

## CORRECCIÓN DEL MOVE OUT NO HIPERBÓLICO DE LAS CURVAS DE REFLEXIÓN DE ONDAS P EN UN MEDIO CON ISOTROPÍA TRANSVERSAL CON UN EJE DE SIMETRÍA VERTICAL

Carlos Piedrahita Escobar<sup>a</sup>, Wilson Ibañez Jacome<sup>b</sup> y José David Sanabria Gómez<sup>c</sup>

<sup>a</sup>Grupo de Geofísica, Instituto Colombiano de Petróleo, Bucaramanga, Colombia, ICP-ECOPETROL, carlos.piedrahita@ecopetrol.com.co <http://www.petrosismica.com>

<sup>b</sup>Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia, wibanez49@gmail.com, wibanez49@yahoo.com <http://www.uis.edu.co>

<sup>c</sup>Grupo de Investigación de Relatividad y Gravitación (GIRG), Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia, jsanabri@uis.edu.co, <http://www.uis.edu.co>

**Palabras Clave:** Anisotropía sísmica, Procesamiento de datos sísmicos, Seismic Unix, move out no hiperbólico.

**Resumen.** El procesamiento convencional de datos sísmicos para la producción de imágenes del subsuelo con fines de exploración de yacimientos de hidrocarburos, considera en su desarrollo la corrección hiperbólica por NMO (*Normal-move out*) de las curvas de reflexión en el dominio de los CMP (*Common-Midpoint*) para pequeños *offsets*. A medida que el *offset* aumenta, las curvas de reflexión se desvían de su configuración hiperbólica. Para caracterizar este comportamiento no hiperbólico es necesario implementar el tercer término de cuarto orden en la expansión de Taylor para el tiempo de propagación de la onda. Este nuevo coeficiente incluye el análisis de datos a grandes *offsets* y los parámetros de anisotropía del medio transversalmente isótropo con un eje de simetría vertical. Para el diseño del modelo de corrección se implementó el software de procesamiento *Seismic Unix*, que incorpora perfiles de velocidades con anisotropía inducida, adecua geometrías de adquisición para la generación de datos sintéticos mediante procesos iterativos, genera imágenes de disparos (*shot gathers*), implementa la técnica de ordenamiento por CMP y elabora el análisis de velocidades para continuar con la corrección del *move out* no hiperbólico.

## 1. INTRODUCCIÓN

La creciente importancia del estudio de la anisotropía en el procesamiento de datos sísmicos debido a la evidente existencia de medios altamente anisótropos en la naturaleza ha generado una serie de diferentes alternativas de modelos teóricos no convencionales que permiten compensar este efecto. Una de las causas principales por la que la velocidad de los distintos modos de propagación varíe, es la presencia de estratificación repetitiva en el medio, de tal forma que si la estratificación es horizontal se dice que el medio es transversalmente isótropo con un eje de simetría vertical o medio VTI (por sus siglas en inglés *Vertical Transverse Isotropy*). Alkhalifah y Tsvankin (Alkhalifah y Ilya Tsvankin, 1995) mostraron que se requieren dos parámetros para el procesamiento en tiempo que logren compensar la presencia de un medio VTI: La anelipticidad  $\eta$  definida en términos de los parámetros de anisotropía de Thomsen (Thomsen, 1986) y la velocidad  $V_{nmo}$  (NMO por sus siglas en inglés *Normal move out*). La estimación del primer parámetro puede ser desarrollada en función de los cálculos iterativos de los coeficientes  $A^{(4)}$ ,  $A^{(\kappa)}$  que mejor corrijan el *move out* no hiperbólica para *offsets* lejanos y  $V_{nmo}$  es calculada en los puntos de máxima coherencia en el panel de semblanza para pequeños *offsets*. La implementación de estos coeficientes denominados  $A^{(4)}$  y  $A^{(\kappa)}$ , en conjunto con la velocidad  $V_{nmo}$  y el tiempo de arribo de la onda a *offset* nulo, compensan el efecto de corrimiento no hiperbólico de las curvas de reflexión de ondas  $P$  en un medio con isotropía transversal con el eje de simetría vertical.

En este trabajo primero se ilustran los efectos de la anisotropía en un perfil de velocidades de cinco capas horizontales, cuatro de las cuales son anisótropas. Posteriormente usando el algoritmo de trazado de rayos, son estimados los tiempos de arribo de la onda  $P$  a *offset* nulo para cada reflector. Estos valores son utilizados en el cálculo de las constantes  $\zeta^{(4)}$  y  $\zeta^{(\kappa)}$  que describen el carácter anisótropo del tercer término de la serie. Luego del análisis espectral de velocidades son generadas las correcciones hiperbólicas y no hiperbólicas de los datos sintéticos en el dominio CMP (por sus siglas en inglés *Common Midpoint*). Finalmente, los datos que caracterizan el comportamiento de la onda en las capas anisótropas serán sobre corregidos tras la implementación convencional de la corrección del *move out*. El análisis no hiperbólico permite compensar este efecto de sobre corrección, evitando la pérdida de información al disminuir el factor de silencio o *mute* del conjunto de datos sísmicos a grandes *offsets*. La consideración de estos modelos no convencionales de corrección del *move out*, permiten en las adquisiciones reales aumentar el factor de atenuación de los ruidos aleatorios, debido a que la información del conjunto de trazas a grandes *offsets* es recuperada y luego sumada al registro de información de cada punto medio del subsuelo.

## 2. TEORÍA

Para una función  $f(x)$  continuamente derivable, la expansión de Taylor corresponde a la expresión

$$f(x) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{f^{(n)}(a)}{n!} (x - a)^n. \quad (1)$$

Considerando el desarrollo del problema en el dominio  $t^2 - x^2$ , la función respectiva de la serie corresponde a  $f(x) = t^2(x)$ , por lo tanto la ecuación del NMO en el dominio  $t^2 - x^2$  utilizada en el procesamiento convencional de datos sísmicos es:

$$t^2(x) = t_{po}^2 + \frac{dt^2}{dx^2}(x^2), \quad (2)$$

donde  $t_{po}$  es el tiempo de arribo en el registro de propagación de la onda a *offset* nulo. Generando factores de equivalencia (Taner y Koehler, 1969),

$$t^2(x) = A_0 + A_2(x^2). \quad (3)$$

De tal manera que el término  $A_2$ , bajo la teoría general del modelo anisótropo, se define como:

$$A_2 \equiv \lim_{x \rightarrow 0} \left( \frac{dt^2}{dx^2} \right) = \frac{1}{V_{po}^2(1+2\delta)} = \frac{1}{V_{nmo}^2}, \quad (4)$$

donde el valor  $V_{po}$  corresponde a la velocidad de la onda  $P$  en el eje de simetría vertical,  $\delta$  designa a uno de los parámetros de anisotropía definidos por Thomsen (Thomsen, 1986), cuyo valor predomina en la dirección vertical a los planos estratigráficos del modelo y  $V_{nmo}$  corresponde a la velocidad de corrección del *move out*. Para modelos convencionales bajo la consideración de medios isótropos, el parámetro de anisotropía  $\delta$  es nulo y por lo tanto las velocidades  $V_{po}$  y  $V_{nmo}$  son equivalentes, de tal forma que

$$t^2(x) = t_{po}^2 + \frac{x^2}{V_{nmo}^2}. \quad (5)$$

Esta aproximación es válida para *offsets* relativamente pequeños en presencia de estratos isótropos y homogéneos. Por otro lado, la anisotropía produce un *move out* no hiperbólico que se manifiesta notablemente para grandes extensiones en el *offsets*. Para corregir este efecto es necesaria la consideración del tercer término de cuarto orden de la serie de Taylor para el tiempo de propagación de la onda.

$$t^2(x) \approx t_0^2 + \frac{dt^2}{dx^2}(x^2) + \frac{1}{2} \frac{d}{dx^2} \left( \frac{dt^2}{dx^2} \right) (x^2)^2. \quad (6)$$

De la misma forma que en la ecuación (3), bajo los factores de equivalencia (Taner y Koehler, 1969),

$$t^2(x) = A_0 + A_2(x^2) + A_4(x^2)^2, \quad (7)$$

donde el nuevo coeficiente  $A_4$  (H. Hake, 1984) en función de los parámetros de anisotropía corresponde a

$$A_4 \equiv \frac{1}{2} \lim_{x \rightarrow 0} \frac{d}{dx^2} \left( \frac{dt^2}{dx^2} \right) = -\frac{2(\varepsilon - \delta)}{t_{po}^2 V_{po}^4} \frac{1 + \frac{2\delta}{1 - V_{so}^2/V_{po}^2}}{(1 + 2\delta)^4} \approx -\frac{2(\varepsilon - \delta)}{t_{po}^2 V_{po}^4 (1 + 2\delta)^3}. \quad (8)$$

En términos de la velocidad de corrección  $V_{nmo}$ , utilizando las relaciones entre velocidades  $V_{nmo} = V_{po} \sqrt{1 + 2\delta}$  (Thomsen, 1986), se obtiene

$$A_4 = -\frac{2(\varepsilon - \delta)}{t_{po}^2 V_{nmo}^4 (1 + 2\delta)}. \quad (9)$$

El término  $\varepsilon$  corresponde al segundo parámetro de anisotropía que, a diferencia de  $\delta$ , predomina en la dirección horizontal a los planos estratigráficos. El coeficiente  $A_4$  ha sido aproximado bajo la consideración de la notable diferencia entre la velocidad de la onda  $S$  y la onda  $P$

a lo largo del eje de simetría, de tal manera que el cociente cuadrático de las velocidades  $V_{po}$  y  $V_{so}$  equivale a valores superiores a la unidad y por lo tanto  $V_{so}^2/V_{po}^2 \ll 1$ . Posteriormente el coeficiente  $A_4$  de la serie de Taylor es usado para mostrar una descripción cualitativa del *move out* no hiperbólico de la onda  $P$  y para construir una aproximación analítica más general de las reflexiones para extensas propagaciones horizontales, a la vez que puede ser considerado como una medida de la inexactitud de la ecuación convencional del *move out* hiperbólico (Xu y Tsvankin, 2008).

