

**ANÁLISIS DE CORRECCIÓN ESTÁTICA DE ONDAS CONVERTIDAS EN
DATOS SÍSMICOS 2D**

Tesis

por

BLADIMIR JOSÉ MALAVÉ TORRELLAS

Presentado ante la
Universidad Central de Venezuela
en cumplimiento de los requerimientos para optar al título de

INGENIERO GEOFÍSICO

Noviembre 2005

**ANÁLISIS DE CORRECCIÓN ESTÁTICA DE ONDAS CONVERTIDAS EN
DATOS SÍSMICOS 2D**

Tesis

por

BLADIMIR JOSÉ MALAVÉ TORRELLAS

Presentado ante la
Universidad Central de Venezuela
en cumplimiento de los requerimientos para optar al título de

INGENIERO GEOFÍSICO

Aprobado tanto en estilo como contenido:

(Jefe del jurado)

(Miembro del Jurado)

(Miembro del Jurado)

(Miembro del Jurado)

Diciembre 2005

Departamento: Geofísica

RESUMEN

Análisis de corrección estática de ondas convertidas en datos sísmicos 2D. (noviembre 2005)

Bladimir José Malavé Torrellas, Universidad Central de Venezuela

Tutores: Prof. J. Cavada y MSc. J. Pérez

Con el objetivo de atacar los problemas estáticos en las secciones de ondas convertidas, se propuso como meta de esta investigación plantear y ensamblar en una herramienta computacional métodos de correcciones estáticas de baja y alta frecuencia. En función de esto, en la investigación se plantea un método consistente con la superficie, basado en el cálculo del tiempo de retardo bajo la suposición de ruta de viaje vertical, desde la superficie al datum, sin variaciones de velocidad en la capa de remplazo, que utiliza las velocidades V_p y V_s para calcular la estática de fuente y receptor respectivamente.

El mismo fue ensamblado en una rutina, utilizando C como lenguaje de programación, y se aplicó a las secciones de componentes horizontales obtenidas en la herramienta de modelaje sísmico ANISO3D, a partir de un modelo geológico de dos capas, con variaciones abruptas de topografía (60 m de diferencia entre cota máxima y mínima en 5 km de distancia horizontal). De aquí se obtuvieron secciones que recuperaron la coherencia lateral de su respuesta sísmica, al eliminarle con éxito la componente estática de baja frecuencia que distorsionaba el evento de reflexión.

Estas secciones luego se agruparon por punto de conversión común, y debido a la incapacidad que presentó la rutina ANISO3D de producir secciones sísmica sin “aliasing” en presencia de una capa de baja velocidad, se les introdujo un salto estático aleatorio, traza a traza, de ± 40 muestras para simular el efecto estático de alta frecuencia que introduce la capa meteorizada en la sección sísmica. Se corrigieron las secciones por NMO (con la ayuda de Promax), y se le aplicó el método de inversión no lineal propuesto por Rothman (1986), mediante la aplicación computacional diseñada, obteniendo como resultado convergencia del método a la solución global en 2802 iteraciones.

A mis Viejos, Apolonio y Bertina..... Y al amor de mi vida Deinys...

AGRADECIMIENTOS

Quisiera en primer lugar agradecer a la Universidad Central de Venezuela, como academia por darme las herramientas necesarias para el desarrollo de mi vida profesional, y como templo de conocimiento por enseñarme a reconocer la diversidad de intereses que mueve la sociedad y papel, como órgano de reproducción ideológica, que juega esta magna casa de estudio en esta sociedad enajenada.

A PDVSA-INTEVEP, por todo el apoyo tecnológico y financiero que me ha brindado durante el desarrollo de esta investigación.

Al profesor y tutor académico de este trabajo, Jose M. Cavada quien con sus conocimientos ha tenido la visión de cómo orientar este tema y enseñarme a caminar sin sostenerme. Gracias por su valioso tiempo invertido en mi crecimiento profesional antes y durante el desarrollo de este tema.

A mi tutor industrial, Msc. Javier Perez, quien a puesto su tiempo y conocimientos a mi disposición con valiosos frutos cosechados. Muchas gracias por tu esfuerzo y dedicación invertida a este trabajo que hoy me lleva a ser ingeniero.

A todas las personas que han tenido la disposición de ayudarme cuando me ha hecho falta, como: el equipo de procesadores sísmicos especializados, amigos inseparables y unidos por desgracia de la vida, “Asdrama y JuanBoth”, por sus discusiones técnicas a tiempo y atención sobre mi trabajo; el gran Kryv, que con su empeño de aprender de todo un poco, logra poner a hacer sinapsis a cualquier (con algunas excepciones) , gracias por el tiempo empleado en esta investigación; a los muchachos, Julio y Ernesto quienes han pasado las verdes de la tesis junto conmigo. A todos vaya mi mas sinceros agradecimientos por su amistad incondicional.

Hoy que me encuentro al borde de cumplir una meta en mi vida, ser profesional, me pregunto si lo hubiera logrado solo, si yo algún día, en un pasado no tan lejano, pense llegar aquí. El hombre es un ser integrar producto de las circunstancias. Por eso, sería un acto de soberbio egoísmo el decir que este trabajo fue el fruto de mi esfuerzo, sin reconocer el cumulo de personas que han estado a mi alrededor para poner su grano de arena en mi formación. De esta manera quiero dedicar este Trabajo Especial de Grado a las personas que les pertenece:

A mi vieja y mi viejo, Bertina y Apolonio, quienes lo han dado todo por hacer de mi y mis hermano, personas de bien, quienes han estado a mi lado en todas las malas de

mi vida sin pedir nada a cambio. Siempre he reconocido en mi papá el espíritu de lucha y trabajo por su familia y en mi mamá el alma de preocupación y participación activa de mi bienestar. Yo se que el amor que sienten por sus hijos es insustituible, y de igual manera lo siento por ustedes. Los quiero conmigo por el resto de mi vida, y este logro se lo dedico, principalmente a ustedes, por ser los accionistas mayoritario del mismo. Los AMO.

A mi segunda madre y padre, Libertad y Dixxon, los que han incidido directamente en mi formación, he aprendido mucho de ustedes, porque tienen mucho que enseñar. Quisiera recordar estos días si alguna vez nos imaginamos llegar juntos tan lejos, y me confundo entre recuerdos violentos de lo que hemos pasado juntos. Gracias a la vida y al divino niño por ponerlos a ustedes en mi camino. Los aprecio y les debo mucho. . .

A mi compañera constante durante mi carrera universitaria, Deinys. Eres la persona que llena mi vida de intensiones y sueños. Juntos hemos crecido mucho, nos hemos comido las verdes y muy pocas maduras. Eres muy inteligente al tratar la relación, y espero que juntos hagamos los esfuerzos necesarios para consolidar este sentimiento que caracteriza la relación. Esta tesis también es tuya. Te Amo.

A mis hermanos, Manuel, Yimi y Osmaira, este trabajo se lo dedico también a ustedes porque nunca puedo dejar de pensar como nos calentamos bajo el mismo techo con los viejos, y es allí donde se acuerda que el triunfo de uno es de todos al igual que los fracasos. Los amo a todos. Me siento orgulloso de pertenecer a esta gran familia y espero dar motivos por los cuales ustedes se puedan enorgullecer de mí. Esto es ejemplo para que sepan hacia donde debemos ir. . .

A mi hermana menor, Gaby que siempre estamos en un constante ejercicio de quien le saca la piedra a quien. . . Te quiero mucho y espero verte pronto dedicándome tu Trabajo Especial de Grado. . . Cuídate Mucho.

A mi hermano, ña y mugre, futbolista de los atrinca (en sus tiempos), nadador de malecón a malecón (en sus tiempos), ciclista de competencias extremas (en sus tiempos), pero muy buen programador y mejor pana del mundo la morsa. . . El Gordo Joaquín. Tienes camino que recorrer con muchas capacidades pero bastante pereza. . . Compadre pa todo hay tiempo en esta vida. . . Esta tesis también te pertenece. . .

A mi compadre y hermano putativo (por desgracia), El negro Antonio. . . Pocas personas tienen la disposición de brindar una amistad del carácter incondicional con que sueles hacerlo. . . Cuídate en la vida y dale que pa' lante es pa' lla. . . te mandó saludos Bruce Lee. . .

Gracias a todos y recuerden:

“Basta de mente estólicas, basta de mentes hipócritas que nos quieren matar. Levantemos para siempre la espalda, destrocemos el látigo que nos quiere marcar”

Ali

“Hasta la victoria siempre, Patria O Muerte”

Che

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	iii
DEDICATORIA	iv
AGRADECIMIENTOS	v
ÍNDICE	viii
ÍNDICE DE FIGURAS	x
 CAPÍTULO	
I PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.1 Introducción	1
1.2 Planteamiento del problema	2
1.3 Objetivo general	4
1.4 Objetivos específicos	4
1.5 Justificación	4
II MARCO TEÓRICO	6
2.1 Ondas Convertidas	6
2.2 Correcciones estáticas	10
2.3 Correcciones estáticas “de campo”	12
2.3.1 Capa somera y correcciones estáticas	12
2.3.2 Variaciones topográficas	15
2.4 Correcciones estáticas residuales	15
2.4.1 Métodos de corrección estática consistentes en superficie	18
2.4.2 Métodos del poder de apilado	21
2.4.3 Métodos de optimización	24
2.4.4 Método de los dos pasos	25
2.4.5 Método de un paso	28
III METODOLOGÍA	32

CAPÍTULO		Página
	3.1 Efecto topográfico	32
	3.2 Efecto residual	36
IV	RESULTADOS	42
V	ANÁLISIS DE RESULTADOS	58
VI	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	63
	BIBLIOGRAFÍA	67

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA		Página
2.1	Representación plana de la división que sufre la energía de una onda sísmica al incidir en una interfase elástica	7
2.2	Coeficiente de reflexión de PP y PS en función del ángulo de incidencia de P (α_p).	8
2.3	Onda Convertida. La ondas P al incidir en la interfaz, particiona su energía en ondas de cizalla y compresionales reflejada y refractada	9
2.4	Ilustración del fundamento básico de la corrección estática. (a) La fuente y los receptores ubicados en superficie, modelo físicamente real. (b) Modelo después de aplicar la corrección por topografía y capa de baja velocidad, la fuente y los receptores en su pseudo posición.	13
2.5	Ilustración del efecto topográfico. (a) Modelo de estratos con velocidades. (b) Perfil de tiempo de doble transito vs distancia horizontal.	16
4.1	Modelo Geológico	43
4.2	Tendido sísmico	44
4.3	Secciones sísmicas de la componente transversal a lo largo del tendido sísmico. La sección inferior pertenece a la línea que comprende desde los 50 m, a partir de la vertical izquierda, a los 2550 m; la superior va desde 1450 m a 4000 m, y la tercera comprende desde 2350 m a 4900 m	45
4.4	Secciones sísmicas de la componente radial a lo largo del tendido sísmico. Al igual que en la figura anterior, se denotan tres (3) secciones sísmicas correspondientes a los disparos 2, 29 y 40, con las mismas ubicaciones de tendidos	46

