

PROCESAMIENTO EN TIEMPO DE DATOS SÍSMICOS DE REFLEXIÓN DE ONDAS P EN MEDIOS CON ISOTROPÍA TRANSVERSAL CON EJE DE SIMETRÍA VERTICAL (ITV)

Carlos Calderón Macías, Jaime Ramos Martínez, Tatiana Kerdan, Raúl Cabrera Garzón y Alfonso González Ibarra
 Instituto Mexicano del Petróleo
 Eje Central Lázaro Cárdenas 152, San Bartolo Atepehuacan, México, D.F. 07730
 Correo Electrónico: smc@imp.mx

RESUMEN

En el procesamiento convencional de datos sísmicos para la obtención de imágenes del subsuelo con fines de exploración de yacimientos de hidrocarburos, se supone un modelo de Tierra isótropo. Estudios recientes han mostrado que en zonas con evidencia de anisotropía, el proceso convencional de migración en tiempo produce imágenes con una resolución pobre o una localización lateral errónea de eventos estructurales con fuerte echado, así como una transformación tiempo-profundidad errónea. Por lo tanto es importante determinar parámetros de anisotropía que permitan compensar sus efectos. En el proceso de datos conocido como corrección por NMO (*Normal-MoveOut*), las reflexiones tienen tiempos de arribo que se aproximan a una hipérbola en gráficas de tiempo contra distancia fuente-receptor u offset. A medida que el offset aumenta, la curva de reflexión o moveout se desvía de una hipérbola debido a efectos como la estratificación, la heterogeneidad lateral en el medio y la presencia de anisotropía. Se han propuesto diversos métodos para incluir la anisotropía del medio en el análisis de moveout. Existen evidencias preliminares de anisotropía sísmica en datos del Golfo de México que destacan la importancia de analizar y compensar sus efectos negativos.

INTRODUCCIÓN

Una de las causas fundamentales de que la velocidad de los distintos modos de propagación de ondas varíe con respecto al ángulo de la propagación (anisotropía sísmica), es la presencia de estratificación repetitiva con espesores de capa mucho menores a las longitudes de onda de la energía propagándose en el medio. Si esta estratificación es horizontal se dice que el medio es Transversalmente Isótropo con un eje de simetría Vertical o medio ITV (VTI en inglés por *Vertical Transverse Isotropy*). La presencia de medios ITV ha sido reportada en numerosas zonas exploratorias. En ambientes marinos en el Mar del Norte y en África, por ejemplo, se han identificado efectos de anisotropía ITV en forma consistente (Banik, 1984; Ball, 1995; Alkhalifah *et al.*, 1996; Toldi *et al.*, 1999). En los trabajos citados se reportan diferencias del orden del 10% entre velocidades medidas en pozo y velocidades de intervalo de onda P obtenidas a partir de datos sísmicos, asumiendo isotropía en las propiedades del medio.

La ocurrencia de un medio ITV se asocia típicamente a series de estratificación conformadas por lutitas y areniscas intercaladas o por un alto contenido de arcillosidad en el medio (p. ej., Toldi *et al.*, 1999). Alkhalifah y Tsvankin (1995) mostraron que se requieren dos parámetros de procesamiento en tiempo para compensar la presencia de un medio ITV: la *anelipticidad*,

la cual se define como $\eta \equiv \frac{\varepsilon - \delta}{1 + 2\delta}$, donde ε y δ son los parámetros anisótropos de Thomsen (1986) relacionados con

las constantes elásticas del medio, y la velocidad NMO, V_{NMO} . En el caso isótropo, en contraste, solo se requiere conocer V_{NMO} para mapear datos de offset distinto de cero (el offset es la distancia entre fuente y receptor) a una sección de offset cero.

Para estimar η se requieren offsets en los datos comparables o mayores a las profundidades de los reflectores de interés. La estimación de η se incorpora, junto con V_{NMO} , a los procesos de corrección de NMO, DMO (*Dip-MoveOut*) y migración en tiempo. También, el parámetro η puede usarse como un indicador de anisotropía y/o heterogeneidad vertical en el medio en cuestión. Para ondas P, los métodos de uno y dos pasos incorporan anisotropía en la corrección de NMO. En el análisis de un paso, el análisis de semblanza se realiza en dos dimensiones sobre la velocidad horizontal V_{hor} (la cual depende de η) y V_{NMO} . En el caso de dos pasos, primero se realiza un análisis convencional para obtener V_{NMO} usando sólo los offsets cercanos en los datos, seguido por un análisis en offsets lejanos donde se fija V_{NMO} y se estima η .

En este trabajo primero se ilustran los efectos de la anisotropía en el proceso convencional en tiempo, después se discuten los métodos usados para estimar los parámetros anisótropos, y finalmente se ilustra una aplicación de estos métodos en datos sísmicos sintéticos y reales del Golfo de México.

TEORÍA

La ecuación de NMO utilizada comúnmente en el procesamiento convencional de datos sísmicos es

$$t^2(x) \cong t_0^2 + \frac{x^2}{V_{NMO}^2}, \quad (1)$$

donde t_0 es el tiempo de viaje vertical (a offset cero), x representa la distancia fuente-receptor u offset, y V_{NMO} es la velocidad de moveout o apilamiento. Para estimar la velocidad de intervalo a partir de la velocidad de moveout, a esta última se le identifica con la velocidad de raíz cuadrática media o V_{RMS} . Esta simplificación es válida para offsets relativamente pequeños (offsets menores a la profundidad del reflector) en el caso de estratificación horizontal, con estratos homogéneos e isótropos. La ecuación (1) corresponde a una aproximación al polinomio (Taner y Koehler, 1969)

$$t^2(x) = A_0 + A_1x^2 + A_4x^4 + A_6x^6 + \dots, \quad (2)$$

donde los coeficientes A_i corresponden a coeficientes de una expansión de Taylor cerca de $x=0$.