Aunque el tercer término de la serie de Taylor en la ecuación (1) facilita la comprensión analítica del *move out* no hiperbólico, la ecuación (7) pierde exactitud rápidamente con el aumento en el *offset*. Realmente no debe sorprender el crecimiento del error de este coeficiente para valores mayores a 1.5 en la relación *offset*-profundidad, debido a que la expansión en principio fue desarrollada en términos de la cercanía del *offset* nulo. Para corregir esta desviación es necesario combinar la forma de la función  $t^2(x)$  desarrollada bajo la teoría de la aproximación de la anisotropía debil WAA (por sus siglas en inglés *Weak Anisotropy Approximation*) (Tsvankin y Thomsen, 1994) y los coeficientes exactos de la serie de Taylor de la ecuación (7). Esta nueva representación del tiempo de propagación está dada por

$$t^2(x) = t_{po}^2 + A_2 x^2 + \frac{A_4 x^4}{1 + A^{(\kappa)} x^2}. \quad (10)$$

Los coeficientes  $A_2$  y  $A_4$  son asignados por las ecuaciones (4) y (8) respectivamente. El nuevo coeficiente  $A^{(\kappa)}$  es introducido en el denominador para asegurar el correcto comportamiento del *move out* para grandes *offsets* (Pech et al., 2003). El valor  $A^{(\kappa)}$  corresponde a

$$A^{(\kappa)} = \frac{(\varepsilon - \delta)(1 + 2\eta)}{\eta t_{po}^2 (1 + 2\delta) V_{nmo}^2}, \quad (11)$$

donde el parámetro  $\eta$  denominado anelipticidad (Alkhalifah y Ilya Tsvankin, 1995) es simplemente una combinación de los parámetros de anisotropía de Thomsen (Thomsen, 1986),

$$\eta = \frac{\varepsilon - \delta}{1 + 2\delta}. \quad (12)$$

Finalmente, la expresión que consolida el comportamiento no hiperbólico para grandes extensiones en el *offset* es

$$t^2(x) = t_{po}^2 + \frac{x^2}{V_{nmo}} + \frac{-\frac{2(\varepsilon - \delta)}{t_{po}^2 V_{nmo}^4 (1 + 2\delta)} x^4}{1 + \frac{(\varepsilon - \delta)(1 + 2\eta)}{\eta t_{po}^2 (1 + 2\delta) V_{nmo}^2} x^2}. \quad (13)$$

Definiendo dos nuevas constantes  $\zeta^{(4)}$  y  $\zeta^{(\kappa)}$  como:

$$\zeta^{(4)} = \frac{-2(\varepsilon - \delta)}{(1 + 2\delta)}, \quad (14)$$

$$\zeta^{(\kappa)} = \frac{(\varepsilon - \delta)(1 + 2\eta)}{\eta(1 + 2\delta)}, \quad (15)$$

se obtiene finalmente el tiempo de propagación de la onda  $P$  en un medio anisótropo, representado con la ecuación

$$t^2(x) = t_{po}^2 + \frac{x^2}{V_{nmo}^2} + \frac{\frac{\zeta^{(4)}}{t_{po}^2 V_{nmo}^4} x^4}{1 + \frac{\zeta^{(\kappa)}}{t_{po}^2 V_{nmo}^2} x^2}. \quad (16)$$

### 3. PERFIL ESTRUCTURAL DEL MODELO DE VELOCIDADES

El siguiente modelo de velocidades de la figura 1 caracteriza un medio de cinco capas horizontales descrito por cuatro contrastes principales de velocidad que determinarán la posición en tiempo de los reflectores del modelo. La primera capa del modelo es la única componente isótropa de la estructura con una velocidad constante de 1925 [m/s]. Sobre cada reflector bajo la primera capa, se posiciona la zona de estratificación horizontal que determina la configuración del modelo VTI. La componente horizontal del modelo geológico estructural tiene una extensión total de 30 [km] que garantiza el comportamiento no hiperbólico a *offset* lejano, en relación a la profundidad del modelo que corresponde a 5 [km]. Para la generación del campo de velocidades se implementa la función *trimodel-make a triangulated sloth model* (Forel et al., 2005) del paquete *Seismic Unix* que usa la teoría de rayos utilizando soluciones analíticas por triangulación.

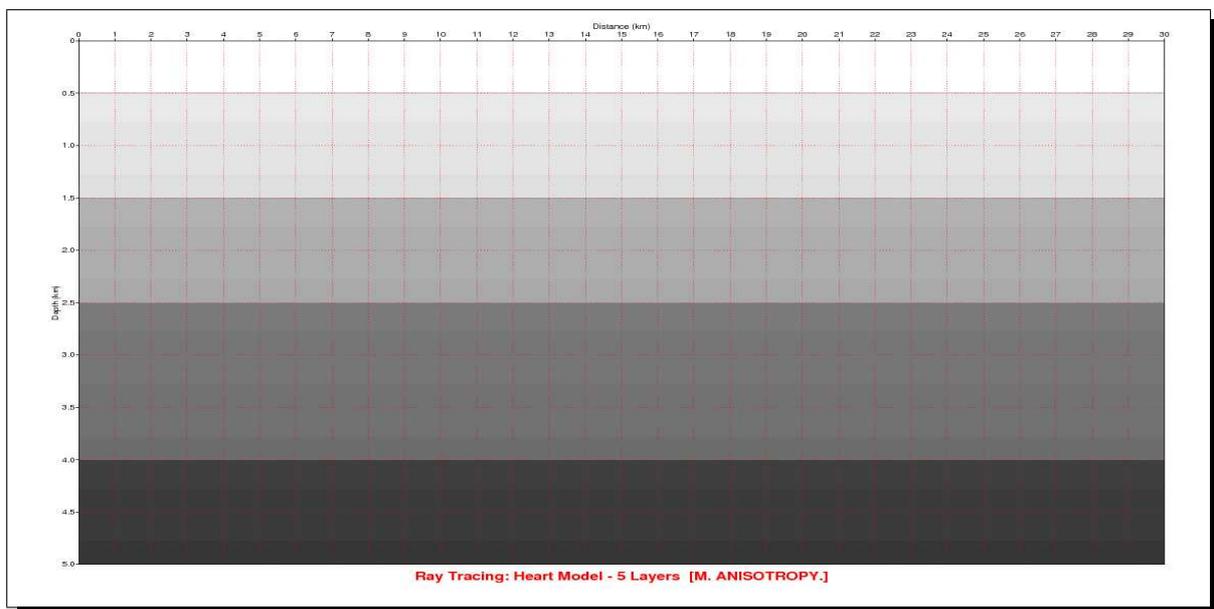


Figura 1: Perfil de velocidades en escala de grises generado con la función *trimodel* que corresponde al primer conjunto de parámetros dinámicos sobre los cuales se desarrolla el modelado y procesamiento de los datos sísmicos.

Para condicionar las variables del modelo es necesario establecer para cada región entre los reflectores principales, los valores de velocidad y el valor del gradiente que corresponderá al parámetro que garantiza el carácter anisótropo del modelo para las cuatro últimas capas.

El valor  $\xi_{00}$  en la tabla 1 denominado *sloth* corresponde al inverso cuadrático de la velocidad y debe ser definido en un punto del espacio entre los reflectores. En total se definidos cinco va-

Parámetro	Número de capa				
	1	2	3	4	5
Posición del parámetro en el eje horizontal [km]	15,0	15,0	15,0	15,0	15,0
Posición del parámetro en el eje vertical [km]	0,1	1,00	2,00	3,00	4,50
$\xi_{00}$ [s <sup>2</sup> /km <sup>2</sup> ]	0,27	0,25	0,20	0,15	0,10
$V_{(c)}$ [km/s]	1,925	2,000	2,236	2,582	3,162
$\partial_z \xi$ [s <sup>2</sup> /km <sup>3</sup> ]	0	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01
$\partial_x \xi$ [s <sup>2</sup> /km <sup>3</sup> ]	0	0	0	0	0

Tabla 1: Parámetros por capa que corresponden a las características principales que garantizan la anisotropía del modelo para los cuatro últimos reflectores. El parámetro  $V_{(c)}$  corresponde a las velocidades de cada capa cuyos valores son invertidos o calculados usando el valor correspondiente del  $\xi_{00}$ .

lores para  $\xi_{00}$ , de los cuales solo el primero permanece constante. Los valores  $\partial_z \xi$  garantizan el cambio progresivo en profundidad de la velocidad para las cuatro siguientes capas, de tal forma que el valor de la velocidad para el último estrato diferencial entre los reflectores sea inmediatamente mucho menor a la velocidad de la siguiente capa. Esta condición permite observar los grandes contrastes de velocidad entre cada capa que definen la líneas reflectoras principales del modelo estructural. La expresión que caracteriza el gradiente  $\partial_z \xi$  corresponde a

$$\partial_z \xi = -\frac{2}{V_{(c)}^3} \partial_z V_{(c)}. \quad (17)$$

El signo negativo de  $\partial_z \xi$  en la tabla 1, señala el incremento del campo de velocidades en el sentido del aumento en profundidad del modelo.

Parámetro	Número de capa				
	1	2	3	4	5
$V_{(c)}$ [km/s]	1,925	2,000	2,236	2,582	3,162
$\partial_z \xi$ [s <sup>2</sup> /km <sup>3</sup> ]	0,00	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01
$\partial_z V_{(c)}$ [1/s]	0,00	0,04	0,06	0,09	0,16
$V_{bef}$ [km/s]	1,925	2,063	2,390	3,015	4,472
$\Lambda$ %	0,00	3,15	6,89	16,77	41,43
$\partial_x \xi$ [s <sup>2</sup> /km <sup>3</sup> ]	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tabla 2: Componentes dinámicas del modelo de velocidades definidas en cada capa. El valor de la velocidad  $V_{bef}$  garantiza en términos del contraste de velocidades, la generación de los reflectores principales del modelo y corresponde al valor de la velocidad del último estrato diferencial inmediatamente anterior al reflector principal que establece el límite superior de la siguiente capa.