FIGURA	Página
4.5	Secciones sísmicas corregidas por estáticas de elevación de la componente transversal a lo largo del tendido sísmico. Estas secciones muestran como la tendencia lineal de los tiempo de primera llegada se deforma 47
4.6	Secciones sísmicas corregidas por estáticas de elevación de la componente radial a lo largo del tendido sísmico. Al igual que en la figura anterior, se observa la deformación de las primeras llegadas y la tendencia hiperbólica que adquiere el evento despues de la corrección 48
4.7	Trazas que pertenecen al punto de conversión 299 49
4.8	Trazas que pertenecen al punto de conversión 299 con saltos estáticos residuales de ± 40 muestras 49
4.9	Trazas de un punto de conversión común corregidas por “NMO” despues de introducir efecto estático traza a traza de ± 40 muestras . . . 50
4.10	Apilado inicial de las trazas seleccionadas por punto de conversión común (CCP) 50
4.11	Sección de trazas apiladas despues de aplicar un estado de corrección estática para $P(x) = \exp^{\frac{-E(x)}{T_{min}}} = 0.5$ 51
4.12	Variación de la energía de la sección apilada <i>vs</i> el número de iteraciones (250), con $T_0 = 0.0012$ 52
4.13	Comportamiento de la función “poder de apilado”, en 500 iteraciones con temperatura constante $T_{min} = 0.0007$ 53
4.14	Comportamiento de la función “poder de apilado”, en 500 iteraciones con temperatura constante $T_{min} = 0.001$ 53
4.15	Comportamiento de la función “poder de apilado”, en 500 iteraciones con temperatura constante $T_{min} = 0.00085$ 53

FIGURA	Página	
4.16	Variación del poder apilado en 3000 iteraciones para el proceso de templado simulado aplicado a datos sintéticos de ondas convertidas. En la gráfica se detalla la llegada del algoritmo a la $T_{min} = 0.00085$ en 34 iteraciones, y cuatro (4) estados de solución: antes de la iteración 972, entre las iteraciones 972 y 1630, de 1630 a 2802, y el estado final después de 2802 iteraciones	54
4.17	Sección apilada luego de 10 iteraciones. No se nota ninguna mejora apreciable en la respuesta de reflexión, todavía el algoritmo está atrapado en la solución local que representa el estado inicial para $T_o = 0,0012$	55
4.18	Sección apilada luego de la iteración 972. Se nota un incremento abrupto de la función “poder de apilado”, lo que representa la fuga del algoritmo de un mínimo local. Se comienza a observar en la sección sísmica una respuesta de reflexión	55
4.19	Sección apilada luego de la iteración 1630. Se vuelve a incrementar la función objetivo y se aprecia mayor coherencia lateral del evento asociado a la reflexión respuesta que esperamos	56
4.20	Sección apilada luego de la iteración 1802. Esta sección representa el mejor estado obtenido entre las iteraciones 2803 y 3000, la cual no difiere significativamente del resto de las secciones mostradas en este intervalo de iteraciones. Se evidencia la existencia de una respuesta de reflexión imposible de visualizar al iniciar el proceso de optimización	56
4.21	Sección de trazas apiladas de la componente transversal corregidas por el método de Ronen y Claerbout (1985) utilizando la rutina de “PROMAX”. El análisis se desarrolló sobre la ventana 1200-1500 para las 10750 trazas.	57

CAPÍTULO I

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.1 Introducción

La inhomogeneidad de la capa somera y la variación lateral de cotas entre las fuentes y los receptores han representado, desde los inicios de la prospección sísmica, los factores que causan las distorsiones estáticas de la coherencia lateral de los eventos de reflexión. Múltiples y eficientes métodos han sido desarrollados para corregir este efecto en ondas compresionales, con resultados desfavorables al utilizar ondas convertidas. Las ondas convertidas no son más que la porción de energía de la onda P incidente que se convierte en energía de onda de cizalla reflejada, y son registradas en superficie con estaciones multicomponentes.

En la última década se ha tomado mucho interés en prospectar con este tipo de onda, debido a la susceptibilidad que presenta la variación de la velocidad de onda de cizalla en presencia de medios fracturados, lo efectivas que son para detectar yacimientos gasíferos y lo económico que resulta frente a la prospección con fuentes de ondas S. Sin embargo, durante su procesamiento, grandes esfuerzos deben ser realizados para corregir el efecto estático introducido por la variación topográfica, y más aún el introducido por la presencia de la capa de baja velocidad. Dichos saltos pueden llegar a superar, según Tatham y McCormack (1986), hasta seis (6) veces más los saltos estáticos observados en la onda compresional.

La componente de baja frecuencia del efecto estático en las ondas convertidas, puede ser corregida con algoritmos que calculen el tiempo de retardo en función de la variación topográfica, con velocidad de ondas P y ondas S, para la estática fuentes y receptores respectivamente, asumiendo aproximaciones consistentes con la superficie.

La razón por la cual fallan los métodos convencionales de corrección estática re-

sidual al intentar corregir estáticas de ondas convertidas, es el incremento en muestras que presentan estas secciones para cada salto estático, lo que origina que la función de crosscorrelación presente limitaciones de credibilidad por el aumento de la probabilidad de sufrir saltos de ciclos (cycle skips). Esto a su vez degenera en la construcción de sistemas de ecuaciones lineales sesgados que conducen el problema a una errada solución local.

En función de lo anterior, los métodos de inversión no lineal surgen como una alternativa para resolver estos grandes saltos estáticos. Dichos métodos se apoyan principalmente en optimizar una función objetivo (energía de la sección apilada), que conlleve a invertir el efecto destructivo de la estática residual en la sección apilada final. Rothman (1985), propone la aplicación del algoritmo “Recocido Simulado” de Metropolis et al (1953), para el cálculo de estados residuales que optimicen el poder de apilado de las secciones de trazas agrupadas por CCP común.

Este método consiste en proponer aleatoriamente posibles soluciones que serán aceptadas o rechazadas desde la distribución de probabilidad de Gibbs. Sin embargo, el método es ineficiente, debido a que cada iteración debe comparar la energía con el estado anterior. Por ello Rothman (1986), tomando la idea de Kirkpatrick (1983), introduce la aplicación del algoritmo “Templado simulado” al cálculo de las estáticas residuales, ya que aquí se evita el paso de comparación de estados de energía, mediante el uso de una distribución de probabilidad que propone nuevas posibles soluciones utilizando la medida de similitud que representa la crosscorrelación, aplicada a las trazas apiladas con las fuentes y los receptores simultáneamente, y arroja soluciones globales en un número significativamente menor de iteraciones.

1.2 Planteamiento del problema

Las anomalías estáticas distorsionan la apariencia estructural y estratigráfica en una sección sísmica (Wiggins et al., 1976). Estas anomalías generan saltos, en tiempo, de las trazas a lo largo del evento, cuyas magnitudes representan las diferencias en tiem-

po entre la primeras llegadas registradas y las que podrían ser observadas si las medidas fueran tomadas en una superficie plana (DATUM), sin efectos de retardo ocasionados por la presencia de material de baja velocidad (Cox, 1999). Definido de esta manera, se identifica una causa de las anomalías estáticas presentes en la sísmica denominada estática de campo, y representa la componente de baja frecuencia de la estática total.

Debido a las imprecisiones en los cálculos que modelan la capa de baja velocidad, causadas por las variaciones laterales de velocidad y espesor en la misma, se genera una incoherencia lateral, traza a traza, en los eventos, la cual representa la componente de alta frecuencia y es reconocida como saltos de estática residual. Múltiples métodos de corrección estática para datos de ondas P han sido desarrollados con resultados favorables, que tratan la corrección estática de campo, como una corrección inicial, asumiendo que un sencillo salto de las trazas sísmicas enteras (sin deformarlas), produce el registro sísmico que se podría observar si la fuente y los geófonos han sido desplazados verticalmente hacia arriba (o hacia abajo) a un DATUM plano de referencia. Este resultado es luego mejorado aplicando métodos de corrección estática residual (para tratar el efecto estático de alta frecuencia), los cuales se basan en herramientas estadísticas; sin embargo, en el caso de ondas convertidas, la energía que desciende de la fuente a la interfase sufre un retardo asociado a la estática producida por la fuente de ondas P, mientras que la energía que asciende del reflector al receptor sufre un retardo debido a la estática del receptor de ondas S (Cary y Eaton, 1993).

Esto genera asimetría en la ruta de viaje de la onda debido a la diferencia de velocidad entre la onda P que desciende y la S ascendente, en adición con problemas asociados a la ubicación del punto de conversión, el cual no coincide con el punto medio entre la fuente y el receptor, y varía su ubicación horizontal con la profundidad en función de la relación V_p/V_s , lo que provoca saltos en tiempo, entre las trazas, de mayor magnitud que las observadas en el procesamiento convencional de ondas P.

En vista de lo anterior se plantea en este estudio el diseño de una herramienta computacional que aplique la corrección estática de campo de ondas convertidas, uti-

lizando el método convencional, variando la velocidad de remplazo por un estimado de la velocidad de cizalla en la estática asociada al receptor, para luego precisar una eficiente corrección de larga estática residual aplicando métodos de inversión no lineales, de manera tal que se pueda obtener la máxima coherencia lateral a lo largo de los eventos de reflexión.

1.3 Objetivo general

- Diseñar un programa computacional de corrección estática de ondas convertidas para datos sísmicos 2D.

1.4 Objetivos específicos

1. Proponer un método para corregir estáticas de baja frecuencia en datos de ondas convertidas 2D.
2. Proponer un método de corrección estáticas de alta frecuencia en datos de ondas convertidas 2D.
3. Aplicar los métodos propuestos, mediante la herramienta computacional diseñada, a datos sintéticos de ondas convertidas.

1.5 Justificación

La anisotropía en las ondas sísmicas ha sido observada y asociadas con presencia de fracturas; la anisotropía de ondas P (donde la velocidad de la onda P varía con la dirección de propagación) y la anisotropía de la onda S (donde la velocidad varía con la dirección de polarización) han sido observadas en los actuales experimentos de campo, cuyos resultados sugieren que la medición de la anisotropía en la velocidad de ondas sísmicas tienen potencial aplicación como técnica de detección sísmica de zonas de fracturas y estimación de parámetros de fracturas en el subsuelo (Thatan et. al.,1992).

El uso de ondas S para caracterizar medios fracturados, entre otros aspectos, se debe a la facilidad con que la anisotropía de su velocidad se presenta en comparación con la anisotropía de ondas P; además el método de adquirir datos multicomponente usando sólo fuente de ondas P y receptores tres-componentes cada vez mas común, ya que se pueden reducir los problemas y costos asociados al uso de fuente de ondas S (Cary y Eaton, 1993).

La presencia de gas usualmente tiene un efecto pequeño en el módulo de cizalla. Debido a esto, las ondas S son menos afectadas por la presencia de gas que las ondas P. Esto muestra la ventaja de usar ondas convertidas para obtener imágenes debajo de estructuras con presencia de gas.

El problema de estática en datos de ondas convertidas ha representado un caso de interés de estudio en la actualidad, porque los algoritmos de procesamiento convencionales de ondas P han fallado en el intento de corregir los grandes saltos estáticos asociados a la propagación de la ondas S, fenómeno que se atribuye al incremento observado en el tiempo de retardo, por el tránsito de las ondas S a través de la capa de baja velocidad.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1 Ondas Convertidas

Las ecuaciones de Zoeppritz expresan el cálculo de la partición de energía observada cuando una onda plana incide en una interfaz elástica. La onda incidente se divide en dos del mismo modo reflejada y refractada, mas dos que sufren conversión de modo reflejándose y refractándose también, como se puede observar en la figura 2.1.