La presencia de anisotropía del tipo ITV genera distorsiones importantes a este modelo. Primero, V_{NMO} deja de ser igual a V_{RMS} aún en presencia de anisotropía débil y offsets cercanos, y por tanto la transformación de V_{RMS} a velocidades de intervalo asumiendo un medio isótropo es errónea. Segundo, la anisotropía produce un moveout no hiperbólico que se manifiesta de manera importante en offsets lejanos. Sin embargo, existen otras causas de la no hiperbolicidad de las trayectorias de reflexión. La presencia de una superficie de reflexión no horizontal o curvilínea y la heterogeneidad vertical y lateral en el campo de velocidades resultan también en inexactitudes en la ecuación (1). En este trabajo sólo discutimos los efectos del fenómeno de anisotropía. La compensación propuesta es de gran importancia, ya que tiene un efecto positivo en la calidad de las imágenes, así como para obtener una mejor información litológica en el procesamiento e interpretación de amplitudes, o AVO, de los datos. A continuación se describen métodos para obtener la velocidad V_{NMO} y el parámetro de aneipticidad η mediante procesado en tiempo de los datos.

1) CÁLCULO DE V_{NMO} Y η

Alkhalifah y Tsvankin (1995) propusieron obtener los parámetros, V_{NMO} y η con una modificación de la ecuación (1) en la que se incluye un término de cuarto orden:

$$t^2(x) \cong t_0^2 + \left(\frac{x}{V_{NMO}}\right)^2 - \frac{2\eta x^4}{V_{NMO}^2 [(t_0 V_{NMO})^2 + (1+2\eta)x^2]}, \quad (3)$$

donde

$$\eta \equiv \frac{1}{2} \left(\frac{V_{hor}^2}{V_{NMO}^2} - 1 \right) = \frac{\varepsilon - \delta}{1 + 2\delta}, \quad (4)$$

$$V_{NMO} = V_{P0} \sqrt{1 + 2\delta}, \quad (5)$$

y V_{PO} y V_{hor} corresponden a las velocidades vertical y horizontal de ondas P en un medio ITV (Alkhalifah y Tsvankin, 1995; Alkhalifah, 1997). El caso isótropo es un caso particular de la ecuación (3) con $\eta = 0$, al igual que el caso anisótropo conocido como elíptico en el que $\delta \equiv \varepsilon$. Las ecuaciones (3)-(5) se generalizan al caso de varias capas considerando los valores de V_{NMO} y η como valores promedio RMS (Alkhalifah, 1997).

El cálculo de los parámetros efectivos se puede realizar en dos pasos: *i)* se realiza un análisis estándar de velocidad (espectro V_{NMO} vs. tiempo). En esta etapa se utilizan únicamente offsets cortos en los datos, hasta un ángulo de incidencia máximo de aproximadamente 25°, por ejemplo; *ii)* fijando los valores de velocidad en la ecuación (3) obtenidos en el paso anterior, se realiza un análisis η vs. tiempo, ahora incorporando todos los offsets en el análisis. Los valores estimados de V_{NMO} y η se utilizan para realizar la corrección de NMO según la ecuación (3).

En un medio típico del tipo ITV (ver p. ej., Thomsen, 1986), η tiene un valor generalmente positivo, y por tanto el término de cuarto orden es generalmente negativo. La presencia de anisotropía, por lo tanto, produce una sobre-corrección en los offsets lejanos cuando se utiliza solamente un análisis hiperbólico convencional [ecuación (1)]. Por otra parte, a medida que η aumenta, el moveout no hiperbólico también aumenta. Cabe hacer notar que el campo de η obtenido del análisis descrito puede ser atribuible a la anisotropía del medio, pero también a las causas nombradas anteriormente como la heterogeneidad vertical. Si la heterogeneidad es resuelta a través de otras técnicas, entonces la contribución relativa de anisotropía y heterogeneidad vertical se puede conocer. Estudios sobre esta problemática se pueden encontrar, por ejemplo, en los trabajos de Jones *et al.* (2003) y Grechka (1998).

2) EL MÉTODO DE LA HIPÉRBOLA DESPLAZADA

La ecuación de NMO de la hipérbola desplazada (Castle, 1994) permite incorporar en el análisis de NMO los efectos de anisotropía e inhomogeneidad. En el caso de un modelo estratificado anisótropo, Siliqui y Bousquié (2000) muestran que este método es más exacto que el método propuesto por Alkhalifah y Tsvankin (1995).

Para el medio isótropo estratificado la ecuación de la hipérbola desplazada generaliza la corrección estándar basada en la ecuación (1) (Castle, 1994):

$$t(x) \cong \tau_s + \sqrt{\tau_0^2 + \frac{x^2}{\vartheta^2}}, \quad (6)$$

donde

$$\tau_0 = \frac{t_0}{S}, \quad (7)$$

$$\tau_s = (S-1)\tau_0, \quad (8)$$

$$\vartheta^2 = V_{RMS}^2 S \quad (9)$$

$$S = \frac{\bar{V}^4}{V^4}, \quad (10)$$

siendo \bar{V} la velocidad de cuarto orden promedio [o velocidad anelítica según Siliqi y Bousquié (2000)], y V la velocidad de segundo orden (velocidad NMO). Substituyendo estos parámetros en la ecuación (6) se obtiene

$$t \cong \frac{t_0}{S}(S-1) + \sqrt{\frac{t_0^2}{S^2} + \frac{x^2}{SV_{RMS}^2}}. \quad (11)$$

Geoméricamente, la ecuación (6) describe una hipérbola que es simétrica con respecto al eje del tiempo t y con un desplazamiento respecto a este dado por $t = \tau_s$. Castle (1994) demostró que la ecuación (6) es exacta para cuarto orden en offset [ecuación (2)]. El parámetro de desplazamiento S controla el comportamiento para offsets lejanos de la curva. La relación del término de desplazamiento S con el parámetro de aneliticidad η fue obtenida por Siliqi y Bousquié (2000):

$$S = 1 + 8\eta. \quad (12)$$

La solución a la ecuación (6), al igual que la solución a la ecuación (3), se puede calcular en dos etapas y resolver por los parámetros V_{NMO} y S . Posteriormente, η se puede calcular a partir de la ecuación (12).