El incremento en  $\partial_z V_{(c)}$  muestra en la tabla 2 para la capa 2 y 3, un aumento suavizado

del campo de velocidades. Los siguientes dos gradientes referidos a las capas 4 y 5 exhiben resultados bastantes abruptos, generando mayores cambios en el campo de velocidades. Por lo tanto, la velocidad denominada  $V_{bef}$  corresponde a la velocidad en el punto justamente anterior a la siguiente capa o reflector principal. La técnica del trazado de rayos permite calcular de manera efectiva el valor de esta velocidad de incidencia, donde evidentemente para los reflectores más profundos se determinarán los mayores cambios de velocidad. El valor de  $V_{bef}$  proporciona una estimación indirecta del grado de anisotropía en cada capa, de tal forma que la diferencia  $V_{bef} - V_{(c)}$  determina la desviación de la velocidad en el último estrato de la correspondiente capa. Por lo tanto  $\Lambda$  define la desviación porcentual de la velocidad respecto a  $V_{(c)}$  debida al grado de anisotropía inducida bajo el parámetro  $\partial_z \xi$ .

Por otra parte, la figura 2 representa el modelo equivalente en una gama espectral generado con la función *unif2-generate a 2D UNIFormly sampled velocity profile from a layered model* (Forel et al., 2005) que construye un perfil 2-D de propiedades uniformemente muestreadas a partir de un archivo ASCII, que contiene las coordenadas  $(x,z)$  de una serie de puntos que definirán la tendencia de cada interface definida en el modelo (John W. Stockwell y Cohen, 2008).

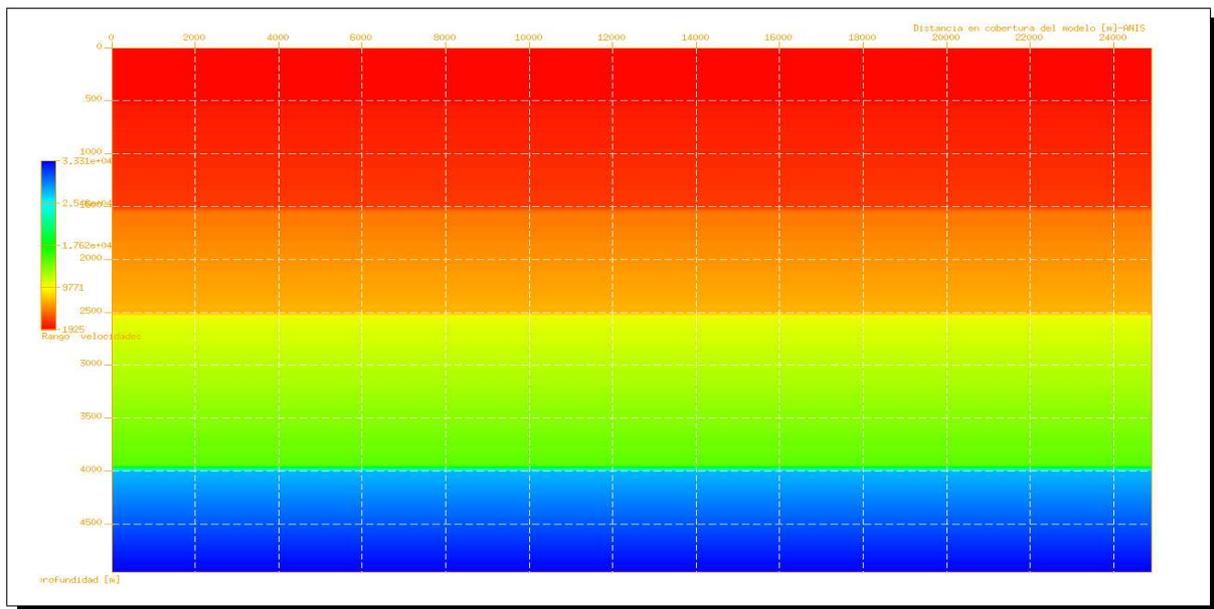


Figura 2: Perfil de velocidades en escala espectral que define las cinco capas del modelo. En las dos últimas capas es notoria la atenuación inversa progresiva del espectro, que representa el continuo cambio de la velocidad como resultado de la anisotropía.

#### 4. TRAZADO DE RAYOS

Para el diseño de la geometría de propagación de rayos es ejecutada la función *triray-dynamic RAY tracing for a TRIangulated sloth model* (Forel et al., 2005) cuya entrada es el archivo de extensión *.dat* generado por la función *trimodel* para el perfil de velocidades. La representación final consiste en una secuencia de superposiciones de imágenes de trazado de rayos generadas independientemente para cada reflector como se muestra en la figura 3.

Los resultados del algoritmo permiten verificar el carácter anisótropo de las cuatro últimas capas, de tal forma que debido a los continuos cambios diferenciales de velocidad que modelan

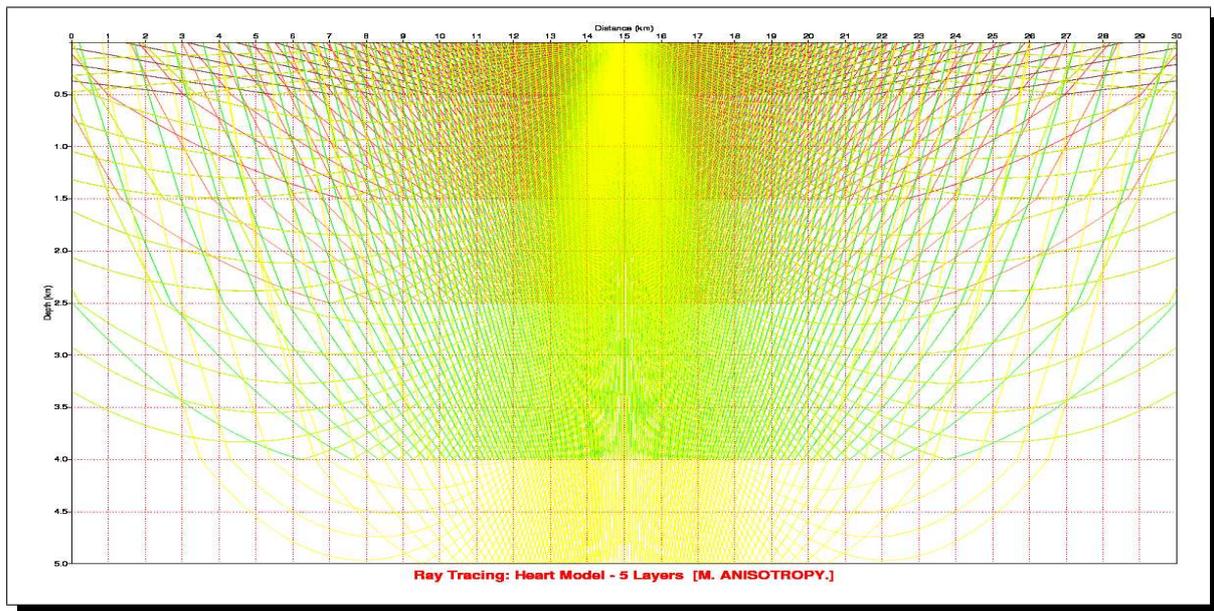


Figura 3: Trazado dinámico de rayos sobre el modelo de velocidades de la figura 1. Es evidente la deflección continua del rayo a través de las cuatro últimas capas anisótropas. A manera de comparación se han asignado diferentes colores para los rayos reflejados en cada capa.

la estratificación del medio, se observa un continuo curvamiento del rayo a lo largo de las capas anisótropas. La ley de Snell certifica el alejamiento del rayo respecto a la normal de la interface que comunica las capas consecutivas, debido a que cada capa diferencial refractada posee un índice de refracción menor que el estrato precedente. La apertura angular de los rayos refractados dependerá de la relación entre las velocidades del medio incidente y del medio refractado (Landrø y Tsvankin, 2007), por lo tanto

$$\gamma_c = \sin^{-1} \frac{\varsigma_f}{\varsigma_i}. \quad (18)$$

Para ángulos mayores que  $\gamma_c$  tal que  $\gamma > \gamma_c$  el rayo deja de atravesar la superficie y es reflejado internamente de manera total. La reflexión interna total solamente ocurre en rayos que viajan de un medio de alto índice refractivo hacia medios de menor índice de refracción. En la ecuación (18) los valores  $\varsigma_i$  y  $\varsigma_f$  corresponden a los índices de refracción de la capa inicial y la capa final consecutiva respectivamente. El resultado final se muestra en la figura 4 y se obtiene usando la función *psmerge-MERGE PostScript files* (Forel et al., 2005) que superpone los archivos de salida para la imagen del modelo de velocidades y el trazado de rayos.

## 5. MODELO DE ADQUISICIÓN SINTÉTICA DE UNA LÍNEA 2-D

Una adquisición sísmica 2-D consiste en un conjunto de disparos (*shots*) a lo largo de una línea de interés. Cada disparo estará representado por un modelo de propagación de onda acústica en el punto definido por la posición de la fuente como en la figura 5. El objetivo de esta sección del modelado es recuperar la información del subsuelo o del modelo de velocidades representado en la figura 1 a partir de la propagación de las ondas sísmicas.