Mientras la ley de Snell toma en cuenta la geometría básica de la ruta del rayo, las ecuaciones de Zoeppritz proveen las amplitudes de las reflexiones. En general, una onda P que incida oblicuamente en una interfaz de dos medios elásticos generara una onda de cizalla reflejada. En la figura 2.2 se puede observa una variación del coeficiente de reflectividad de la onda convertida con respecto al “*offset*”, este comportamiento es sinusoidal. Como se mencionó anteriormente, cualquier onda elástica incidente sobre cualquier discontinuidad elástica, generalmente, convierte parte de su energía en ondas transmitidas y reflejadas de otro tipo, pero si la conversión ocurre desde una onda P incidente a una onda S reflejada se denomina este modo como “*onda convertida*” (C-wave) (Thomsen, 1999) (figura 2.3), esto entre muchos otros tipos de energía convertida que puede ocurrir con el movimiento de la onda sísmica a través del subsuelo. Esta partición de energía es parte de la razón por la cual se observa el efecto de variación de la amplitud con el “*offset*” (AVO) en datos de ondas P (Stewart et al., 2002). Aki y Richards (1980) muestran que la reflectividad P-S, R_{PS} , puede aproximarse por:

$$R_{PS} = -k \left((1 + \varrho) \frac{\Delta\rho}{\rho} + 2\varrho \frac{\Delta V_S}{V_S} \right) \quad (2.1)$$

donde $k = \frac{V_P}{V_S} \frac{\tan \phi_S}{2}$, $\varrho = \frac{-2 \sin^2 \alpha_P V_S^2}{V_P^2} + \frac{2V_S}{V_P} \cos \alpha_P \cos \phi_S$, $\Delta\rho = \rho_{inf} - \rho_{sup}$, $\rho =$

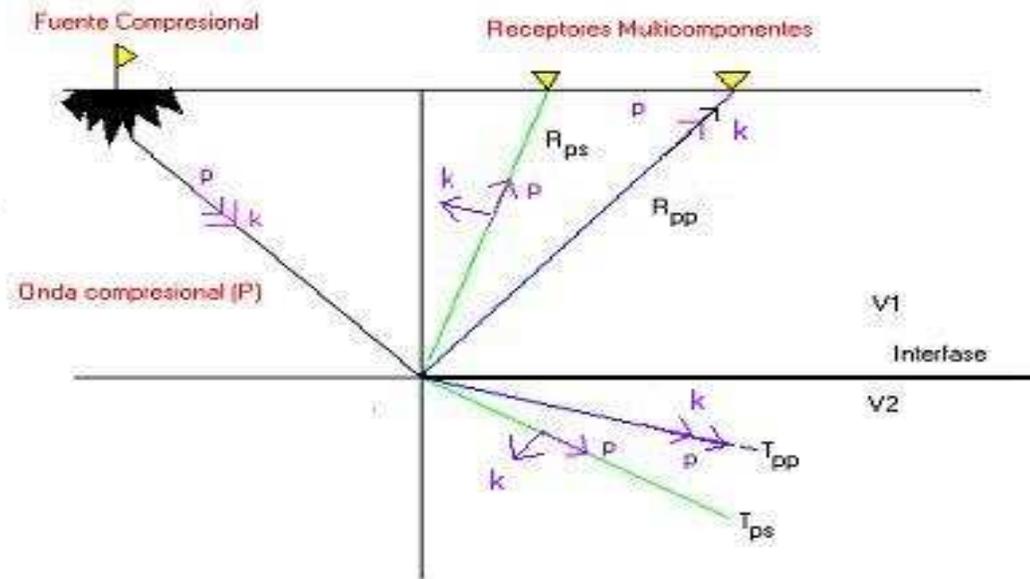


Fig. 2.1. Representación plana de la división que sufre la energía de una onda sísmica al incidir en una interfase elástica

$$\frac{1}{2}(\rho_{inf} + \rho_{sup}), \Delta V_S = V_{S_{inf}} - V_{S_{sup}}, V_S = \frac{1}{2}(V_{S_{inf}} + V_{S_{sup}}), \Delta V_P = V_{P_{inf}} - V_{P_{sup}}, y$$

$$V_P = \frac{1}{2}(V_{P_{inf}} + V_{P_{sup}}).$$

En la figura 2.3 se puede observar que la ruta de propagación de la onda convertida es asimétrica con respecto a la vertical en el punto de reflexión. Esto lo describe la ley de Snell como: $\text{sen}\alpha_p/V_p = \text{sen}\phi_s/V_s$, donde α_p y ϕ_s son los ángulos P y S de incidencia y reflexión respectivamente, y V_p y V_s son las velocidades de las ondas P y S respectivamente. Debido a que $V_p > V_s$, α es mayor que ϕ , y por lo tanto la ruta de propagación de la onda S , a partir del punto de reflexión, es mas cercana a la vertical que la de onda P . Este punto de conversión varía su posición horizontal con la profundidad y según Tessmer y Behle (1988), la ubicación del punto de conversión en el subsuelo, con respecto al offset, depende de un parámetro físico como la relación de velocidades entre los modos $P - S$ (V_p/V_s), que a su vez depende de propiedades físicas del medio como homogeneidad vertical y/o anisotropía (Thomsen, 1999).

Usando trigonometría elemental en el sencillo caso de la figura 2.3, se puede ver

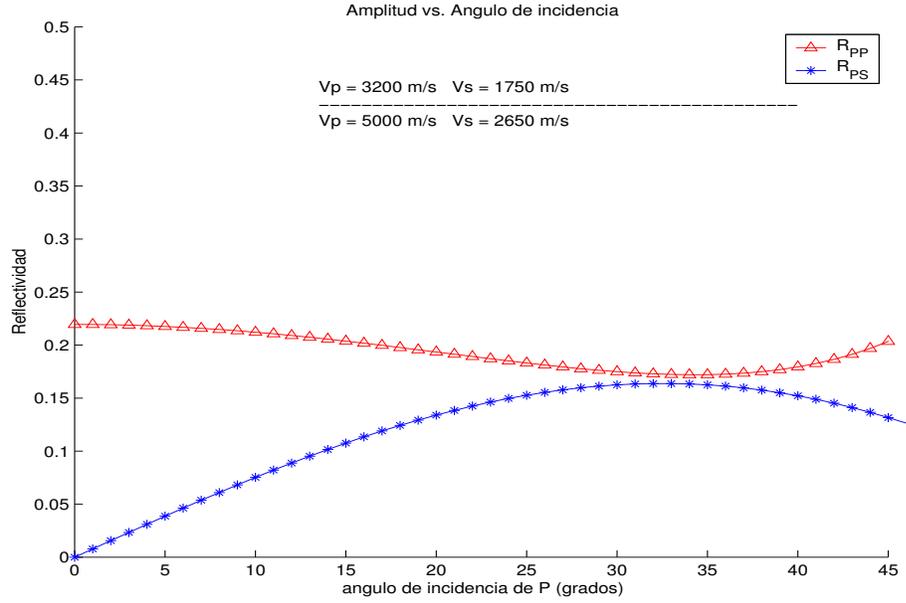


Fig. 2.2. Coeficiente de reflexión de PP y PS en función del ángulo de incidencia de P (α_p).

fácilmente que el offset de X_c del punto de conversión es:

$$X_c = V_p t_p \sin \alpha_p = P V_p^2 t_p \quad (2.2)$$

Al plantear la ecuación como una fracción del offset total, la ubicación del punto de conversión sobre la superficie es exactamente:

$$\frac{X_c}{X} = \frac{1}{1 + \frac{V_s^2 t_s}{V_p^2 t_p}} = \frac{1}{1 + \frac{t_s(X)}{\gamma^2 t_p(X)}} \quad (2.3)$$

En esta ecuación, los términos t_s y t_p son complicadas funciones del offset. Sin embargo en el límite asintótico de viaje vertical (para offset pequeño en comparación con la profundidad) se plantea que:

$$\frac{t_s(X)}{t_p(X)} \rightarrow \frac{t_{s0}}{t_{p0}} = \frac{V_p}{V_s} = \gamma \quad (2.4)$$

ONDAS EN MEDIO TIH

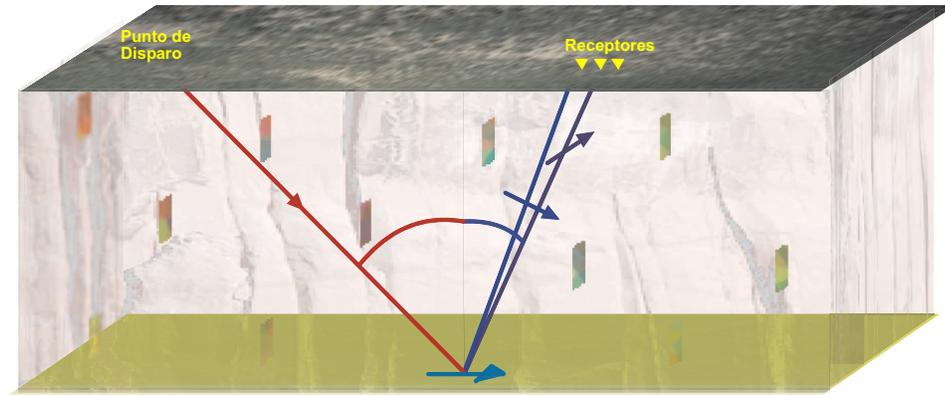


Fig. 2.3. Onda Convertida. La ondas P al incidir en la interfaz, particiona su energía en ondas de cizalla y compresionales reflejada y refractada

De manera tal que en este límite el punto conversión asintótico (ACP) es (Tessmer y Behle, 1988):

$$x_{c0} = \frac{x\gamma}{1 + \gamma} \quad (2.5)$$

Para separaciones fuente-receptor largas (o profundidades someras), Tessmer y Behle (1988) expresaron la ecuación 2.3, explícitamente, como:

$$\left[\frac{x_c(x - x_c)^2}{z} \right] + \left[\left(x_c^2 - \frac{(2\gamma^2)}{(\gamma^2 - 1)} x(x_c - \frac{x}{2}) \right) \right] = 0 \quad (2.6)$$

Debido a esto, seleccionar y mapear datos de ondas convertidas es un procesamiento más difícil que el convencional P-P, ya que aproximaciones consistentes con la superficie, como la existencia de un punto medio común (CMP), no es posible de hacer. Además, el interpretar la presencia de ondas convertidas resultó difícil, debido a que las secciones muestran un mismo evento a diferentes tiempos en profundidad.

Al inicio de la exploración de hidrocarburos, el estudio de la reflexión de ondas

compresionales resultó la herramienta óptima para describir, con relativa facilidad, disposiciones geológicas de eventos de interés, ya que entre el grupo de ondas corporales que se propagan en el subsuelo la onda compresional es la primera en llegar al receptor, con muy buena relación señal-ruido, dirección de polarización cercana a una recta, y muy fácil de generar con gran variedad de fuentes. En la actualidad el nuevo reto de la prospección sísmica es explorar, con fines productivos, yacimientos según determinados modelos de fracturamiento, enfrentado la real debilidad que presentan las ondas compresionales para describir estos medio, sin embargo, en un medio anisotrópico la onda de cizalla sufre una separación en dos ondas, del mismo modo, con polaridades y velocidades distintas que viajan en la misma dirección, fenómeno que se denomina “*birrefringencia*”, y cuyo comportamiento es dependiente del patrón anisotrópico predominante, como por ejemplo, las fracturas.

No obstante, el uso de prospección S-S, es decir, registrar ondas de cizalla con fuente de ondas S, usualmente es más costoso en adquisición que las ondas P, con tiempos de registros alrededor de dos a tres veces más largos que la onda compresional, y 30% a 50% mayor que las ondas convertidas. El modelado sugiere que la reflexión de ondas S-S puede someterse a cambios de fase para separaciones fuente-receptor relativamente cortos, lo que puede dificultar su calidad de apilado. Autores aseguran que medidas modeladas y de campo muestran que las ondas transmitidas y las distintas convertidas, presentan generalmente menores amplitudes que la primera reflexión P-S. (Thomsen, 2001) asegura que, el estudio de ondas convertidas vendrá a sustituir el uso de las fuentes de cizalla dondequiera que los problemas de exploración demanden una solución de la onda S.