3) MÉTODO DE SEMBLANZA BI-ESPECTRAL

$$V_{NMO} \text{ vs. } V_{hor}$$

Usando la ecuación (4), la ecuación (3) se puede describir en términos de las variables V_{NMO} y V_{hor} (Alkhalifah y Tsvankin, 1995) como

$$t^2(x) \cong t_0^2 + \frac{x^2}{V_{nmo}^2} - \frac{(V_{hor}^2 - V_{nmo}^2)x^4}{V_{nmo}^2(t_0^2 V_{nmo}^4 + V_{hor}^2 x^2)}. \quad (13)$$

Un análisis de semblanza en dos dimensiones en el dominio V_{NMO} vs. V_{hor} , similar al análisis convencional de velocidades para cada tiempo vertical t_0 , permite resolver numéricamente la ecuación (13). En este dominio la línea $V_{NMO} = V_{hor}$ representa NMO hiperbólico, es decir $\eta = 0$. El valor máximo de semblanza, el cual corresponde al valor de coherencia más alto del conjunto de trazas que conforman un grupo de datos organizados en punto medio común o CMP, para un valor fijo de t_0 resulta en el par (V_{NMO}, V_{hor}) a usar en la ecuación (13). De la misma forma, las ecuaciones (4) y (12) se pueden sustituir en la ecuación (11) para obtener una ecuación similar a (13). La ventaja de estimar V_{hor} , en lugar de η ó S , es que ambas variables, V_{NMO} y V_{hor} , tienen las mismas unidades y escala, por tanto la interpretación de valores óptimos se simplifica. Este tipo de análisis *bi-espectral* es más fácil de aplicar y a la vez más robusto que la metodología de dos pasos descrita anteriormente, ya que bajo este esquema de proceso no se requiere seleccionar un valor de offset límite para el análisis y la selección de valores adecuados de V_{NMO} y η .

EJEMPLOS DE APLICACIÓN

Para ilustrar los efectos de la anisotropía en datos sísmicos se calcularon sismogramas sintéticos utilizando la ecuación (3), la cual describe los tiempos de arribo de las reflexiones para medios ITV en función del offset. Se calcularon tiempos de viaje para un modelo estratificado compuesto por cinco capas, la primera de ellas isotrópica y las otras cuatro con anisotropía del tipo ITV. Una ondícula es asociada a los tiempos de arribo por convolución para la construcción de los sismogramas sintéticos. La Figura 1 muestra un registro de CMP para este modelo. Sólo la trayectoria del campo de ondas proveniente de la primera capa tiene un comportamiento hiperbólico. A estos datos se les aplica la corrección NMO convencional descrita por la ecuación (1) y los resultados se muestran en la Figura 2. Como dicha corrección supone que las capas son homogéneas e isotrópicas, los eventos correspondientes a las capas anisótropas son sobre corregidos. Se hace notar que en la aplicación de los métodos de corrección de NMO, en este ejemplo y los subsecuentes, las velocidades del medio, así como los parámetros de anisotropía se asumen inicialmente desconocidos. Es decir, estos se obtienen a partir de la interpretación de las velocidades y parámetros de anisotropía a partir de análisis de semblanza. En este trabajo sólo se presenta el proceso de los datos y no así la inversión de los parámetros.

Para llevar a cabo una corrección adecuada a los eventos provenientes de las capas anisótropas, se aplicó el método de la hipérbola desplazada descrito en la sección anterior. La Figura 3 muestra los análisis de velocidad V_{NMO} y del parámetro S correspondientes al método de dos pasos. En la Figura 4 se presenta el resultado de aplicar la corrección NMO compensando por los efectos de anisotropía. Las trazas corregidas utilizando moveout hiperbólico estándar y el método de la hipérbola desplazada fueron apiladas y repetidas para una mejor compara-

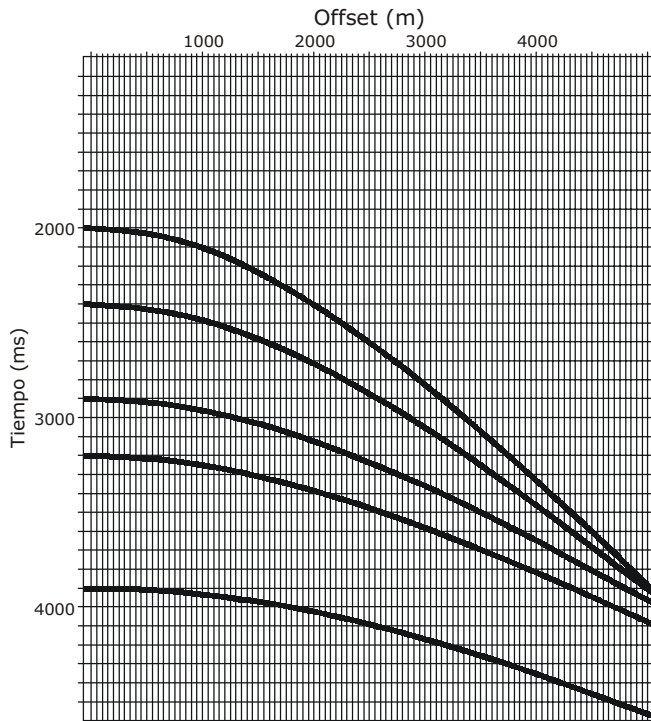


Figura 1. Datos sintéticos para un medio con interfaces planas y horizontales organizados en punto medio común (CMP). El medio consiste de cinco estratos sobreyaciendo un semiespacio. El primer estrato es isótropo y los restantes son anisótropos del tipo ITV.