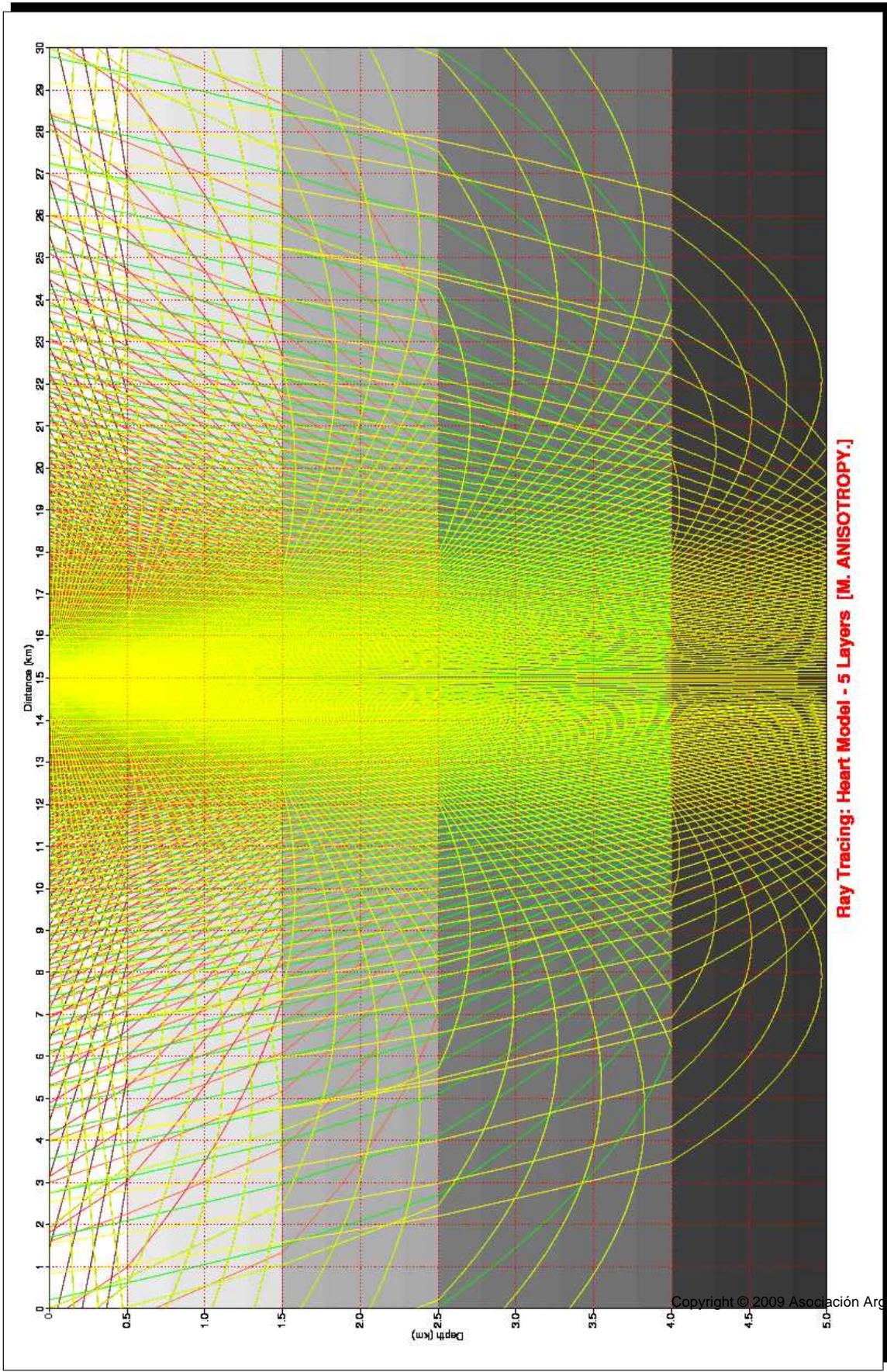


Figura 4: Representación final del modelo de trazado de rayos sobre el modelo estructural de la figura 1. La notable desviación de los rayos representa la presencia de estratificación repetitiva con espesores de capa diferenciales que deben ser mucho menores a las longitudes de onda de la energía propagándose en el medio. Para identificar la curvatura de los rayos reflejados sobre cada capa, fueron asignados diferentes colores a cada conjunto de rayos.

En términos de los parámetros de adquisición generalmente el máximo *offset* que manifiesta un comportamiento hiperbólico en las curvas de reflexión, corresponde a la profundidad relativa del reflector  $x/z = 1$ . Para el modelo de este estudio es utilizada una relación de *offset*-profundidad superior a la unidad de tal forma que  $x/z > 1,5$  (Tsvankin y Thomsen, 1994), que garantiza la detección de la tendencia no hiperbólica de las curvas de reflexión. En el modelo estructural de velocidades de la figura 1, la máxima profundidad de la última capa de interés es de 5,0 [km], por lo tanto para generar un *move out* no hiperbólico el *offset* máximo debe aproximarse a 7,5 [km]. Para optimizar los resultados se ha escogido una amplitud máxima en *offset* de 9,0 [km]. Bajo estas condiciones fue generado un diseño de 600 receptores separados a una distancia de 30 [m], con una cobertura de 9,0 [km] a cada lado del disparo. Un total de 400 disparos son ejecutados en una cobertura total de 5,985 [km] produciendo un conjunto de 240000 trazas por reflector en el registro de datos sintéticos cuyo formato es de extensión *.su*. De la misma manera debe calcularse el tiempo de grabación para el registro de propagación de la onda de acuerdo a la profundidad del último reflector, que corresponde en este caso al producto del número de muestras, 2500 con intervalo de muestreo de 0,004 [s], de tal forma que el tiempo de registro de grabación es de 10 [s]. El primer disparo es ubicado a 12,0 [km] del origen de coordenadas del modelo, que a su vez presume la ubicación del primer receptor que dista a 3 [km] del mismo origen. La tabla 3 muestra los principales parámetros de adquisición implementados.

Parámetro	Valor
Número de disparos - <i>Shots</i>	400
Número de receptores	600
Espacio entre disparos [km]	0,015
Espacio entre receptores [km]	0,030
Rango de cobertura de disparos relativa al origen del modelo [km]	12,000 – 17,985
Rango de cobertura de receptores relativa al origen del modelo [km]	3,000 – 26,985
Extensión total del modelo [km]	30,0
Cobertura en <i>offset</i> [km]	9,0
Número de trazas por disparo y por reflector en el registro <i>tracf</i>	600
Número de trazas totales por reflector en el registro <i>tracl</i>	240000
Intervalo de muestreo temporal del registro <i>dt</i> [s]	0,004
Número de muestras temporales del registro <i>nt</i>	2500

Tabla 3: Parámetros que determinan la geometría del modelo de adquisición sísmica de datos sintéticos bajo la función *triseis-Gaussian beam synthetic seismograms for a sloth model* (Forel et al., 2005).

El núcleo del *script* que genera la adquisición sintética está basado en la ejecución de procesos iterativos sobre las funciones *triseis-Gaussian beam synthetic seismograms for a sloth model*, *suaddhead-put headers on bare traces and set the tracl and ns fields* y *sushw-Set one or more Header Words using trace number* (Forel et al., 2005). Para cada iteración las funciones son ejecutadas, de tal forma que *triseis* crea la traza sísmica, *suaddhead* genera el encabezado sobre cada traza y *sushw* escribe los valores sobre los encabezados de las trazas sísmica

resultantes.

## 6. MODELO ACÚSTICO DE PROPAGACIÓN DE FRENTES DE ONDA

De manera similar a los métodos anteriores, es posible generar un modelo acústico de propagación que represente los cambios temporales del frente de onda para cada *shot*. El método de diferencias finitas de segundo orden permite generar dicha representación. Este método es una clásica aproximación para encontrar soluciones numéricas a las ecuaciones que gobiernan el modelo matemático de un sistema continuo. Básicamente en la solución por diferencias finitas las derivadas son reemplazadas por aproximaciones finitas, convirtiendo entonces el problema de las ecuaciones diferenciales en un problema algebraico de menor complejidad. En este sentido se puede utilizar este método para encontrar las soluciones numéricas a las ecuaciones que describen la propagación de ondas acústicas en un sistema bidimensional.

Para el despliegue del método es utilizado nuevamente el archivo de extensión *.dat* generado en el perfil de velocidades. La función *sufdmod2-Finite Difference MODELing (2nd order) for acoustic wave equation* (Forel et al., 2005) genera el archivo de entrada para la función *suxmovie-X MOVIE plot of a 2D or 3D segy data set* (Forel et al., 2005) que ejecuta la visualización del cambio espacial del frente de onda en el tiempo y está representado en la figura 5.

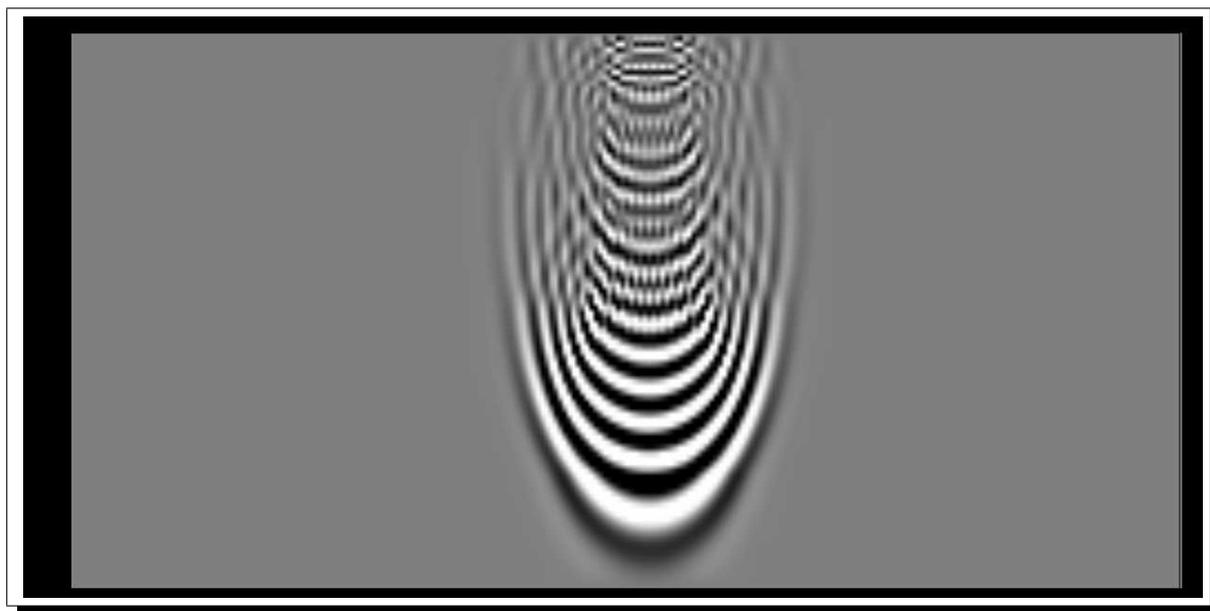


Figura 5: Modelo acústico de propagación de ondas  $P$  usando el método de diferencias finitas de segundo orden. Cada *shot* del modelo de adquisición en la tabla 3 estará representado por esta secuencia.