2.2 Correcciones estáticas

Según Rothman (1986) , la zona cercana a la superficie de la Tierra es, con frecuencia, altamente irregular. La inhomogeneidad incluye cambios en la elevación superficial, presencia de material poco consolidado y extremas variaciones laterales de veloci-

dad sísmica. Estas irregularidades pueden degradar la calidad de una señal sísmica en dos partes: primero con el viaje de la señal descendente desde la fuente, y luego cuando la señal retorna ascendentemente hacia el receptor.

En medio de tantos efectos de la capa somera, frecuentemente los más obvios e importantes son los retardos en los tiempos de viaje grabados, ya que los mismos, distorsionan la apariencia estructural y causan desalineamiento de señales. Los análisis de datos sísmicos adquiridos en campo rutinariamente incluyen ajustes en los tiempos llamados “corrección estática” (Rothman, 1986). En su más elemental forma las correcciones estáticas llamadas “estática de campo” pueden ser derivadas determinísticamente de los datos de elevación y tiempo “*uphole*”. Las correcciones estáticas que no pueden ser derivadas de estas mediciones de campo son denominadas “estática residual” y son usualmente estimadas estadísticamente con los datos sísmicos.

Según Cox (1999), la corrección estática consiste en determinar los tiempos de primera llegada que podrían ser observados si las medidas fueran tomadas en una superficie plana (DATUM), sin presencia de lentitudes o presencia de material de baja velocidad, es decir, esta corrección es aplicada a los datos sísmicos para compensar o eliminar los efectos de variación de altura en la superficie, espesores de la capa de baja velocidad, variación de velocidad de dicha capa, referenciando todo a un DATUM (superficie plana).

El mismo autor señala que las correcciones estáticas se basan en datos “*uphole*”, primeros quiebres y/o alisamiento de eventos:

1. La estática basada en “*uphole*”, involucra la medida directa del tiempo de viaje vertical desde la fuente enterrada. Esto es usualmente el mejor método realizable de corrección estática.
2. Las estáticas basadas en primeros quiebres de refracción son los métodos más comunes aplicados en campo, especialmente cuando se usa fuente en superficie.
3. Los métodos estáticos de alisamiento de datos, suponen que los modelos de irre-

gularidad, observados en la mayoría de los eventos, resultan de variaciones en la capa de baja velocidad, y por lo tanto, correcciones estáticas de saltos entre trazas podrían ser usadas para minimizar tales irregularidades. La mayoría de los programas de determinación estática automática desarrollan métodos estadísticos para lograr la minimización.

Al profundizar, el concepto de correcciones estáticas es la suposición que un sencillo salto en tiempo de la traza sísmica, produciría el registro sísmico que podría estar siendo observado si los geófonos y la fuente han sido desplazados verticalmente hacia abajo (o hacia arriba) al datum de referencia, una suposición no estrictamente cierta (Cox, 1999).

2.3 Correcciones estáticas “de campo”

Las correcciones estáticas de campo se caracterizan principalmente por su dependencia con el modelo físico presente durante la adquisición, donde encontramos las variaciones de cotas topográficas en superficie y la variación lateral de espesor y velocidad del “*weathering*” (capa de baja velocidad), como los factores determinísticos causales de esta anomalía estática. La deformación causada por las disposiciones físicas que serán descritas a continuación se presenta en la sísmica como la componente de baja frecuencia del efecto estático total, y distorsionan la continuidad lateral de la respuesta hiperbólica del evento.

2.3.1 Capa somera y correcciones estáticas

La figura 2.4 presenta el fundamento básico de la corrección estática con el uso de un modelo de dos capas: la capa mas somera, conocida como “*weathering*” (capa de baja velocidad), abarca desde la superficie terrestre hasta la superficie descrita por la base de ella misma, y la que se ubica inmediatamente infrayacente alcanza el reflector; además, también se observa el datum de corrección estática. La corrección estática

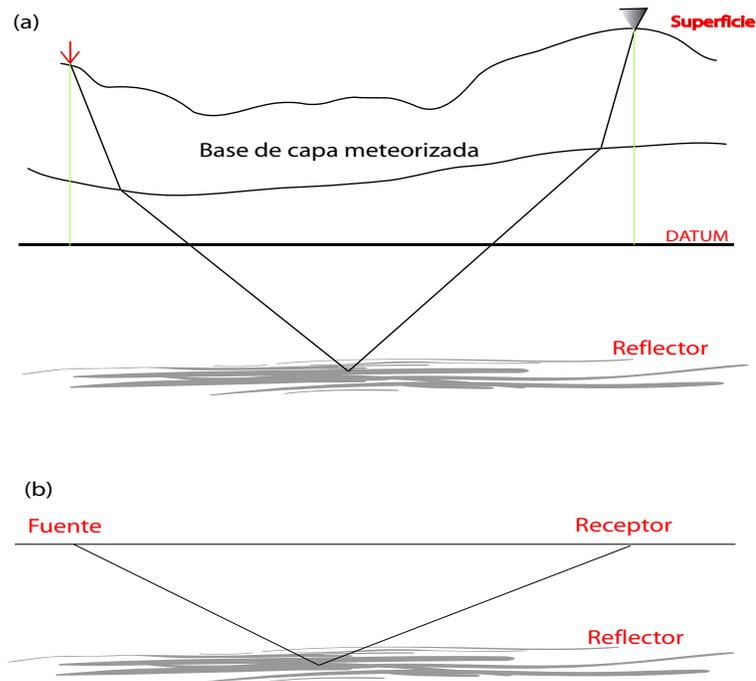


Fig. 2.4. Ilustración del fundamento básico de la corrección estática. (a) La fuente y los receptores ubicados en superficie, modelo físicamente real. (b) Modelo después de aplicar la corrección por topografía y capa de baja velocidad, la fuente y los receptores en su pseudo posición.

consiste en sustituir el modelo físico presentado en la figura 2.4 (a) por el falso modelo observado en la figura 2.4 (b), trasladando verticalmente la posición de la fuente y los receptores desde su posición original a una pseudo posición sobre la superficie plana de referencia, lo que genera un modelo, físicamente, distinto al anterior.

Según Sheriff (1991) , un simple salto en tiempo de las trazas sísmicas, para la apropiada corrección estática, no produce el mismo registro sísmico que podría estar siendo grabado si la fuente y los receptores fueran físicamente movidos hacia abajo a un datum de referencia plano. Este error es minimizado si la ruta del rayo en la capa de baja velocidad es cercana a la vertical (lo que depende de la velocidad en dicha capa), o si la profundidad del datum es cercana a la profundidad base, esto en el caso de utilizar elevaciones de datum por debajo de la capa de baja velocidad, como suele ocurrir en la mayoría de los casos por ser más preciso.

En la figura se puede observar que el ángulo de emergencia (ángulo formado entre la vertical y la ruta del rayo) es menor en el “*weathering*” que en el estrato inferior, esto es debido a la variación de velocidad entre las capas, de manera que la diferencia entre las pendientes de las dos rutas significa el tiempo de retardo que experimenta la onda al atravesar el “*weathering*”.

La simplificación mostrada en la figura 2.4 funciona eficientemente para muchos casos, sin embargo, múltiples aproximaciones matemáticas son calculadas para minimizar los errores introducidos por imprecisiones del modelo. Estas aproximaciones, generalmente son basadas en la mejora de la velocidad de apilamiento y posterior aplicación en la corrección NMO.

Los métodos tradicionalmente usados para calcular el datum de correcciones estáticas son basados en un modelo comparativamente sencillo de capa superficial dependiente de la elevación superficial, la base de la capa de baja velocidad, y la velocidad de la capa infrayacente a dicha capa de baja velocidad (Cox, 1999).

Según Sheriff (1991), el “*weathering Layer*” es una capa de baja velocidad cercana a la superficie, usualmente la porción donde mucho aire y agua ocupan los espacios porosos de las rocas e inconsolidan el suelo. El “*weathering*” sísmico es usualmente diferente al “*weathering*” geológico (producto de roca desintegrada). El tiempo LVL (*Low Velocity Layer*) es frecuentemente utilizado para el “*weathering*” sísmico. Con frecuencia la base de “*weathering*” es el nivel freático. Algunas veces la velocidad del “*weathering*” es gradacional, y en ocasiones forma estratos. Las velocidades del “*weathering*” son típicamente entre 500 m/s y 800 m/s (puede llegar a alcanzar 150 m/s para los primeros pocos centímetros) y la velocidad del “*subweathering*” (capa infrayacente a la capa de baja velocidad) es de 1500 m/s o mayor. Los espesores de “*weathering*” son calculados por estudios de datos “*uphole*” y primeros quiebres de refracción.

2.3.2 Variaciones topográficas

Dentro de las múltiples correcciones estáticas que se le debe aplicar a la sísmica, con frecuencia se acostumbra aplicar primero la corrección por variaciones topográficas. Con la figura 2.5 se pretende ilustrar el efecto causado por la topografía en la sección sísmica desde un punto de vista simplificado. En la figura 2.5 (a) se presenta un modelo de tres capas con sus respectivas velocidades, en el cual la capa somera esta comprendida desde la superficie, donde se encuentran ubicados la fuente y los receptores, hasta el tope de un estrato con velocidad superior. El modelo presenta una variación topográfica de 80 m representado en una sola irregularidad. La figura 2.5 (b) muestra el efecto ocasionado por la variación topográfica, representado en la creación de una falsa estructura cuando obtenemos el perfil en doble tiempo de transito.

En esta última, la anomalía se genera por la dependencia lineal con la profundidad que posee la función “*tiempo de registro*”, es decir, por ejemplo, en las zonas donde la separación entre la superficie y el estrato sea menor (al oeste de la figura) el tiempo de registro es mínimo y, por lo contrario, donde observemos la mayor diferencia de cotas entre la superficie y el estrato se registra el mayor tiempo, lo que evidencia que las variaciones de altura en la topografía distorsionan la apariencia real de las estructuras.

2.4 Correcciones estáticas residuales

La corrección estática de baja frecuencia, al intentar modelar la capa de baja velocidad, se basa en aproximaciones geológicas que intentan describir las variaciones de velocidad y espesor de dicha capa. La carencia de información detallada de la inhomogeneidad que caracteriza dicha capa, crea pequeñas imprecisiones que causan desalineamiento lateral de los eventos, observados después de la corrección NMO, y degradan la calidad de la sección apilada. Este efecto residual se manifiesta como saltos estáticos traza a traza, razón por el que es llamado de alta frecuencia, sin ningún patrón aparente de comportamiento, el cual debe ser corregido utilizando métodos ma-

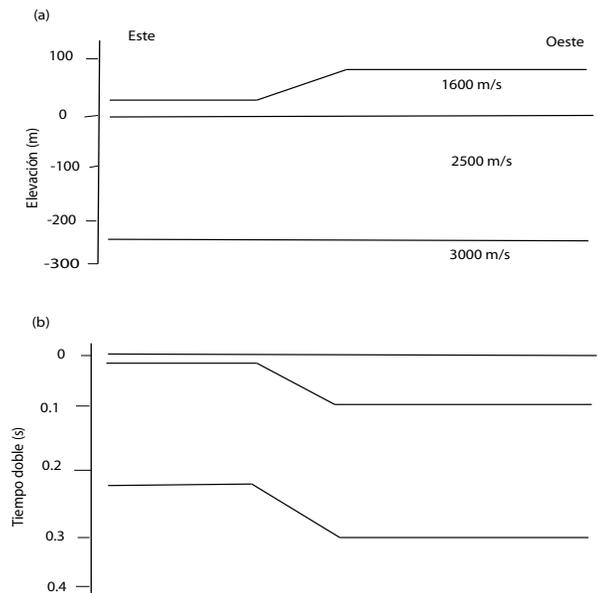


Fig. 2.5. Ilustración del efecto topográfico. (a) Modelo de estratos con velocidades. (b) Perfil de tiempo de doble tránsito vs distancia horizontal.

temático-estadísticos.