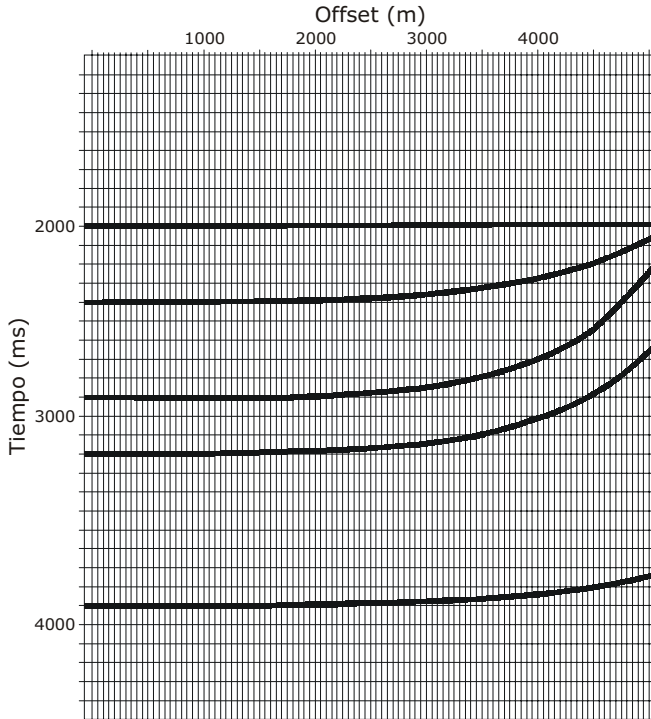


Figura 2. Sismogramas corregidos por NMO utilizando la aproximación hiperbólica estándar.

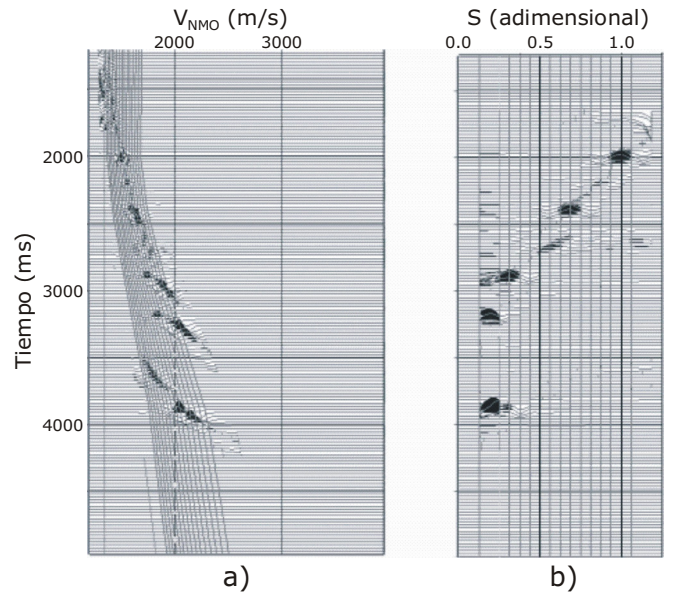


Figura 3. (a) Análisis de velocidad NMO y (b) estimación del parámetro S para el CMP sintético mostrado en la Figura 1

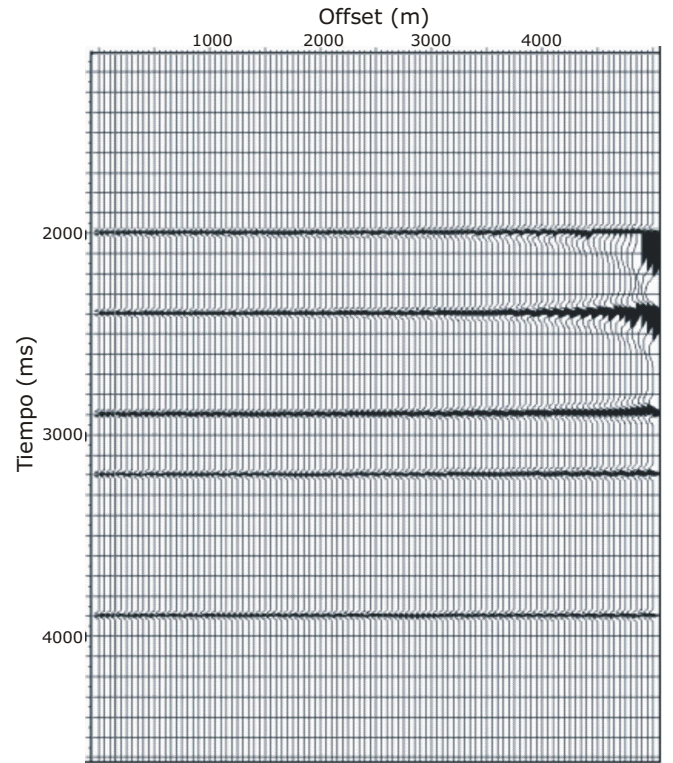


Figura 4. Sismograma corregido por NMO con compensación por anisotropía.