## 7. GENERACIÓN DE SHOT GATHERS

En términos generales, los sismogramas sintéticos son una de las formas de modelado de la respuesta sísmica de la tierra que se obtienen mediante la convolución de las ondículas previamente seleccionadas, con una serie característica de coeficientes de reflexión determinados en los reflectores principales del modelo. Cada disparo o *shot* recupera la información del tendido del subsuelo desde un punto en la superficie definido por la ubicación de la fuente. Las curvas de reflexión que representan cada disparo permiten identificar la anomalía que se mani-

fiesta de manera importante en *offsets* lejanos. En la medida en que aumenta la cobertura del *offset*, las cuatro últimas curvas de reflexión describen una elevación progresiva por ondícula en el registro de cada traza, alterando progresivamente el modo hiperbólico de reflexión del modelo convencional. Este progresivo aumento en la velocidad está correlacionado directamente con una disminución del registro temporal de la respuesta del medio de cada capa, debido a la presencia del medio anisótropo VTI.

Para la visualización de los sismogramas, la función *suwind-window traces by key word* (Forel et al., 2005) escoge el encabezado o *header* que define el número del disparo dentro del registro de cada traza. Posteriormente se ejecutan dos formas de visualización: la primera utiliza la función *suxwigb-X-windows Bit-mapped WIGgle plot of a segy data set* que permite detallar cada traza registrada en el dominio del disparo. La segunda implementa la función *suximage-X-windows IMAGE plot of a segy data set* que utiliza espectros de amplitudes para el registro total del disparo.

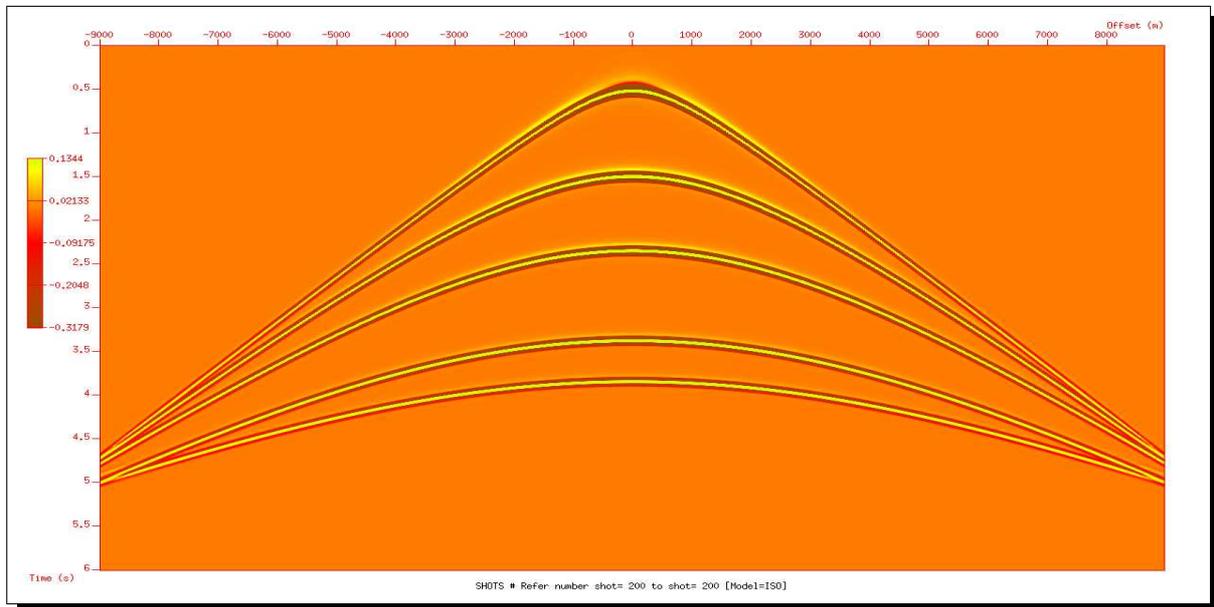


Figura 6: Imagen del *shot gather* número 200 representado mediante la función *suximage-X-windows IMAGE plot of a segy data set*. Puede observarse en el dominio del disparo que el prolongado aumento en el *offset* produce paulatinamente una desviación no hiperbólica en las curvas de reflexión de las últimas cuatro capas.

## 8. ORDENAMIENTO POR PUNTO MEDIO COMÚN

Una vez editados los *shot gathers* se procede a realizar un reordenamiento de las trazas sísmicas en conjuntos de punto medio común o CMP (por sus siglas en inglés *Common MidPoint*). Este ordenamiento consiste en agrupar las trazas que por geometría pertenecen a un mismo punto medio entre una fuente y un receptor determinado. Por otro lado en ocasiones los CMPs son denominados de manera equivalente como CDPs (por sus siglas en inglés *Common depth point*). la imparcialidad en el uso de estos términos se debe a que estos puntos coinciden en modelos de reflectores planos como se muestra en la figura 1. Por lo tanto se deduce por construcción geométrica, que el espacio entre CMPs es la mitad del espacio entre geófonos. Las curvas de reflexión en estos conjuntos poseen al igual que los *shot gathers*, trayectorias hiperbólicas para

modelos isótropos de reflectores planos. Medios con geometrías buzantes con superficies de reflexión no horizontales o rectilíneas, heterogeneidades horizontales y verticales en el campo de velocidades y principalmente la evidente presencia de anisotropía, producen altas inexactitudes en el modelo convencional de procesamiento, que se representan en la tendencia no hiperbólica de las curvas de reflexión (Pech y Tsvankin, 2004).

Posteriormente el encabezado de los datos sísmicos generados en la adquisición no contiene el valor del parámetro CMP, dado que este factor es el producto del reordenamiento de los datos respecto a los puntos medios comunes entre fuentes y receptores. Para generar este acoplamiento se utiliza la función *suchw-Change Header Word using one or two header word fields* (Forel et al., 2005) que logra adicionar el nuevo parámetro usando los encabezados  $sx$  y  $gx$  que refieren a las posiciones de las fuentes y los receptores respecto al punto coordinado de la primera fuente, por consiguiente:

$$\Gamma_1 = \frac{a + b\Gamma_2^e + c\Gamma_3^f}{d}, \quad (19)$$

donde  $\Gamma_1 = cdp$ ,  $\Gamma_2 = gx$ ,  $\Gamma_3 = sx$ ,  $a = 10020$ ,  $b = 1$ ,  $c = 1$ ,  $d = 20$  y  $e = f = 1$ . Los parámetros  $a$ ,  $b$ ,  $c$  y  $d$  en la ecuación (19) corresponden al conjunto de constantes que fueron determinadas usando la geometría de adquisición bajo los puntos medios comunes o CMPs. Particularmente  $d$  corresponde a una constante de normalización que permite el aumento progresivo por unidad del valor de  $\Gamma_1$ , que asigna la numeración de los elementos del conjunto de CMPs. La finalidad de este esquema geométrico es habilitar la configuración de los datos para la aplicación de la corrección NMO.

La representación de los CMPs con mayor información dependerá directamente del *fold* en la adquisición, de tal forma que serán utilizados los CMPs que tengan mayor *fold* o cobertura en el número de trazas por punto medio común. Para los parámetros de adquisición mostrados en la tabla 3, el valor teórico del *fold* o cobertura máxima es de 600 trazas y es calculado usando la siguiente relación (Yilmaz, 1987):

$$n_f = \frac{n_g \Delta g}{2\Delta s}, \quad (20)$$

donde  $n_g$  corresponde al número de canales activos,  $\Delta g$  refiere al espaciamiento entre receptores y  $\Delta s$  representa el intervalo espacial entre fuentes. Para la geometría de adquisición de este modelo, la mayor cobertura en trazas para el arreglo CMP corresponde a 600, que determina una extensión horizontal de 18[km] en el dominio CMP. Estos valores garantizan nuevamente el análisis a *offset* lejano. La figura 7 representa el CMP 700 con un *fold* de 300 trazas espaciadas 30[m] y una cobertura en *offset* de 9[km]. Es importante observar que solo la trayectoria del campo de onda que proviene de la primera capa describe un comportamiento hiperbólico. Para las capas restantes el registro de las curvas representa el modo no hiperbólico de reflexión que crece en proporción con el aumento del *offset*.