Según Cox (1999), las correcciones estáticas de alta frecuencia o residual están designadas a corregir pequeñas imprecisiones en el modelo de capa somera. Su aplicación podría mejorar la sección sísmica final en comparación con otra sección corregida solo por estáticas de baja frecuencia. Por ejemplo si la sección es invertida para producir una sección de impedancias acústicas, la variación en tiempo de amplitudes correspondientes a un mismo evento a lo largo de la sección, representa cambios en los coeficientes de reflexión más cercanos posible. Sin embargo, según la perspectiva de Tatham y McCormack (1986), el proceso más problemático frecuentemente en el procesamiento de datos sísmicos de ondas convertidas es la determinación de estática residual de ondas S, las cuales son comúnmente de dos (2) a diez (10) veces más grandes, en tiempo, que la estática de ondas P para la misma localización del par fuente receptor, lo que produce el efecto llamado “*cycle skips*” cuando intentamos resolver estos largos saltos estáticos.

Alternativamente, la corrección estática residual puede ser calculada en datos sin corrección estática de baja frecuencia, sobre la línea o porciones de la línea donde el problema exista. suponiendo que la corrección estática son simples saltos de tiempo, los tiempos de corrección requeridos para compensar la ruta de viaje a través de la capa de baja velocidad son aproximados.

Algunas de las razones por las que se observan los efectos de estática residual son:

1. La falta de información sobre la capa de baja velocidad.
2. Información insuficiente para el cálculo del DATUM de corrección estática.
3. Uso de un método inapropiado.
4. Errores en los datos de entrada, tales como elevación de la fuente y los receptores.
5. Uso de una pobre técnica de interpolación entre los puntos de control.

La sencilla aproximación de salto en tiempo, o suposición simplificada, forman el concepto de correcciones estáticas consistentes en superficie. Esto es: una localización de fuente o receptor tomada esta asociada con un valor constante de corrección estática sin considerar la ruta de viaje, suponiendo que este es independiente del tiempo de reflexión y el “*offset*” de la traza (Perez y Larner, 2004) . Los mismos autores afirman que estas asunciones, la cuales nos permiten aproximar la corrección del problema para la distorsión en tiempo desde un punto de vista estadístico, están basadas en un modelo de rayo teórico de propagación de ondas, donde la energía viaja a través de la capa de baja velocidad a lo largo de una ruta vertical. La propagación vertical es aproximadamente correcta si la velocidad del “*weathering*” (capa de baja velocidad) es mucho más pequeña que la velocidad de la capa infrayacente (subweathering) y su base es horizontal. Esta asunción no es absolutamente cierta e influencia la magnitud de los saltos estáticos residuales.

No obstante, el estrato somero puede cambiar abruptamente entre una ubicación de fuente y varios receptores, razón por la cual las rutas de los rayos al transitar la

capa de baja velocidad en diferentes direcciones tienen distintos tiempos de tránsito (Cox, 1999). Bajo tales condiciones, el tiempo de corrección necesario depende de la dirección de la ruta del rayo y por lo tanto no es consistente en superficie. Para la mayoría de las áreas, sin embargo, el concepto de corrección estática consistente en superficie es válido, y procedimientos para calcular correcciones estáticas residuales con esta asunción son apropiados.

La mayoría de los programas convencionales de corrección estática residual trabajan con la sección de trazas apiladas por “*common – midpoint*” (CMP), bien sea seleccionando tiempos de retardo para las trazas individuales utilizando el valor de crosscorelación que mejore la versión del apilado CMP (Wiggins et al., 1976), o por optimización de la función de “*poder de apilado*” (Ronen y Claerbout, 1985). En principio, los mismos algoritmos podrían ser usados para procesar datos de ondas convertidas, sin embargo, debido a la asimetría que presentan las rutas de rayo para las ondas convertidas, es necesario seleccionar las trazas por punto de conversión común (CCP) en lugar del punto medio común (CMP). Distintos métodos han sido sugeridos para generar secciones apiladas por CCP. Frecuentemente en la práctica, ambas secciones sísmicas, el “*CCP gather*” y el “*CMP gather*” son de poca calidad antes de corregir el efecto de estática residual.

2.4.1 Métodos de corrección estática consistentes en superficie

Según Sheriff (1991), un modelo es consistente en superficie cuando se supone que todos los rayos que transitan a través de una región espacial serán afectados de la misma forma, y que el efecto total por cualquier elemento puede ser obtenido sumando su contribución a lo largo de la trayectoria. La contribución para las diferentes regiones puede ser obtenida estadísticamente a partir de una multitud de observaciones.

Schneider (1971) describió la ecuación del tiempo de viaje, para un offset fuente-receptor, como una función dependiente del tiempo de incidencia normal, la corrección NMO, el salto estático asociado a la fuente, el salto estático asociado al receptor y

una estimación de error asociados a la componente del ruido. Esta relación entre las componentes presentes en el tiempo registrado obedece a un modelo consistente en superficie al considerar que los tiempos de arribo corregidos son constantes para un índice de localización del CMP, y es la ecuación clave utilizada para las correcciones estáticas residual. Dicha ecuación es normalmente expresada como:

$$T_{ijk} = S_i + R_j + M_k + X_{ij}^2 + N \quad (2.7)$$

Donde T es el tiempo de reflexión total después de aplicar la corrección NMO (normal moveout), i , j y k son los índices de localización de la fuente, receptor y CMP respectivamente, G es el término geológico o término que corrige el efecto ocasionado por la estructura geológica, S y R son las correcciones estáticas consistentes en superficie de la fuente y el receptor respectivamente (incluyendo la corrección de las componentes de baja y alta frecuencia), M es el coeficiente de corrección NMO residual, X es el offset de la traza y N es la componente de ruido (Taner et al., 1974; Wiggins et al., 1976; Larner et al., 1979) . El objetivo de descomponer la ecuación tiempo de viaje en sus distintos componentes, es asegurar que este es el mejor tiempo observado.

El modelo de parámetros consistentes en superficie (estáticas, NMO residual y términos geológicos) que, en un sentido de mínimos cuadrados, satisface mejor la observación de los tiempos de viaje en datos sísmicos, representa la solución para un estado de ecuaciones lineales simultáneas. Además, debido a que estas ecuaciones son mal acondicionadas y el sistema no tiene solución única, los métodos convencionales directos de solución no son aplicables (Wiggins et al., 1976).

El conjunto ecuaciones necesarias para satisfacer el número de incógnitas son obtenidas a partir de la comparación de tiempo de arribo entre trazas que tienen un plano de trazas común (fuente, receptor, offset o CMP). El tiempo de viaje o salto en tiempo son luego analizados, o descompuestos, para obtener correcciones estáticas residuales

de las fuentes y receptores, NMO residuales y las componentes geológicas o estructurales (Cox, 1999). Dependiendo del criterio tomado para seleccionar el plano común, surgen los distintos métodos consistentes en superficie:

1. Método de localización en superficie común, en la cual las trazas comunes a comparar son las de la misma fuente o receptor. En este método se aplican algunas simplificaciones sobre la suposición de la componente estructural, por lo general se aplica un suavizado promedio porque es calculada sobre un rango de localización de CMP, para ello, se aplican técnicas intermediarias como la cross-correlación entre trazas agrupadas por CMP.
2. Método basado en CMP común, donde el criterio entre las trazas a comparar es agruparlas por CMP común. Esta técnica implica que las medidas de diferencias en tiempo entre trazas del mismo CMP no contienen componente de estructura.
3. Por último el método basado en offset común, que como su nombre lo dice, selecciona las trazas del mismo offset y plantea el sistema de ecuaciones a partir de su comparación, anulando de esta manera la diferencia en tiempo introducida por el factor “moveout”.

Es conocido que los sistemas lineales planteados por el uso de la ecuación tiempo de viaje no tienen solución única, por lo que se corre el riesgo de que el método de resolución plantee un modelo de parámetros no óptimo, que suele ser poco importante cuando los saltos estáticos son pequeños, pero que degradan notablemente la sección sísmica si los saltos estáticos residuales son competentes como los observados en la exploración con ondas convertidas. Mientras menor sea el valor en tiempo del salto estático, menor será el número de muestras que necesita ser desplazada la traza y por consiguiente los posibles valores que pueda tomar el salto estático para satisfacer el sistema de ecuaciones. En el caso de las ondas convertidas, debido al largo retraso, en comparación con la onda compresiva, que experimenta la onda S al transitar la capa de baja velocidad, se observan saltos que abarcan mayor número de muestras que las

normalmente observadas en la prospección con ondas P, lo que ocasiona mayor número de posibles soluciones para el sistema de ecuaciones aunado a las aproximaciones asumidas para reducir el número de incógnitas.

2.4.2 Métodos del poder de apilado

Los métodos de selección de tiempo de viaje obtienen los tiempos de anomalías seleccionando picos máximos de crosscorrelación: el máximo de una función de crosscorrelación representa el salto relativo en tiempo más probable entre dos trazas similares (Foster y Guinzy, 1976) . Una vez que los tiempos de anomalías son escogidos, las funciones que componen la ecuación de tiempo de viaje son calculados resolviendo un sobredeterminado o indeterminado sistema de ecuaciones (Ronen y Claerbout, 1985).

La selección de picos de crosscorrelación es una operación no lineal susceptible a fallar en presencia de ambigüedades y ruido, por esto se genera la hipótesis de que el salto estático podría ser determinado tal que la energía en la sección apilada final sea maximizada (Ronen y Claerbout, 1985). Esto en virtud del buen filtro de incoherencias que suele ser el apilamiento de trazas. Los mismos autores, afirman que la energía de la sección apilada es una buena medida de calidad, ya que, si todas las trazas son las mismas excepto por el salto estático en tiempo, es decir, la sección apilada es una función del modelo estático, podríamos obtener el máximo poder de la sección apilada cuando todas las trazas estén alineadas sin saltos estáticos relativos entre ellas. En principio, nosotros podríamos optimizar la función de poder de apilado por el método de búsqueda exhaustiva, donde se prueban todos los modelos estáticos y se escoge el que presente el máximo de energía en la sección de trazas apiladas.

El método de poder de apilado trabaja con la suma de crosscorrelación y los datos apilados, razón por la cual es considerado un método especialmente aplicable a datos con baja relación señal ruido. La suposición detrás de esta aproximación es que un buen estado de correcciones estáticas genera mayores amplitudes en la sección apilada, comparada con el estado de la sección antes de corregir las trazas por saltos estáticos

en tiempo, es decir, la respuesta apilada es mejorada. El objetivo del proceso de poder de apilado es maximizar la energía de las trazas apiladas sobre la ventana de tiempo analizada, donde la energía es definida como la suma de los cuadrados de las amplitudes de las trazas. Un rango de saltos en tiempo son probados para una localización de fuente, y se selecciona el que produzca el mejor poder de apilado. Este procedimiento es repetido para todas las localizaciones de fuentes y los receptores a lo largo de la línea para calcular la corrección estática residual consistente en superficie (Cox, 1999).