ción visual en la Figura 5. Los eventos reflejados en los que se aplicó la corrección estándar presentan un mayor contenido de bajas frecuencias en comparación con los eventos en los que se compensó por los efectos de anisotropía. Esto sugiere que una corrección inexacta por NMO distorsiona la amplitud y contenido de frecuencia de la señal sísmica. Lo anterior representa un

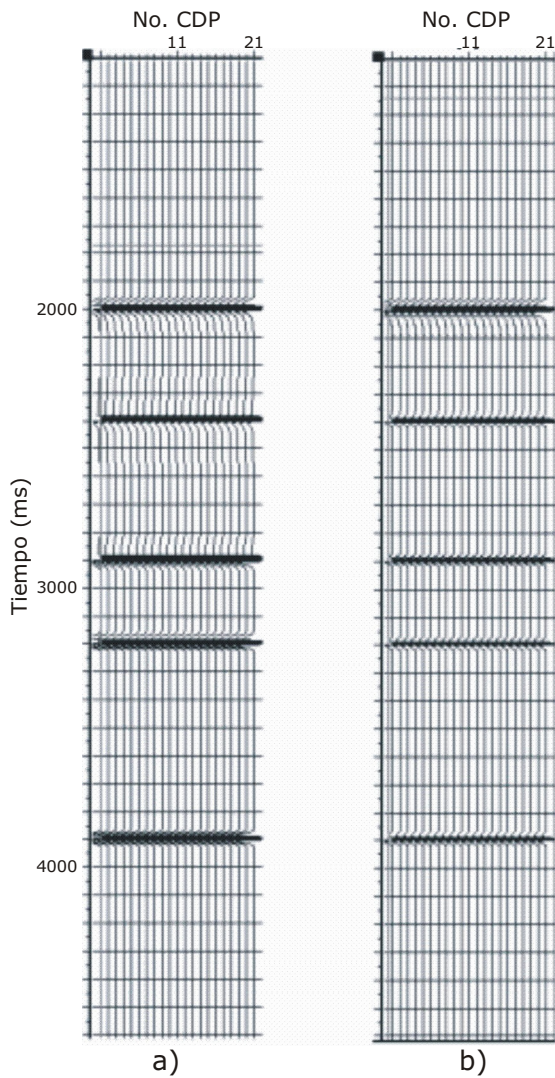


Figura 5. Secciones apiladas de los sismogramas corregidos por NMO utilizando las aproximaciones (a) hiperbólica estándar y (b) no hiperbólica.

inconveniente cuando se usan técnicas de interpretación basadas en el análisis de la amplitud sísmica, o cuando se hace interpretación estructural, debido a la pérdida de resolución vertical.

En un segundo ejemplo, se calcula un CMP con una técnica de teoría de rayos en medios 2D anisótropos (Rüger y Alkhalifah, 1996). En este caso, los tiempos de arribo de los distintos eventos son exactos, a diferencia del ejemplo anterior donde se utilizó una aproximación consistente a la corrección aplicada. El modelo consta de 4 capas anisótropas y a los sismogramas se le agregó ruido aleatorio, como se ilustra en la Figura 6a. Con ello se pretende estudiar el efecto del ruido en los análisis de anisotropía de los datos con los métodos de uno y dos pasos. Para efectos de comparación, la Figura 6b muestra los sismogramas con corrección NMO estándar, en los que se observa una sobrecorrección de los eventos en offset lejanos, como en el ejemplo anterior. En la Figura 7 se muestra la aplicación del método de la hipérbola desplazada. La presencia de ruido en los datos hace que la determinación del parámetro S se haga

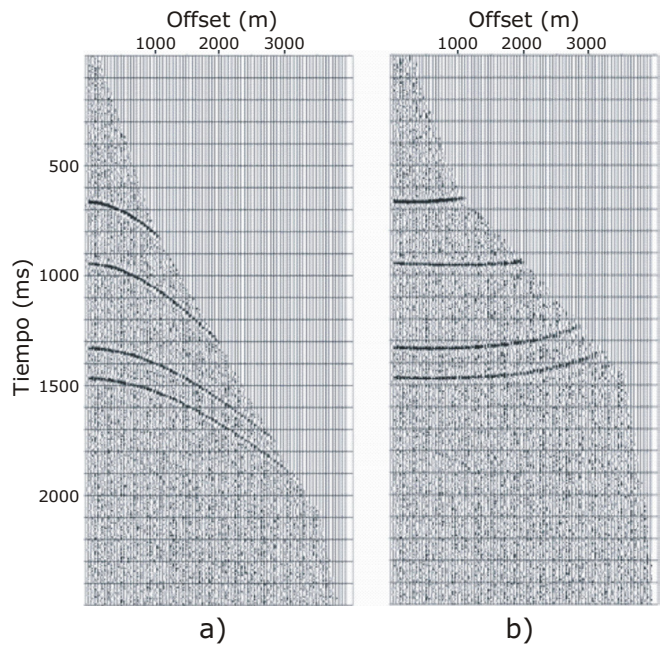


Figura 6. a) CMP sintético calculado mediante una técnica de teoría de rayos al que se le agregó ruido aleatorio. Todas las capas son anisótropas del tipo ITV. b) CMP después de la corrección NMO estándar.