## 9. ANÁLISIS DE VELOCIDADES

Uno de los métodos más utilizados para realizar un análisis de velocidad a partir de una data sísmica es el denominado espectro de velocidades. De este análisis logran derivarse varios tipos de medidas de coherencia que pueden ser usadas como parámetro descriptivo de los espectros de velocidades. En sísmica es usual denominar estos parámetros como atributos de los datos sísmicos, por lo tanto para efecto del análisis de velocidades es utilizado el atributo semblanza

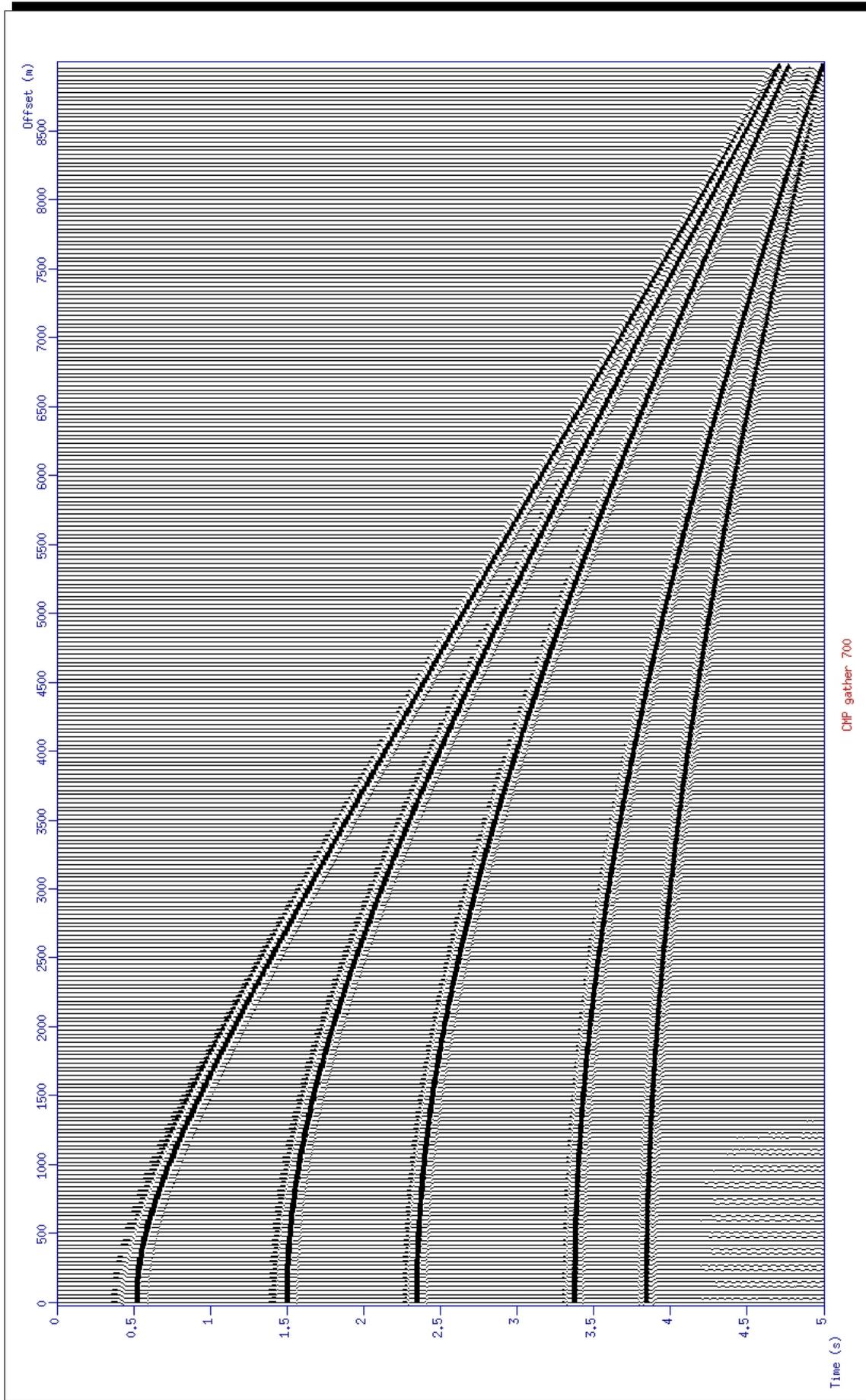


Figura 7: Representación del CMP 700 usando la función *SUXWIGB - X-windows Bit-mapped WIGgle plot of a segy data set* que despliega en pantalla cada traza registrada en los receptores para la geometría del CMP 700. El aumento progresivo del *offset* deja ver el carácter no hiperbólico de los cuatro últimos reflectores que convergen gradualmente.

$\varrho$ , de tal forma que su valor entre dos trazas  $A(t)$  y  $B(t)$  dentro de una ventana temporal  $[t_1, t_2]$  se define como:

$$\varrho = \frac{1}{2} \frac{\sum_{t=t_1}^{t_2} (A_t + B_t)^2}{\sum_{t=t_1}^{t_2} A_t^2 + \sum_{t=t_1}^{t_2} B_t^2}. \quad (21)$$

La semblanza se encuentra normalizada en el intervalo 0 y 1. Por lo tanto, cuando existe baja repetitividad la semblanza tiende a cero y valores altos de repetitividad están asociados a valores de semblanza cercanos a 1.

En términos de esta definición, lo que se realiza en un análisis de semblanza es calcular cada cierto número de muestras temporales de un CMP *gather*, el valor del atributo  $\varrho$  para un rango de velocidades convenientemente ajustado. El archivo generado será visualizado en un mapa que muestre el rango espectral de mayor correlación para cada punto  $V_{nmo}, t_{nmo}$ . Donde  $V_{nmo}$  es la velocidad de corrección y  $t_{nmo}$  es el tiempo de picado en el CMP *gather*. En el modelo convencional la velocidad correspondiente al valor máximo de semblanza para un evento en particular representa la velocidad que mejor apila tal evento. Para el caso anisótropo además de  $V_{nmo}$  es necesario conocer el valor de los parámetros de Thomsen (Thomsen, 1986) o en su defecto el valor  $\eta$ , de tal forma que las curvas no hiperbólicas sean corregidas totalmente.

El cálculo de semblanza para las velocidades de apilamiento de un CMP *gather* se ejecuta mediante la función *suvelan-compute stacking velocity semblance for cdp gathers* (Forel et al., 2005) del paquete *Seismic Unix*. Este análisis es fundamental para la ejecución del algoritmo que establece las velocidades de corrección para las curvas de reflexión de los datos de onda P, de tal forma que una vez sean corregidas las curvas de reflexión, continúa el proceso de apilamiento de las trazas para cada CMP.

Inicialmente el análisis de velocidades será desarrollado bajo la consideración de un modelo isótropo. Será ejecutado el análisis de semblanza de tal forma que sean recuperados los valores de velocidad  $V_{nmo}$  a pequeños *offsets*, necesarias para las correcciones de las curvas de reflexión hiperbólicas y no hiperbólicas en las ecuaciones (5) y (16) respectivamente.

Para disminuir el tiempo de cómputo requerido en la generación de los paneles espectrales de semblanza es necesario limitar el rango de velocidades considerado en los datos. En este trabajo, el primer valor corresponde a 1700 [m/s], con un intervalo de muestreo de 5[m/s] y un número de velocidades de 280, de tal forma que el rango de velocidades limita entre 1700[m/s] y 3100[m/s]. Finalmente, el picado de velocidades para cada CMP genera los puntos  $t_{nmo}$  y  $V_{nmo}$  para cada punto de máxima coherencia en el panel de semblanza. Esta información es almacenada en un archivo de formato *.txt* que luego es utilizado para la corrección NMO.

## 10. CORRECCIÓN DEL MOVE OUT

La velocidad determinada para corregir el sobre tiempo de las ondículas en los sismogramas es la velocidad  $V_{nmo}$ . Luego de esta corrección los eventos deben ser corregidos de manera horizontal a lo largo del *offset*, de tal forma que el efecto de la distancia fuente-receptor es eliminado del tiempo de tránsito de la onda. Si la velocidad de corrección utilizada es mayor que la velocidad real del medio sobre el reflector, ocurre una subcorrección. Así mismo para velocidades de corrección menores que la velocidad real, ocurre un sobrecorrección. Para desarrollar

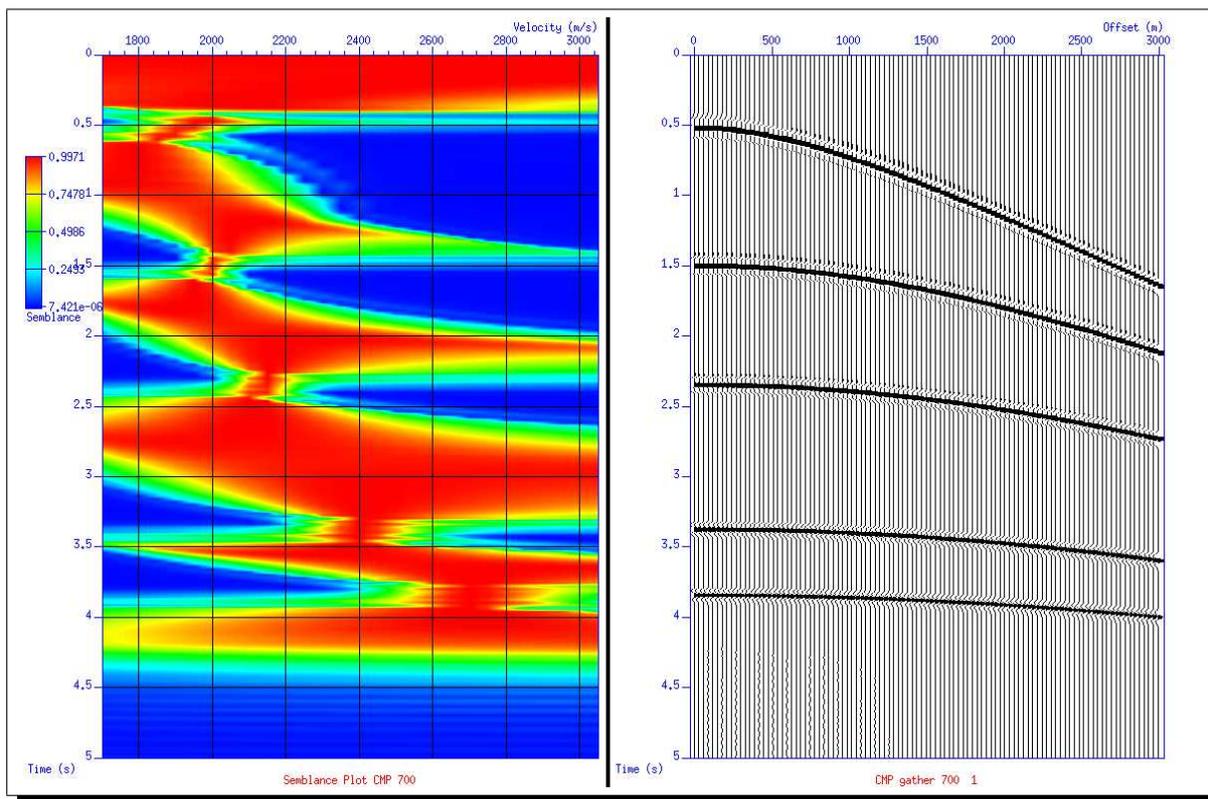


Figura 8: Análisis espectral de velocidades para el CMP 700 con una cobertura en *offset* de 3000[m] que corresponde en forma aproximada al modelo convencional para pequeños *offsets*. A cada curva de reflexión debe corresponder una relación diferente de *offset*-profundidad, por ejemplo: para la cobertura horizontal de 3000[m] el último reflector describe una razón en *offset*-profundidad de 0,75, que cumple con la relación  $x/z \leq 1$  para el modelo convencional.