Ronen y Claerbout (1985), mostraron que la energía $E(\Delta t)$ de la suma de dos trazas $F(t)$ y $G(t)$, con una traza desplazada en tiempo un Δt , es:

$$E(\Delta t) = \sum_t (F(t + \Delta t) + G(t))^2 \quad (2.8)$$

También expresada como:

$$E(\Delta t) = \sum_t F^2(t + \Delta t) + \sum_t G^2(t) + 2 \sum_t F(T + \Delta t)G(t) \quad (2.9)$$

Para un rango de tiempo, el primer factor de esta ecuación es constante, ya que representa la suma del poder de dos trazas; el segundo factor es la crosscorrelación entre las dos trazas. Por lo tanto, la suma de la energía de dos trazas tiende al máximo cuando la crosscorrelación entre ellas es máximo valor, el cual corresponde a un valor de salto en tiempo. Si $F(t)$ es una traza individual de una determinada localización de fuente, y $G(t)$ es la traza resultado de apilar las pertenecientes al CMP de $F(t)$ excluyendo la contribución de $F(t)$, el salto estático calculado es un estimado de la corrección estática residual asociada a la fuente, ya que este es el tiempo que maximiza el poder de apilado. Este proceso es mas eficiente que apilar las trazas con variaciones en tiempo (Cox, 1999).

Partiendo de este principio, y en lugar de aplicar la crosscorrelación de manera individual para cada traza perteneciente a una fuente y luego sumar la crosscorrelación,

Ronen y Claerbout (1985) concatenaron las trazas pertenecientes a una fuente para formar una “super traza”, introduciendo segmentos de cero (0) amplitud entre trazas individuales para evitar que sucediera la multiplicación cruzada de datos. Esta “super traza” es luego correlacionada con la generada por la concatenación de las trazas apiladas por CMP asociados a la fuente, sin la contribución de la fuente. De la función de crosscorrelación obtenida se escoge el máximo valor, el cual representa el salto estático asociado a la fuente para las trazas de dicha fuente. Se repite la metodología para cada receptor y se aplica el valor de salto estático total como la suma de las contribuciones de la fuente y el receptor.

El objetivo de este método es obtener el máximo valor de poder apilado, lo que se traduce en determinar el máximo absoluto de dicha función. La crosscorrelación es un operador matemático que suma los productos de las amplitudes entre dos trazas, conservando el signo, lo que genera el valor mas alto en la posición donde las trazas tienen mayor similitud, es decir, donde exista el mayor número de picos competentes con el mismo signo. Frecuentemente, con datos de baja relación señal-ruido, en una ventana de tiempo seleccionada se observan mas de un pico competente, en amplitud, a la respuesta del evento de reflexión y con ciclos iguales al periodo dominante de la sísmica, lo que puede generar máximos de crosscorrelación en diferencias de tiempo que no representan el verdadero salto estático, fenómeno conocido como “*cycle skips*” o “*leg jumps*”.

Dichos fenómenos traen como consecuencia que el proceso de optimización finalice tendiendo a un máximo local del poder apilado en vez del correcto máximo global, especialmente si las correcciones estáticas residuales son largas (Cox, 1999), razón por la cual se observan distorsiones de los eventos e incoherencia lateral de los mismos. Algunas técnicas de optimización de Monte-Carlo para descubrir máximos globales, tal como “*simulated annealing*” o “*heat bath*”, pueden ser aplicadas al método de poder de apilado para minimizar la ocurrencia de “*cycle skips*” que conduce a un máximo local.

2.4.3 Métodos de optimización

La mayoría de las técnicas de corrección estática residual básicamente están canalizadas a precisar correcciones estáticas del Datum, asumiendo que estas correcciones de alta frecuencia son comparativamente más pequeñas que las topográficas, aunque esto tenga sus excepciones. Estas correcciones se basan usualmente en sistemas de aproximaciones lineales, que podrían converger a una solución local generalmente cercana a la solución global, siempre que las correcciones sean relativamente pequeñas. Si este no es el caso, se requieren métodos de aproximación no lineales para descubrir la solución global.

La descomposición de los saltos en tiempos, obtenidos desde la función de cross-correlación, es utilizada para crear ecuaciones de tiempo de viaje. Este método generalmente falla cuando el salto en tiempo requerido para la corrección supera la mitad de un periodo de la frecuencia predominante en la sección sísmica, ya que al existir más de una posible solución, la función de cross-correlación presenta picos que podrían estar fuera de ciclos, y suelen ser escogidos, lo que ocasiona una errada interpretación de corrección estática conocida como “*cycle skips*” o saltos de ciclo, y representan una solución local del problema de optimización.

En la práctica, algunos estudios, como en el caso de las ondas convertidas, demandan largas correcciones estáticas. Un posible procedimiento para determinar la solución óptima es probar todos los posibles modelos de corrección estática residual a lo largo de la línea, y escoger el que mejore la coherencia lateral del evento. Esto último implica la optimización de una función objetivo. Sin embargo si enfrentamos problemas de larga corrección estática, el número de combinaciones entre posibles soluciones por traza genera un volumen intratable de modelos. Debido a esto, es necesario el uso de un método que sea capaz de ubicar un máximo local, de una función como el poder de apilado por ejemplo, con la habilidad de escapar del mismo para canalizarse con miras a descubrir una solución global.

Rothman (1985) , plantea una técnica en la cual se proponen posibles estado de co-

rección estática residual pseudo-aleatoriamente utilizando una técnica de Monte-Carlo para evitar ser atrapado en un máximo local de la función poder de apilado. El método de Monte-Carlo es definido por Sheriff (1991) como un método matemático donde un cálculo es repetido muchas veces usando una selección aleatoria de posibles valores. La técnica de optimización usada por Rothman (1985) es un proceso mecánico estadístico llamado templado simulado o recocido simulado (simulated annealing). Este se basa en cómo un cristal se forma a partir de un metal mientras es enfriado lentamente (Cox, 1999).

2.4.4 Método de los dos pasos

La mayoría de los problemas encontrados en el análisis de datos geofísicos son, esencialmente, problemas de inversión de datos: usualmente los datos recolectados en la superficie terrestre, son usados para inferir un modelo de parámetros del interior de la Tierra. Esto se hace a partir de la construcción de un modelo matemáticos donde los parámetros físicos son desconocidos. El problema de inversión es luego utilizado para solucionar dicho modelo matemático por minimización (o maximización) de la función definida sobre el espacio del modelo de parámetros.

Este problema de optimización puede ser abordado en dos escenarios: aquel que contiene solo un mínimo, y el que posee más de uno. El caso en el que existe un mínimo es llamado inversión lineal, ya que la solución puede ser encontrada (aproximadamente) solucionando un sistema de ecuaciones lineales. Cuando este sistema de ecuaciones no existe, al menos que se establezcan suposiciones importantes capaces de plantearlo, se requiere recurrir a métodos de inversión no lineales, que se traduce en la búsqueda del mínimo global en presencia de múltiples mínimos locales (Rothman, 1985).

La necesidad de usar inversión no lineal altamente precisa en reflexiones sísmicas es demostrada gráficamente en la estimación de estática residual. El problema es notoriamente difícil cuando las anomalías en la capa somera son severas, debido a que causan registros de trazas que exhiben fuertes retrasos (constantes a lo largo de la tra-

za) en tiempo que distorsionan la imagen del subsuelo. Aquí se presenta la estimación de estos tiempos de retrasos para la fuente y los receptores como un problema de inversión no lineal. Una mala correlación entre las trazas (*cycle skips* o *leg jumps*) se presenta como mínimos locales, pero el desarrollo de una optimización global utilizando el método de “templado simulado” se puede realizar sin tener un estimado inicial del actual tiempo de retraso (Rothman, 1985).

Templado simulado es un proceso de optimización Monte-Carlo basado en templado químico, introducido por Kirkpatrick et al. (1983) para solucionar problemas de optimización aparentemente intratables, haciendo una útil conexión entre la mecánica estadística y la optimización combinatoria.

Según este autor, este método es utilizado para obtener cristales a partir de un metal, donde se debe fundir el metal y luego someterlo a una muy lenta caída de temperatura. Si esta tasa de enfriamiento es rápida, se puede obtener un material sin estructura cristalina definida, lo que él catalogó como estructura óptima localmente, es decir, Kirkpatrick et al. (1983) caracterizó la construcción de un cristal como el descubrimiento de un mínimo global en el proceso de optimización, y el desarrollo de una estructura amorfa como la analogía de seleccionar un incorrecto mínimo local.

Rothman (1985), define el método de templado simulado como una técnica de optimización de Monte-Carlo que simula el proceso físico por el cual se obtiene un cristal a partir de un metal, y describe la relación entre cristalización y optimización basado en que la inversión no lineal puede ser caracterizada como una transformación desde el desorden (ignorancia) al orden (la solución). El mismo autor asevera que el método propuesto por Kirkpatrick et al. (1983) es una variante de un proceso de integración de Monte-Carlo debido a Metropolis et al. (1953). Metropolis et al. (1953) direccionó el problema de muestreo aleatorio desde una distribución de Gibbs con temperatura constante, mediante el cual simulaba el comportamiento promedio de un sistema físico en equilibrio térmico.

Metropolis et al. (1953) introdujo un sencillo algoritmo que puede ser utilizado

para proveer una eficiente simulación de una colección de átomos en equilibrio con una determinada temperatura. En cada paso de este algoritmo, un átomo es desplazado aleatoriamente una pequeña distancia para calcular el cambio de la energía del sistema (ΔE). Si $\Delta E \leq 0$, lo cual indica que el material ha adquirido un nuevo estado de menor entropía, el desplazamiento es aceptado, y la configuración con este desplazamiento es utilizada como el punto de inicio del próximo paso. El caso en que $\Delta E > 0$ es tratado probabilísticamente: la probabilidad de que la configuración sea aceptada es $P(\Delta E) = \exp(-\frac{\Delta E}{kT})$. Si un valor seleccionado aleatoriamente en el intervalo (0,1) es menor que $P(\Delta E)$, la nueva configuración es aceptada, sino es rechazada y la configuración original es usada para iniciar el próximo paso (Kirkpatrick et al., 1983).

Las perturbaciones aleatorias, de acuerdo a esta regla planteada por Metropolis et al., conducen el sistema a alcanzar el equilibrio, debido a que los nuevos estados de configuración son obtenidos desde la distribución de probabilidad de Gibbs, lo que garantiza que cada paso del algoritmo sea dependiente solo del presente estado y no de los estados pasados. Esto puede ser formalmente estudiado usando la teoría de las cadenas de Markov.

La técnica de optimización de Kirkpatrick et al., (1983) disminuye lentamente la temperatura T durante la ejecución del algoritmo de Metropolis et al (1953). Si el sistema es enfriado lo suficientemente lento y las condiciones de equilibrio se mantienen, el modelo de parámetros eventualmente converge a un mínimo de energía (o máxima probabilidad) (Rothman, 1985). La característica esencial de este procedimiento de optimización es la habilidad que posee para escapar de los mínimos locales e identificar los mínimos globales con un alto grado de precisión.

De este modo, en la formulación Bayesiana, perturbaciones que disminuyan la probabilidad son aceptadas de acuerdo con la distribución de Gibbs, pero el resultado final produce el modelo asociado al máximo de probabilidad. Por esta razón, al aplicar templado simulado al cálculo de correcciones estáticas residuales, el método no solo escogerá configuraciones que incrementen el valor del poder apilado, sino que en algu-

nas ocasiones tomará estados de corrección que lo disminuyen, pero el poder apilado final siempre será el máximo. Esto último ocurre cuando el algoritmo escapa de un mínimo local para dedicarse a ubicar un nuevo mínimo global con respecto al anterior.