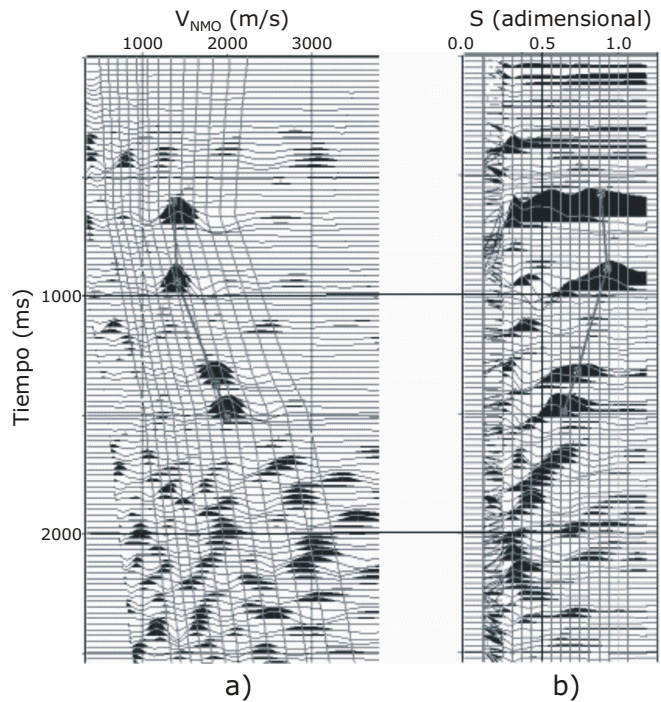


Figura 7. Aplicación del método de la hipérbola desplazada al CMP sintético de la Figura 6. (a) Análisis NMO en offsets cortos, y (b) análisis del parámetro S .

con menos precisión. Adicionalmente, en este ejemplo se utilizan offsets cercanos y lejanos en la estimación de este parámetro, por lo que la incertidumbre en la determinación de este parámetro aumenta. En la Figura 8 se muestra la aplicación del método de un solo paso basado en el análisis bi-espectral. Este método se aplica separadamente a cada una de las reflexiones de interés.

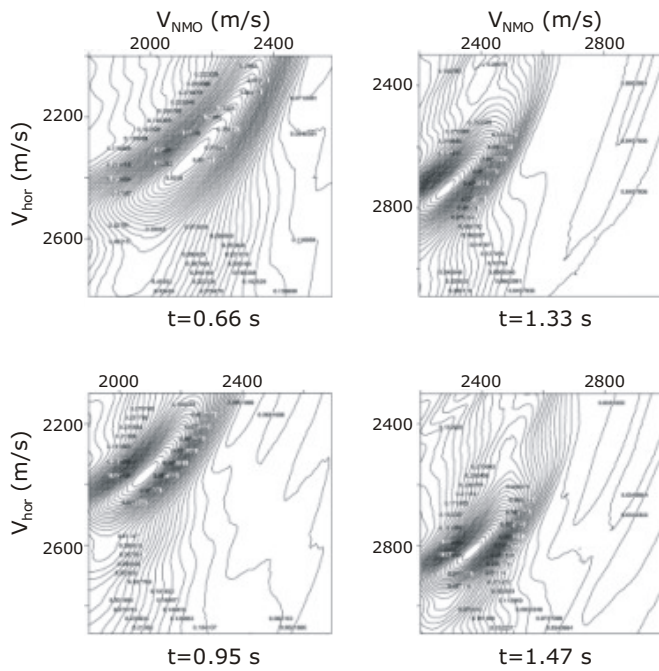


Figura 8. Análisis biespectral (V_{NMO} vs. V_{hor}) para cada una de las reflexiones de los datos sintéticos.

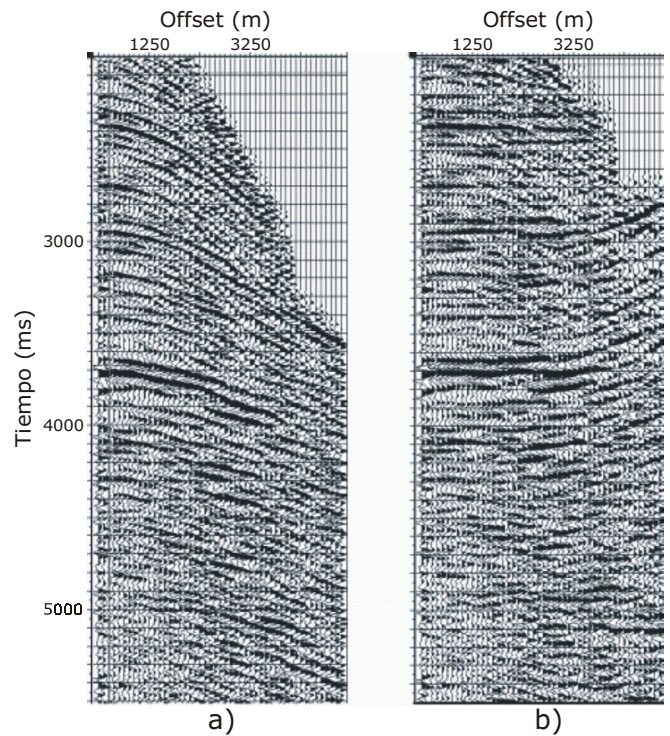


Figura. 10. CMP de datos reales (a) antes y (b) después de la corrección por NMO hiperbólica estándar.

Los métodos se probaron con datos de onda P marinos del Golfo de México. La Figura 10 muestra un CMP antes y después de la corrección de NMO convencional, es decir asumiendo que el medio tiene un comportamiento isótropo. Es evidente la sobre corrección de los datos en los offsets lejanos para las reflexiones cuyo tiempo de arribo a offset cero están en 2.90 y 3.65 segundos. En la práctica es común eliminar aquella parte de los eventos que muestran sobre corrección y de esta forma evitar que estos eventos se apilen con un efecto negativo en las secciones sísmicas finales. Dos consecuencias importantes que resultan de esta eliminación son: 1) los eventos de offsets lejanos corresponden a trayectorias oblicuas de viaje de las ondas reflejadas las cuales permiten recuperar capas o estructuras con echado; 2) los offsets intermedios y lejanos son de gran utilidad en el análisis de las amplitudes o AVO.