El valor de  $V_{nmo}$  de la ecuación (16) debe ser estimado bajo la consideración de pequeños *offsets*.

el análisis de esta corrección retomamos la ecuación (16),

$$t^2(x) = t_{po}^2 + \frac{x^2}{V_{nmo}^2} + \frac{\zeta^{(4)}}{t_{po}^2 V_{nmo}^4} x^4 \cdot \frac{1}{1 + \frac{\zeta^{(\kappa)}}{t_{po}^2 V_{nmo}^2} x^2} \tag{22}$$

Con el objetivo de generar factores de equivalencia entre el modelo teórico y la notación de la función *sunmo-NMO for an arbitrary velocity function of time and CDP* (Forel et al., 2005), se definen los coeficientes  $A_4$  y  $A^{(\kappa)}$ .

$$A_4 = \frac{\zeta^{(4)}}{t_{po}^2 V_{nmo}^4}, \tag{23}$$

$$A^{(\kappa)} = \frac{\zeta^{(\kappa)}}{t_{po}^2 V_{nmo}^2}. \tag{24}$$

La función *sunmo* utiliza los coeficientes de corrección *anis1* y *anis2*, de tal forma que estos valores son definidos como  $A_4 \equiv anis1$  y  $A^{(\kappa)} \equiv anis2$ . De esta manera, la función de

corrección del *move out* es definida en el paquete *Seismic Unix* como:

SUNMO - NMO for an arbitrary velocity function of time and CDP  
move out is defined by

$$v^2 = \frac{1}{1 + anis2 x^2} + \frac{anis1}{1 + anis2 x^2} x^4$$

```
sunmo <stdin >stdout [optional parameters]
```

La determinación de los coeficientes *anis1* y *anis2* debe corresponder a los valores óptimos de corrección para las curvas que presentan *move out* no hiperbólico. En este trabajo se estimaron las constantes  $\zeta^{(4)}$  y  $\zeta^{(\kappa)}$  que en conjunto con los valores  $t_{po}$  y  $V_{nmo}$ , generan las mejores correcciones de las curvas de reflexión a *offset* lejano.

Para el cálculo del tiempo de arribo vertical a offsets cero que corresponde a la variable  $t_{po}$ , es utilizado el archivo que contiene la información de propagación del rayo. La variable *Traveltime*=0,519456[s] referenciada en la siguiente secuencia de datos con el símbolo {\*\*\*}, corresponde al tiempo de arribo vertical del primer reflector mostrado en la figura 1, ubicado a 500[m] de la superficie. De la misma manera son obtenidos los valores de  $t_{po}$  en las capas restantes.

```
THIS FILE CONTAINS RAY TRACING INFORMATION
*****
defined reflection/transmission sequences:
*****
interface 2: 1, 0
interface 3: 0, 0
interface 4: 0, 0
interface 5: 0, 0
interface 6: 0, 0
Interfaces without defined refseq are transmitting.
*****
RAY WITH TAKEOFF ANGLE: 0 (degrees)
*****
^^^
Interaction with interface 0 at (x=15,z=0.25).
Transmitted WITHOUT influencing amplitude.
^^^
Interaction with interface 2 at (x=15,z=0.5).
Reflected pre-critically at 0.0157572 degrees.
--incident side: v1=1.9245 dens1=1
--opposite side: v2=2.02031 dens2=1
--reflection coeff: 0.0242861
--total ampl coeff: 0.0242861
--total phase shift: 0
^^^
Interaction with interface 0 at (x=15,z=0.25).
Transmitted WITHOUT influencing amplitude.
^^^
Interaction with interface 1 at (x=15,z=-1.34971e-09).
Transmitted outside model. Ray stopped.
-----
The following information is stored at the rayend:
Ray stops at (15,-1.34971e-09) at interface 1
Takeoff angle=0 Emergence angle=-0
Takeoff velocity=1.9245 Emergence velocity=1.9245
Slowness components px=0 pz=-0.519615
***Traveltime=0.519456 Sigma=1.92391
kmah index=0 Number of reflections=1
Ray propagator q1=-1 q2=-1.92391
Ray propagator p1=0 p2=-1
Attenuation factor=0 Angle increment=0
Ref1/Transm Amplitude=0.0242861 Phase=0
-----
Wrote 1 rays to ray file.
```

En esta sección del procesamiento fue seleccionado el CMP 700 con un *fold* máximo de 300 trazas que corresponde a una cobertura en *offset* de 9,0 [km]. Para efectuar el cálculo de los parámetros efectivos en la corrección no hiperbólica es ejecutada la técnica de dos pasos: en el primer paso se realiza un análisis estandar mediante el estudio espectral de velocidades en el panel de semblanza de la figura 8. En esta etapa se utilizan únicamente los *offsets* cortos de los datos para el CMP 700. El siguiente paso consiste en fijar los valores  $V_{nmo}$  y  $t_{po}$  en las ecuaciones (23) y (24) obtenidos en el paso anterior, que en conjunto con los valores de los coeficientes  $A^{(\kappa)}$  y  $A_4$ , permitan estimar las constantes  $\zeta^{(\kappa)}$  y  $\zeta^{(4)}$  que determinan el grado de anisotropía inducida en el medio. En la tabla 4 se muestran los valores de los coeficientes  $A^{(\kappa)}$  y  $A_4$  que optimizan la corrección de las curvas no hiperbólicas del CMP 700 mostrado en la figura 7.

Parámetro	Número de capa				
	1	2	3	4	5
$A_4$ [s <sup>2</sup> /m <sup>4</sup> ]	0,00	$-1,119 \times 10^{-13}$	$-2,05 \times 10^{-15}$	$-6,20 \times 10^{-17}$	$-8,700 \times 10^{-20}$
$A^{(\kappa)}$ [1/m <sup>2</sup> ]	0,00	$2,71 \times 10^{-6}$	$4,94 \times 10^{-8}$	$3,3895 \times 10^{-9}$	$8,84 \times 10^{-13}$

Tabla 4: Los parámetros  $A^{(\kappa)}$  y  $A^{(4)}$  son estimados directamente en la ejecución de la función *sunmo*. La dinámica del cálculo de estos valores consiste en la generación de sus continuos cambios progresivos, de tal forma que para ciertos valores del par  $A^{(\kappa)}$ - $A^{(4)}$  se produzcan las mejores correcciones de las curvas de reflexión no hiperbólicas.

Usando las ecuaciones (23) y (24) es posible calcular las constantes  $\zeta^{(\kappa)}$  y  $\zeta^{(4)}$  en función de los valores estimados  $A^{(\kappa)}$ ,  $A_4$ ,  $V_{nmo}$  y  $t_{po}$ . La tabla 5 muestra los valores numéricos de los términos utilizados en la corrección NMO no convencional representada en la ecuación (16). De este modo el procesamiento en tiempo de datos sísmicos permite estimar de manera aproximada mediante métodos de inversión de parámetros, los términos necesarios para la corrección de los eventos no hiperbólicos representados en la ecuación (16).

Finalmente, la figura 9 representa la corrección hiperbólica y no hiperbólica del *move out* del CMP 700. La notable diferencia entre estas correcciones corresponde principalmente a la contribución negativa de tercer término de la serie de Taylor, que permite compensar la disminución del registro temporal de los eventos (ondículas) de cada traza para *offsets* lejanos en las capas anisótropas. En este caso para los corrimientos negativos del *move out* que se representan por medio de los ensanchamientos progresivos de las curvas de reflexión, la constante  $\zeta^{(4)}$  debe ser negativa y debe disminuir su valor con el aumento en profundidad para cada reflector. La disminución de este parámetro confirma el aumento del orden de la anisotropía dado que los reflectores de las capas con mayor profundidad manifiestan mayores corrimientos en las curvas no hiperbólicas, haciendo más notorio el efecto de no hiperbólico. Esta interpretación debe ser analizada en función del comportamiento de los productos entre los factores  $A^{(4)}$ ,  $x^4$  y  $A^{(\kappa)}$ ,  $x^2$ .