Cuando aplicamos este método al cálculo de correcciones estáticas residuales, se plantea como función objetivo la energía de la sección apilada. Si la configuración de saltos estáticos genera un valor de energía aceptado, la sección apilada es actualizada con la nueva corrección estática. Una nueva configuración aleatoria es escogida y el proceso de comparación se repite. Por lo tanto este es una técnica de dos pasos, porque se selecciona un estado propuesto para calcular el poder de apilado, la cual es luego sometido a la decisión de ser aceptado o rechazado. Este proceso ahora es iterado, con una temperatura T igual o ligeramente menor. Si la temperatura es alta, la mayoría de las correcciones estáticas propuestas son aceptadas. Algunas de esta podrían tender a incrementar o reducir el valor de poder apilado. Con una temperatura equivalente a la del punto de cristalización, el número de nuevos valores que serán aceptados disminuye significativamente; este punto es normalmente asociado con un incremento del poder apilado, la cual tiende a estabilizarse después de algunas iteraciones.

El problema principal con este esta técnica es determinar la temperatura con la cual el algoritmo converge al mínimo global, y esto puede requerir importantes esfuerzos experimentales (Cox, 1999).

2.4.5 Método de un paso

Rothman (1986), introduce la técnica del baño caliente (heat bath) en la resolución de problemas estáticos residuales, este algoritmo evita la baja relación aceptación-rechazo para calcular la probabilidad relativa de admisión de cada movimiento posible antes que se plantee cualquier estado aleatorio, es decir el nuevo método genera estados que siempre son aceptados por tener mayor peso probabilístico que el anterior. En contraste con el método de los dos pasos, propuesto por Metropolis et al. (1953), este algoritmo es de un paso, debido a que se evita el procedimiento de comparar probabili-

dades entre las soluciones planteadas (Rothman, 1986).

La técnica visita cada estado de estática fuente y receptor X_m y calcula el poder de apilado Φ como una función del salto estático s_j , para N posible salto. El algoritmo luego escoge un nuevo valor X_m tomado un número aleatorio en la distribución de probabilidad:

$$P(X_m = s_j) = \frac{\exp \frac{\Phi_m(s_j)}{T}}{\sum_{j=1}^N \exp \frac{\Phi_m(s_j)}{T}} \quad (2.10)$$

Este nuevo estado X_m siempre es aceptado y el poder de apilado se incrementa siempre, debido a que la probabilidad que $X_m=s_j$ siempre aumenta (Rothman, 1986)

La función de crosscorrelación puede ser utilizada, en lugar del calculo explícito del poder, cuando las correcciones estáticas son estimadas por maximización del poder de apilado (Ronen y Claerbout, 1985). Basado en esto, Rothman (1986), como una conveniencia computacional, calcula la función ϕ_m aplicando la crosscorrelación. Autores como Ronen y Claerbout (1985), también proponen que un buen estimado de la corrección estática para una fuente, es escoger el máximo valor de la crosscorrelación entre una “super traza” donde se concatenan todas las provenientes de la fuente, y otra producto de concatenar las trazas apiladas por cada CMP asociado a la fuente, excluyendo la contribución de la traza común entre la fuente y el CMP.

De esta manera Rothman (1986), denota la traza grabada en la estación v , después que el disparo u ha sido ejecutado en un tiempo $t = 0$, como $d_{uv}(t)$. Designa la traza formada por la suma de cada traza en el “CMP gather” w como $y_w(t)$, y Define la traza apilada parcialmente como:

$$y_w^{uv} = y_w(t) - d_{uv}(t) \quad (2.11)$$

Esta traza es la suma de todas las trazas pertenecientes al CMP w excepto la traza $d_{uv}(t)$ (traza común entre la fuente u y el CMP w). Para formar la función de crossco-

relación como:

$$\Phi_m(s_j) = A^{-1/2} \sum_{u,v \in C_m} R_{uv}(s_j) \quad (2.12)$$

Donde $R_{uv}(s_j)$ es la siguiente función de crosscorrelación:

$$R_{uv}(s_j) = \sum_t d_{uv}(t + s_j) y_w^{uv}(t) \quad (2.13)$$

Y A es la constante de normalización:

$$A = \left(\sum_{u,v \in C_m} \sum_t [d_{uv}(t)]^2 \right) \left(\sum_{u,v \in C_m} \sum_t [y_w^{uv}(t)]^2 \right) \quad (2.14)$$

C_m representa todos los pares fuente-receptor asociados al “shot gather” u (o “receiver gather” v). La implementación de este método se realiza para cada fuente y receptor, y la corrección estática total es la suma de los mismos. La selección del nuevo estado de corrección estática residual se hace desde la distribución de Gibbs, en la cual se sustituye la función de poder de apilado, utilizada en la técnica de templado simulado propuesta por Rothman (1985) como función objetivo, por la función de crosscorrelación. Esto puede ser visto como una simple función de crosscorrelación normalizada, escala por T , exponenciada, y nuevamente normalizada por el cociente de máximo valor posible en la distribución.

Según Cox (1999), el cálculo de los parámetros T_{min} (temperatura en la cual el proceso alcanza su máximo global) y T_0 (temperatura de cristalización) puede requerir grandes esfuerzos, debido a que en el experimento real, los mismos son intrínsecos de sistema, mas sin embargo, en el caso de la aplicación del método, es necesario plantear una analogía. En función de esto, Rothman (1986), establece como análogo al estado de cristalización (máximo desorden) aquella solución estática que deforma en su totalidad la coherencia lateral de los eventos presentes en la sísmica, fijado esto como criterio

inicial para estimar un parametro T_0 , y T_{min} debe ser tal que evite un número excesivo de iteraciones para encontrar la solución, pero que no encierre el algoritmo en una solución local.

CAPÍTULO III

METODOLOGÍA

En función de lo discutido en las secciones anteriores, las correcciones estáticas son concebidas como el desplazamiento en tiempo de las trazas, sin sufrir deformación, en función de la variación lateral de topografía, espesor y velocidad de la capa somera. Esto se traduce en simular que la sección sísmica fue adquirida con la fuente y los receptores a una misma cota sin presencia de la capa meteorizada.

De esta manera, se ha mencionado la existencia de dos fuentes de efectos estáticos en la sísmica: la topografía y la capa de baja velocidad, que distorsionan la coherencia lateral de los eventos. En este capítulo, describiremos los pasos seguidos, durante el desarrollo de esta investigación, para plantear un método de corrección estática en datos de ondas convertidas, enfrentando la corrección como el resultado de dos efectos: el topográfico y el residual.

3.1 Efecto topográfico

Con la finalidad de simular el efecto de deformación de baja frecuencia del evento, inducido por la variación topográfica, se construyó un modelo geológico accidentado en la superficie con variación de cota máxima hasta sesenta (60) metros, en cuatro (4) kilómetros de línea sísmica, como se puede detallar en la figura 4.1, constituido litológicamente por dos estratos diferenciados en espesores, velocidad y densidad. Sobre la superficie de este modelo, se realizaron cuarenta y tres (43) disparos, separados cada cincuenta (50) metros, con doscientos cincuenta (250) receptores por disparo distanciados diez (10) metros entre ellos, como se muestra en la figura 4.2.

Se utilizó el programa de simulación sísmica ANISO3D para construir las cuarenta y tres (43) secciones sísmicas de cada componente, sobre el cubo sintético de dos

estratos litológicos mostrados en la figura 4.1. Cada sección contiene dos mil (2000) muestras por traza, asociadas a dos (2) segundos de grabación con un intervalo de muestreo de un (1) milisegundo. Una vez obtenidos los archivos de salida binarios, arrojados por ANISO3D, se seleccionaron y concatenaron secciones de igual componente. Seguidamente se le asignó la cabecera de cada traza utilizando el comando “suaddhead” de “Seismic Unix” (SU), y una vez creado los “binary headers” (cabecera binaria que contiene información sobre la adquisición, que aplica a todos los datos del archivo) y los EBCDIC (cabecera ASCII que contiene información para la identificación del levantamiento) con el comando “segylhdrs” (también de SU), se construyeron los respectivos archivos “segy” con la ayuda de la rutina “segywrite”, correspondientes a cada componente (Radial, Transversal y Vertical). A estos archivos se les asignó geometría de adquisición, parámetros básicos de las cabeceras de trazas y parámetros necesarios en la cabecera binaria, con la ayuda de rutinas de lectura-escritura diseñadas durante el desarrollo de este trabajo, como lo son: “carga_su” (carga la información que necesita las aplicaciones de correcciones estáticas en las cabeceras de las trazas) y “carga_bin_header” (carga la información que necesita las aplicaciones de correcciones estáticas en la cabecera binaria del formato).

En las figuras 4.3 y 4.4 se pueden observar varias secciones sísmicas obtenidas con distintas fuentes sobre la topografía para ambas componentes horizontales, donde se describe un evento de reflexión asociado a la respuesta que genera la interfaz geológica del modelo estructural, con el objetivo de visualizar las características de los reflectores en secciones sísmicas de fuente común.

Para fines de esta investigación, el algoritmo de corrección estática por topografía se aplicó a las secciones sísmicas de componentes horizontales, utilizando el método de corrección estática de baja frecuencia consistente con la superficie, es decir sin variación lateral de velocidades (velocidades de remplazo constantes), y ruta de rayo vertical desde la superficie al datum. En todo momento se asume que el salto estático total sufrido por la traza es la suma del salto estático en tiempo asociado a la posición de la

fuente (con velocidad de onda P) con el retraso en tiempo asociado a la posición del receptor (con velocidad de onda S), los cuales son calculados a partir de las siguientes ecuaciones:

$$t_s = \frac{ElevDATUM - ElevSHOT + ProfSHOT}{V_p Remplazo} \quad (3.1)$$

$$t_r = \frac{ElevDATUM - ElevSHOT + ProfSHOT}{V_s Remplazo} - t_{uphole} * V_p/V_s \quad (3.2)$$

El algoritmo diseñado para la aplicación de los saltos estáticos calculados se puede descomponer en una rutina de cinco (5) pasos:

1. Extracción de datos básico del formato SEG Y: En este primer paso se procede a leer, una vez aceptada la apertura del archivo en formato SEG Y, los parámetros de adquisición que describen las características de los datos sísmicos, además como lo son:
 - (a) Peso de muestras: información contenida en los bytes 3225-3226 y asignada a una variable entera corta (short int de 2 bytes), la misma indica el formato binario en la cual se grabaron las muestras de las trazas e implícitamente el peso en bytes que contienen cada una.
 - (b) Número de muestras por traza: información almacenada en los bytes 115-116 de la cabecera de cada traza, que es asignada a una variable del tipo entero corto, y que contiene el número de muestras que existe en la traza.
 - (c) Intervalo de muestreo: información alojada en los bytes 117-118 de la cabecera de cada traza, asignada a una variable del tipo entero corto, y que contiene el intervalo de grabación, en microsegundos, utilizado durante la adquisición.
2. Entrada por consola de parámetros de procesamiento: en esta etapa se le solicita,

por pantalla, al usuario la introducción, por teclado, de los parámetros deseados para corregir el efecto estático de topografía; dichos valores son:

- (a) Elevación del DATUM: altura en metros o pie (dependiendo de la unidad utilizada en el archivo segy para trabajar las distancias) a la cual desea el usuario ubicar el DATUM plano, sobre la cual se llevan las fuentes y los receptores asumiendo ruta de viaje vertical.
 - (b) Velocidad P de remplazo: valor de velocidad para la onda compresional, la cual afecta el cálculo de salto estático asociado a la fuente, que el usuario desea asignar, como constante a lo largo de la línea sísmica, al material de remplazo que se introduce entre la superficie (donde se encuentra las fuentes y los receptores) y el DATUM.
 - (c) Velocidad S de remplazo: valor de velocidad para la onda de cizalla, utilizado para calcular la contribución estática de las fuentes, que se desea dar como constantes al material de remplazo.
3. Carga de parámetros para la corrección: los datos sísmicos de entrada al programa “Estáticas” deben estar cargados en formato segy. Por ello, el programa arroja un error si no reconoce el archivo de entrada como “.seggy”. A partir de aquí, el puntero regresado por el archivo es ubicado en los bytes de la cabecera de la traza que contienen la siguiente información:
- (a) Elevación del geófono: esta información se encuentra ubicada entre los bytes 41-44 y es almacenada en una variable entera larga (int long de 4 bytes), la misma representa la cota a la cual se encuentra el receptor sobre la superficie.
 - (b) Elevación de la fuente: información ubicada entre los bytes 45-48, también almacenada en un entero largo y representa la cota del punto sobre la superficie donde se ubica el punto de disparo.