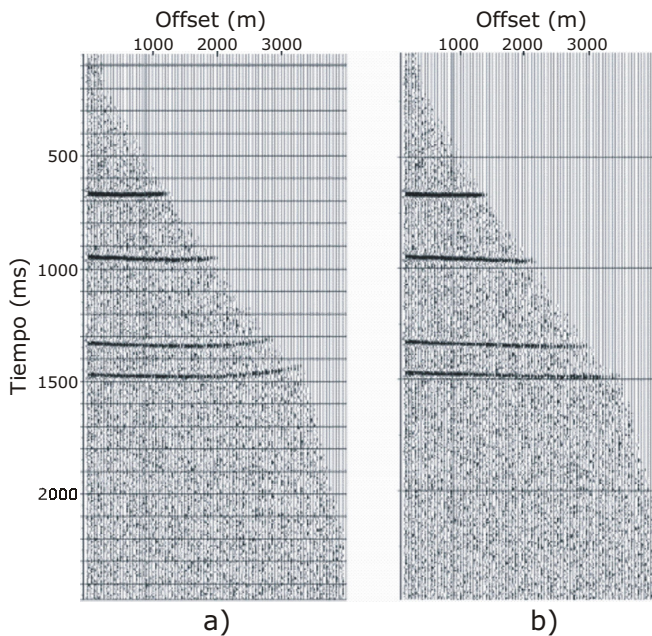


Figura 9. Corrección por NMO no hiperbólico, usando los parámetros obtenidos a partir del (a) análisis de dos pasos y (b) análisis biespectral.

En esta figura se aprecia que la determinación de los puntos de mayor semblanza permite estimar las velocidades horizontal y de NMO para cada reflexión con buena resolución. Finalmente, en la Figura 9 se muestran los resultados de aplicar las correcciones obtenidas por cada uno de los métodos. Se observa que el resultado del análisis bi-espectral muestra eventos mejor alineados que producirán un mejor apilado.

En la Figura 11 se muestran los análisis de V_{NMO} y S al aplicar el método de dos pasos. Paralelamente, se aplicó el método bi-espectral en el dominio V_{NMO} vs. V_{hor} para los dos eventos reflejados mencionados anteriormente (Figura 12). Los resultados de aplicar la corrección NMO con los parámetros obtenidos mediante estas dos técnicas se muestran en la Figura 13. Similarmente al segundo ejemplo sintético descrito, el método bi-espectral es más robusto en la estimación de los parámetros. La técnica de un solo paso proporciona parámetros que permiten una mejor corrección de las trazas correspondientes a los offsets más lejanos. Una interpretación a esta observación es que el método de dos pasos requiere de seleccionar el offset o ángulo de incidencia máximo que se usará en el primer paso, y por lo tanto el análisis del segundo paso dependerá de esta selección. Debido a esta dependencia, el proceso de obtención de

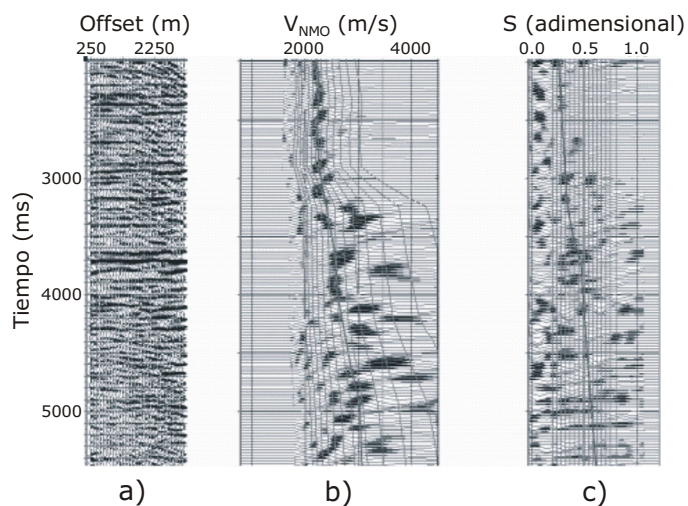


Figura 11. Análisis de dos pasos (V_{NMO} y η) para el CMP de datos reales. a) CMP de offsets cercanos utilizado en el primer paso b) Análisis de V_{NMO} para offsets cercanos. c) Cálculo de η para offsets lejanos.

los parámetros óptimos puede requerir de más de una iteración. En los ejemplos aquí mostrados el método sólo se aplicó en una iteración.

CONCLUSIONES

Discutimos aproximaciones prácticas para evaluar los parámetros que caracterizan un medio anisótropo del tipo ITV para así compensar por este fenómeno durante la corrección de NMO. Los resultados con datos sintéticos con ruido y datos de campo muestran que el método bi-espectral es más robusto que los métodos que requieren dos pasos. A partir de ejemplos simples con datos sintéticos mostramos cómo la compensación por anisotropía durante el proceso de corrección por NMO puede producir imágenes en tiempo con mayor resolución. La compensación por anisotropía permite incluir offsets lejanos en técnicas como el AVO, que de otra forma se tendrían que descartar en el caso de un medio anisótropo, lo cual representa un gran potencial en la estimación litológica y de fluidos.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la Subdirección de la Coordinación Técnica de Exploración por otorgarnos el permiso para mostrar datos sísmicos propiedad de PEMEX Exploración y Producción (PEP). Agradecemos a Efraín Méndez y Alberto Santana del Centro Nacional de Procesado Sismológico, PEMEX, por el apoyo brindado durante la realización de este trabajo. Marco Flores y Francisco Maya de la Región Marina Noreste de PEMEX proporcionaron amablemente los datos de campo. Risto Siliqi (CGG) realizó el cálculo del registro sintético mostrado en la Figura 1. Los comentarios de un revisor anónimo beneficiaron el trabajo.