Las curvas de reflexión corregidas del CMP 700 representado en la figura 9 deben ser truncadas por medio de la ejecución de un *muting* o factor de silencio sobre los datos, de tal forma que sean eliminadas las trazas que son sobre corregidas. El objetivo de este proceso es lograr apilar únicamente las trazas del CMP que sean corregidas totalmente de manera horizontal y de esta forma obtener una aproximación de la sección a *offset* nulo. Posteriormente los datos apilados por cada CMP representarán la respuesta sísmica del subsuelo en un único punto me-

Parámetro	Número de capa				
	1	2	3	4	5
$t_{po}$ [s]	0,519456	1,49923	2,34774	3,37591	3,84479
$t_{nmo}$ [s]	0,540915	1,51179	2,35784	3,38419	3,85576
$V_{nmo}$ [m/s]	1969,80	2000,81	2135,44	2423,95	2749,35
$A_4$ [s <sup>2</sup> /m <sup>4</sup> ]	0,00	$-1,119 \times 10^{-13}$	$-2,05 \times 10^{-15}$	$-6,20 \times 10^{-17}$	$-8,700 \times 10^{-20}$
$A^{(\kappa)}$ [1/m <sup>2</sup> ]	0,00	$2,71 \times 10^{-6}$	$4,94 \times 10^{-8}$	$3,3895 \times 10^{-9}$	$8,84 \times 10^{-13}$
$\zeta^{(4)}$	0,00	-4,03	-0,23	-0,024	$-7,35 \times 10^{-5}$
$\zeta^{(\kappa)}$	0,00	24,38	1,24	0,23	$9,88 \times 10^{-5}$

Tabla 5: En medios anisótropos de tipo VTI el término de cuarto orden es generalmente negativo, lo que corresponde efectivamente a valores negativos para la constante  $\zeta^{(4)}$  y de la misma forma valores positivos para la constante  $\zeta^{(\kappa)}$ .

dio entre fuentes y reflectores. Para efectos de comparación, el CMP 700 corregido de manera convencional ubicado en la imagen superior de la figura 9 debe ser silenciado a un *offset* aproximado de 2,2[km]. De la misma forma el CMP corregido mediante el modelo no hiperbólico ubicado en la imagen inferior de la figura 9 puede ser silenciado de manera aproximada a un *offset* de 7,2[km]. La notable diferencia en las extensiones corregidas repercute directamente en la relación señal-ruido de la traza apilada para cada CMP. Por lo tanto el aumento del número de trazas para el apilamiento de los reflectores de un CMP corregido bajo el método de corrección no hiperbólico, permite aumentar el factor de atenuación de los ruidos aleatorios, debido a que la información del conjunto de trazas a grandes *offsets* es recuperada y luego sumada al registro de información de cada punto medio del subsuelo. Nótese en la imagen inferior de la figura 9 el problema de subcorrección que sufre el primer reflector que caracteriza la única componente isótropa del modelo. Los eventos reflejados en esta capa son subcorrectos debido al efecto no hiperbólico de los demás reflectores. La información de este primer reflector puede ser recuperada usando el análisis convencional.

Por otra parte, aparentemente las trazas con grandes *offsets* en su registro deben ser excluidas del apilado, debido a que su contenido en frecuencia inmediatamente después de la corrección NMO es considerablemente menor que el de las demás trazas. Este efecto de ensanchamiento de las ondículas corregidas por efectos de pérdidas de frecuencia es denominado en sismica como *Stretch*. Las imágenes de la figura 9 representan este fenómeno con mayor probabilidad en los eventos someros y de mayor profundidad. Suponiendo una mejora o recuperación del contenido frecuencial en las trazas registradas para grandes *offsets*, la técnica de corrección del *move out* no hiperbólico considera una buena solución al problema del corte o *mute* de la data sísmica.

## 11. CONCLUSIONES

Se aplicó una alternativa no convencional de procesamiento que implementa la descripción cuantitativa de un medio anisótropo VTI mediante los coeficientes del tercer término de cuarto orden de la expansión de Taylor para el tiempo de propagación de la onda. Los resultados obtenidos en las correcciones del CMP 700 en la figura 9 corroboran la notable diferencia entre

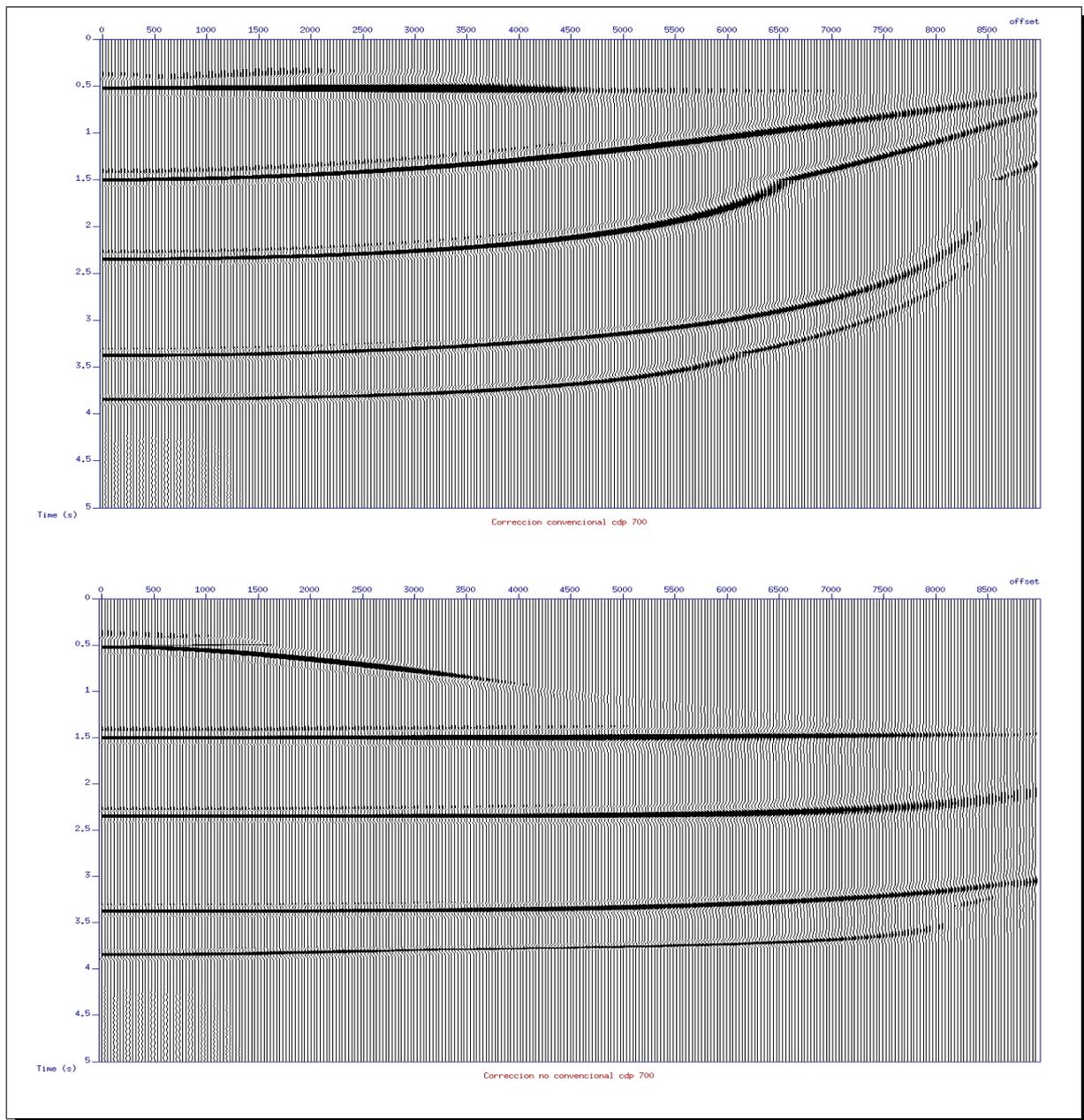


Figura 9: La imagen superior de esta figura representa la corrección del *move out* no hiperbólico usando el modelo convencional descrito por la ecuación (5). El problema de la sobrecorrección con el aumento en el *offset* es evidente en las capas con presencia de anisotropía. La imagen inferior corresponde a la corrección no hiperbólica del *move out* usando el tercer término de cuarto orden en la expansión de Taylor representado en la ecuación (16). Este modelo de corrección permite eliminar las sobrecorrecciones generadas en el modelo convencional de la figura superior.

el modelo convencional y el modelo no hiperbólico de corrección. Efectivamente la aplicación del modelo no hiperbólico permite recuperar mayor información de los datos sísmicos en el dominio CMP.

Por otra parte la ejecución del paquete de herramientas de modelado y procesamiento *Seis-*

*mic Unix* ratificó en este trabajo su gran utilidad computacional en el desarrollo de técnicas alternativas de procesamiento, mediante la implementación de dos secuencias principales: la etapa básica de modelado que incorpora modelos anisótropos de velocidades, trazado de rayos, adquisición de datos sintéticos y modelos diferenciales de propagación y la fase de procesamiento no convencional que refiere al modelo de corrección no hiperbólico del *move out* de las curvas de reflexión de las ondas *P* en el dominio CMP.

## REFERENCIAS

- Alkhalifah T. y Ilya Tsvankin. Velocity analysis for transversely isotropic media. *Geophysics*, 54:1550–1566, 1995.
- Forel D., Benz T., y Pennington W.D. Seismic data processing with seismic unix. *Society of Exploration Geophysicists*, Course Note Series No. 12 Lawrence M. Gochioco, Series Editor, 2005.
- H. Hake K. Helbig C.M. Three-term taylor series for  $t^2 - x^2$  curves of *p* and *s* waves over layered transversely isotropic ground. *Geophysical Prospecting*, 32:828–850, 1984.
- John W. Stockwell J. y Cohen J.K. The new su user's manual. *The Society of Exploration Geophysicists*, 2008.
- Landrø M. y Tsvankin I. Seismic critical-angle reflectometry: A method to characterize azimuthal anisotropy? *Geophysics*, 72(3), 2007.
- Pech A. y Tsvankin I. Quartic moveout coefficient for a dipping azimuthally anisotropic layer. *Geophysics*, 69(3):699–707, 2004.
- Pech A., Tsvankin I., y Grechka V. Quartic moveout coefficient: 3d description and application to tilted ti media. *Geophysics*, 68(5):1600–1610, 2003.
- Taner M. y Koehler F. Velocity spectra-digital computer derivation and applications of velocity functions. *Geophysics*, 34(34):859–881, 1969.
- Thomsen L.A. Weak elastic anisotropy. *Geophysics*, 1986.
- Tsvankin I. y Thomsen L.A. Nonhyperbolic reflection moveout in anisotropic media. *Geophysics*, 59(8):1290–304, 1994.
- Xu X. y Tsvankin I. Moveout-based geometrical-spreading correction for ps-waves in layered anisotropic media. *Journal of Geophysics and Engineering-Iop Publishing.*, (5):195–202, 2008.
- Yilmaz O. Fundamentals of signal processing-seismic data analysis. *Society of Exploration Geophysicists*, 1, 1987.