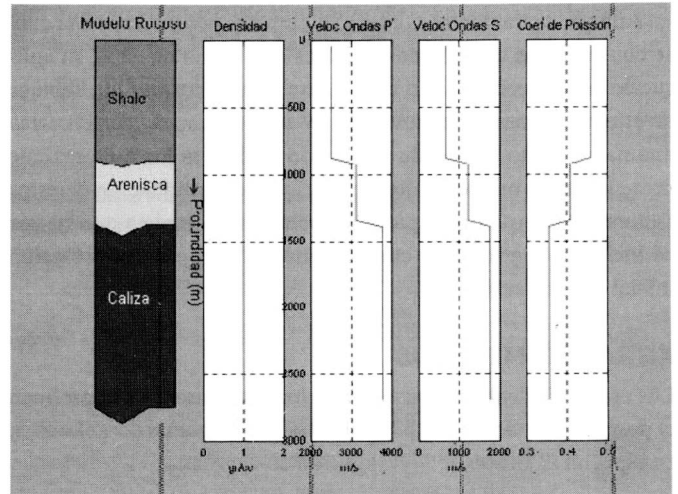


Figura 6. Correlación en profundidad de los valores obtenidos de las características medibles o variables como condiciones iniciales de cada perfil rocoso, y como resultado externo el cálculo de los coeficientes de Poisson.

definiciones de Sommerfiel en las que se presentan aproximaciones válidas para coeficientes de reflexión de ondas esféricas en términos de ondas planas.

Se puede establecer una relación de forma indirecta tal que permita calcular variables como las velocidades de onda S que son necesarias a la hora de determinar el comportamiento elástico de las rocas.

La integración de varios factores en un modelo físico que permita estudiar las relaciones de tales variables se hace ventajoso ya que por métodos determinísticos nos podemos aproximar más al modelo real.

Se puede extender el estudio, utilizando directamente las relaciones de coeficientes de reflexión y transmisión para ondas esféricas, hasta obtener una mayor aproximación.

También se pueden hacer análisis a través de la atenuación inelástica, dado que nos puede ayudar a determinar litologías de las rocas y permitiría un mejor análisis en cuanto a zonas en que se presenta una mayor atenuación, sirviendo entonces como indicador de variaciones en las condiciones geológicas que potencialmente señalan esa variación.

Por último, se estableció una metodología para corregir las pérdidas por transmisión de manera determinística, mediante una normalización o eualización de tales trazas de acuerdo con un modelo de trazado de rayo.

Sería provechoso aplicar el presente trabajo utilizando coordenadas t-p, ya que su estructura de análisis encaja perfectamente con las relaciones en este proyecto, puesto que se basa también en el análisis de trazado de rayo y utiliza ondas planas para su representación.

Aunque el trabajo se contempla como experimental en el cual se controlan las condiciones iniciales (problema directo), su aplicación es un acercamiento más, como lo serían todos los trabajos de esta naturaleza, a hechos reales, y en este caso se identificarían anomalías. Esto es debido a que son múltiples los factores que acompañan un medio geológico real, y la discriminación de estos factores requeriría una hipótesis mucho más compleja que tal vez se incluiría dentro de la componente K de la presente relación inicial de hipótesis.

AGRADECIMIENTOS

Los agradecimientos son para todos los profesores que conforman el posgrado de Geofísica de la Universidad Nacional de Colombia, en especial al Grupo de Investigación en Geofísica.

REFERENCIAS

- ADRIANSYAH, MCMCHAN, G., A. 1999, Efect of attenuation and scattering on AVO measurement: *J. Geophysics*, vol. 63, 6, 2025-2034.
- AKI, K., and RICHARD, P. G. 1980. *Quantitative seismology: Theory and methods*. W. H. Freeman and Co.
- _____. 2002. *Quantitative Seismology*, 2nd Ed, University Science Books.
- BORTFELD, R. 1961. Aproximation to the reflection and transmission coefficients of plane longitudinal and transverse waves. *Geophys. Prosp.*, 9, 485-503.
- BREKHOVSHIKH, L. 1960, *Waves in layered media*, Academic Press.
- CASTAGNA, J. P., BATZLE, M. L., and KANT, T. K. 1994. Rock physics: the link between rock properties and AVO response in Castagna, J. P., and Backus, M. M., Eds., *Offset dependent reflectivity – Theory and practice of AVO analysis*. *Soc. Expl. Geophys.*, 135-171.
- CASTAGNA, J. P., HERBERT, W.S., and DOUGLAS J. FOSTER. 1998. Framework for AVO gradient and intercept interpretation. *Soc. Expl. Geophys.*, 948-955.
- CERVENY, V., and RAVINDRA, R. 1971. *Theory of seismic head waves*. Univ. of Toronto Press.
- CHACKO, S. 1989. Porosity identification using amplitude variation with offset: Examples from South Sumatra. *Geophysics*, 54, 942-951.
- CHIBURIS E. F., 1984. Analysis of amplitude versus offset to detect gas-oil contact in Saudi Arabia. *57 Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys. Expanded Abstracts*, 669-670.
- _____. 1987. Studies of amplitude versus offset to detect gas-oil contacts in the Arabia Gulf. *57 Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys. Expanded Abstracts*, 614-616.
- _____. 1993. *AVO Applications in Saudi Arabia, AVO current status and the future*, Texaco Inc. ECGO.
- CARCIONE *et al*, 1998. Effects of Attenuation and Scattering on AVO measurement. *Geophysics* 63, 1652-1658.
- DANIEL C. HOUSTON, MILO M. BACKUS. 1998. Offset-dependent mistie analysis at seismic line intersection. *Geophysics*, vol. 54, No. 8 (august), 962-972.
- DUREN, R. E., 1992. Range –equation weights for AVO. *Geophysics*, 57, 1203-1208.
- FOSTER, D.J., and MOSHER, C. C. 1992. Supresion of multiple reflexion using Radon transform. *Geophysics*, 57, 386-395.
- GASSAWAY, G. S. 1984. Effects of shalow reflector on amplitude versus offset (seismic lithology) analysis. *54, Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys. Expanded Abstracts*, 665-669.
- GREENBERG, M.L., and CASTAGNA, J. P. 1993. Shear-wave velocity estimation in porous rocks: Theoretical formulation, preliminary verification and Application. *Geophys. Prosp.*, 40, 195-209.
- HILTERMAN, F. 1989. Is AVO the seismic signature of rock properties: *57 Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys. Expanded Abstracts*, 559.
- KNOTT, C., G. 1899. Reflection and refraction of elastic waves with seismological application. *Phil. Mag.*, 48, 64-97.