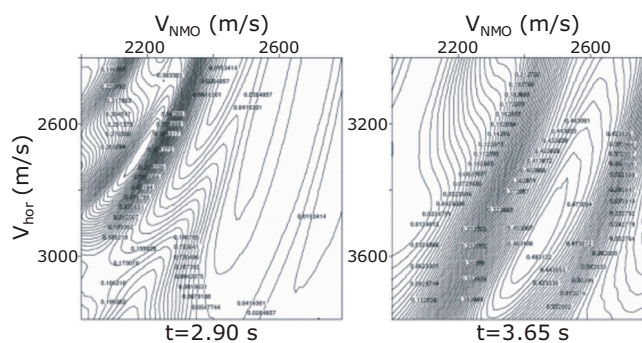


Figura 12. Análisis bi-espectral V_{NMO} vs V_{hor} aplicado para dos eventos en el CMP de datos reales.

REFERENCIAS

- Alkhalifah, T., 1997, Velocity analysis using nonhyperbolic moveout in transversely isotropic media, *Geophysics*, v. 62, p. 1839-1854.
- Alkhalifah, T. y Tsvankin, I., 1995, Velocity analysis in transversely isotropic media, *Geophysics*, v. 54, p.1550-1566.
- Alkhalifah, T., Tsvankin, I., y Larner, K., 1996, Velocity analysis and imaging in transversely isotropic media: Methodology and a case study, *The Leading Edge*, v. 15, p. 371-378.
- Ball, G., 1995, Estimation of anisotropy and anisotropic 3-D prestack depth migration, offshore Zaire, *Geophysics*, v. 60, p. 1495-1513.
- Banik, N.C., 1984, Velocity anisotropy of shales and depth estimation in the North Sea Basin, *Geophysics*, v. 49, p.1411-1419.
- Castle, R., 1994, A theory of normal moveout, *Geophysics*, v. 59, p. 983-999.
- Grechka, V., 1998, Transverse isotropy versus lateral heterogeneity in the inversion of P-wave reflection traveltimes, *Geophysics*, v. 63, p. 204-212.
- Jones, F. I., Bridson, M.L., y Bernitsas, N. 2003, Anisotropic ambiguities in TI media, *First Break*, v. 21, p. 31-37.
- Rüger, A. y Alkhalifah, T., 1996, Efficient two-dimensional anisotropic ray tracing. *En: Fjaer, E., Holt, R. y S. Rathore*, editores, *Seismic Anisotropy*, Memorias del VI Congreso Internacional de Anisotropía Sísmica, Society of Exploration Geophysicists.
- Siliqi, R. y Bousquière, N., 2000, Practical approach to anelliptic time processing, *En: Ikelle, L. y Gangi, A.*, editores, *Anisotropy 2000: Fractures, converted waves and case studies*, Memorias del IX Congreso Internacional de Anisotropía Sísmica, Society of Exploration Geophysicists.
- Taner, M.T. y Koehler, F., 1969, Velocity spectra - Digital computer derivation and applications of velocity functions, *Geophysics*, v. 34, 859-881.
- Thomsen, L., 1986, Weak elastic anisotropy, *Geophysics*, v. 51, p. 1954-1966.
- Toldi, J., Alkhalifah, T., Bethet, P., Arnaud, J., Williamson, P., y Conche, B., 1999, Case of study of estimation of anisotropy, *The Leading Edge*, v. 18, p. 588-593.

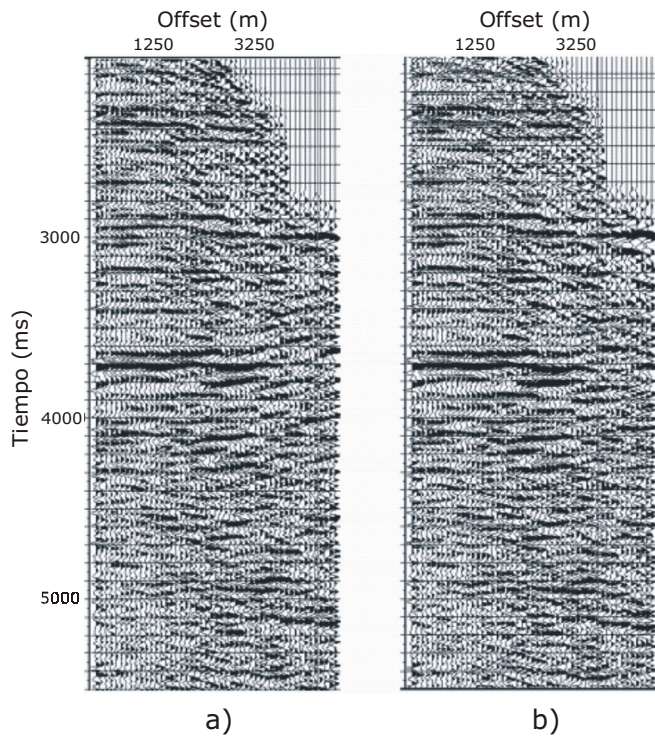


Figura 13. (a) CMP corregido usando método de dos pasos (V_{NMO} y η). (b) Corrección por NMO no hiperbólico utilizando los parámetros obtenidos del análisis bi-espectral.

Recepción del manuscrito: 20 de febrero, 2004

Recepción del manuscrito coregido: 25 de marzo, 2004

Aceptación del manuscrito: 30 de marzo, 2004