- (c) Profundidad de la fuente: Información ubicada entre los bytes 49-52, almacenada de igual modo, que identifica la profundidad a la cual se entierra la fuente debajo del punto de disparo ubicado en superficie.
 - (d) Tiempo “Uphole” de la fuente: información ubicada entre los bytes 94-95, almacenada en una variable entero corta (short int de 2 bytes), la cual contiene el tiempo de viaje, a través de una ruta vertical, desde la fuente enterrada a la superficie.
4. Cálculo del salto estático: con los datos obtenidos en los pasos dos (2) y tres (3), se aplican las ecuaciones 3.1 y 3.2, para calcular el salto estático, en tiempo, asociado a la fuente y el receptor respectivamente. Estos resultados se suman y se dividen por intervalo de muestreo (cargado en el primer paso) para obtener el salto estático total en número de muestras.
 5. Aplicación del salto estático: en esta etapa, se procede a reubicar la traza en el archivo SEG Y, en función del salto estático calculado en número de muestras. Esto es, básicamente, cambiar las muestras de posición en el archivo, a partir de un vector copia de la traza original.

Este proceso es aplicado a todas las trazas del registro SEG Y, iterando desde uno (1) hasta el número de trazas (calculado con el peso del archivo, el número de muestras por traza y las características del formato SEG Y), y los resultados de la aplicación se puede observar en los sismogramas de las figuras 4.5 y 4.6.

3.2 Efecto residual

La incapacidad de los algoritmos de modelar perfectamente la variación lateral de espesores y velocidad de la capa somera, aunado a los errores introducidos en la sísmica por el uso de aproximaciones consistentes con la superficie al aplicar correcciones estáticas de baja frecuencia, causan un efecto de desplazamiento en tiempo, traza

a traza (razón por la cual es llamado de alta frecuencia), en las secciones sísmicas que distorsionan la coherencia lateral de los eventos, y afectan el proceso de apilado óptimo de trazas agrupadas por punto de conversión común (ccp).

Este proceso de apilado consiste, básicamente, en sumar las trazas que alumbran un mismo punto de conversión en profundidad, con la finalidad de obtener, a partir de un conjunto de trazas provenientes de múltiples pares fuente-receptor, una única traza con la ubicación en tiempo de ese punto perteneciente al reflector. Este proceso es repetido para los distintos puntos de conversión en profundidad, y la agrupación de las trazas resultantes forman la sección sísmica con la respuesta estructural, en tiempo, de la situación geológica presente en el subsuelo, siempre y cuando se asuma que la corrección NMO ha eliminado el efecto de offset lejano en las secciones antes de apilar.

En función de esto, se denotan tres (3) procesos para corregir estáticas residuales: calcular los puntos de conversión asociado al evento de reflexión en cada traza, aplicar corrección NMO en las secciones de trazas agrupadas por ccp, y aplicar el algoritmo para el cálculo de estáticas residuales.

Para calcular los puntos de conversión se utilizó el modulo “*Asymptotic Bining*” del programa de procesamiento sísmico “Promax”, el cual aplica el método de Tessmer y Behle (1988) representado en la ecuación 2.5.

La relación de velocidad (V_p/V_p) utilizada fue 1,7, la misma que se aplica al construir los sismogramas sintéticos, al igual que las velocidades (figura 4.1). El número mayor de trazas que alumbran el mismo ccp es 34, y esto ocurrió en los puntos de conversión 299, 313, 319 Y 334; para efectos de este estudio se tomó el ccp 299 (sección mostrada en la figura 4.7) como punto donde se realizaría la optimización de la función “poder de apilado” en las componentes horizontales: radial y transversal. De estas secciones se tomó la componente transversal para realizar el análisis de estáticas residuales, a la cual se le introdujo saltos estáticos aleatorios, traza a traza, en un rango de ± 40 muestras, debido a la incapacidad que presenta el programa ANISO3D de producir secciones sísmicas sin aliaseis en presencia de una capa de baja velocidad con

variaciones lateral de espesores, tal sección se puede detallar en la figura 4.8.

A la misma se le aplicó el modulo de corrección NMO diseñado en “Promax”, utilizando como velocidades interválicas las presentadas en el modelo geológico para la dos respectivas capas. La sección de la componente transversal, para el ccp 299, corregida por NMO se puede observar en la figura 4.9.

Al aplicar el algoritmo de Rothman (1986), necesitamos subir la temperatura del material (T_0) hasta el punto de cristalización, donde no existe estructura física entre las moléculas que componen el material; esto es análogo a buscar un valor de T_0 que genere un vector de saltos estáticos solución, tal que en la sección se degrade al máximo la coherencia lateral de las estructuras presentes, como se observa en la sección de la figura 4.11 para un valor de $T_0 = 0.0012$, obtenido desde la ecuación 3.3 con $P = 0.5$, y donde E (poder apilado) es calculado sobre la ventana escogida en un estado inicial que representa una solución local; además es necesario asegurar que el valor de la temperatura inicial no se encuentre en la proximidad de un solución local, porque conduciría al algoritmo a dicha solución. Echo que se comprueba en la gráfica de la figura 4.12, al observar que para un número moderado de iteraciones (250), con $T = T_0$ siempre, el algoritmo ya es capaz de escapar de un óptimo local en la iteración 210.

$$P(x) = \exp \frac{-E(x)}{T_{min}} \quad (3.3)$$

El material después de estar a la temperatura de cristalización, es enfriado relativamente rápido, hasta alcanzar una temperatura T_{min} donde se reorganiza su estructura interna. Esta temperatura mínima es propia del sistema en el proceso térmico, sin embargo, en la aplicación de corrección estática es necesario simular este valor con algunas condiciones: menor a T_0 ; no muy pequeño para que contenga la solución global y no encierre al algoritmo alrededor de una solución local, como se observa en la gráfica de la figura 4.13, donde en 500 iteraciones el valor de la función poder de apilado se mantiene constante alrededor del valor 0.4 (poder de apilado T_{min} muy pequeño)

sin mayores saltos apreciables; ni muy grande para obtener la solución global en un número razonable de iteraciones, caso que no se observa en la gráfica de la figura 4.14, donde para 500 iteraciones se describen varios incrementos del poder apilado, cada uno indicando la presencia de una nueva solución local, comportamiento característico de un proceso de optimización en estados lejanos a la solución global; sin embargo la gráfica de la figura 4.15 se detalla un comportamiento de estabilidad con un solo salto en el proceso de optimización, que infiere la proximidad de la solución global.

Una vez, obtenidos estos valores y con los archivos segy creados como se explicó en la sección de corrección topográfica, se procedió a aplicar el algoritmo de corrección estática residual, el cual se puede esquematizar en ocho (8) pasos, como lo son:

1. Extracción de datos básico del formato SEG Y: Como ya se explicó en la sección anterior de este capítulo, al corregir el efecto estático introducido por las variaciones topográficas, en este primer paso se procede a leer, una vez aceptada la apertura del archivo en formato SEG Y, los parámetros de adquisición que describen las características de los datos sísmicos, como lo son: peso de muestras, número de muestras por traza e intervalo de muestreo.
2. Carga de parámetros para la corrección: En esta corrección se necesita extraer básicamente dos (2) arreglos de datos
 - (a) Traza[][]: arreglo bidimensional con dimensiones `numero_de_trazas*muestras_traza`, que almacena una copia de todas las amplitudes de las trazas del archivo.
 - (b) Ensamblado_ccp[]: arreglo unidimensional de tantas casillas como trazas existan en el archivo, el cual contiene el número del punto de conversión al que pertenece cada traza (información contenida como un número entero entre los bites 21-24 de las cabeceras de las trazas).
3. Entrada por consola de datos necesarios: Se le solicita al usuario que escoja la ventana de tiempo, que representa sobre la sección sísmica la región donde se puede apreciar un reflector recuperable con el algoritmo de corrección estática

residual. Esta ventana es llevada de tiempo a número de muestras utilizando el intervalo de muestreo.

4. Concatenado de trazas: Durante este paso, se recorren todas las trazas buscando las que pertenecen a una misma fuente o receptor (dependiente que salto estático se calcula, el de fuente o el de receptor) para concatenarlas de acuerdo a la metodología de Ronen y Claerbout (1985). Una vez que se encuentra una traza con la condición, se procede a comparar el punto de conversión asociado a la misma con el resto de las trazas, con el objetivo de apilar las que sean de ese CCP e ir las concatenando, simultáneamente, al recorrer las fuentes o receptores comunes.
5. Crosscorrelación: Una vez obtenidas la supertraza1 (resultado de concatenar las pertenecientes a una misma fuente o receptor) y la supertraza2 (resultado de concatenar las trazas apiladas para cada punto de conversión encontrado durante la búsqueda de las fuentes o receptores comunes), se construye la función discreta de crosscorrelación entre las misma, la cual posee valores desde el negativo del número de muestras en la ventana seleccionada, al positivo; es decir: $[-\text{num_muestras_ventana}, \text{num_muestras_ventana}]$.
6. Cálculo de probabilidad aleatoria: En función de la distribución normalizada de Gibbs (Explicada en el capítulo 2), se transforma la función de crosscorrelación en una distribución probabilística donde, aleatoriamente, se escoge un valor entre cero (0) y uno (1) que corresponde a un salto estático.
7. Aplicación del salto estático: Al igual que en la sección pasada, en esta etapa, se procede a reubicar la traza en el archivo SEG Y, en función del salto estático calculado en número de muestras. Esto es, básicamente, cambiar las muestras de posición en el archivo, a partir del arreglo copia de la traza original.
8. Cálculo del poder de apilado E y T : Los pasos 4, 5, 6 y 7 son aplicados iterativamente hasta recorrer todas las fuentes y los receptores, donde se cumple un ciclo. Aquí se calcula el nuevo valor del parámetro T de acuerdo con la función:

$$T_n = \begin{cases} \alpha^n T_0; & \text{si } T_0 > T_{min} \\ T_{min}; & \text{En cualquier otro caso} \end{cases} \quad (3.4)$$

Donde α toma un valor de 0.99 para asegurar una caída rápida de la temperatura o parámetro T (solo 34 iteraciones); y también se calcula el valor del poder apilado para este estado de corrección estática.

Este proceso iterativo se repite el número de iteraciones que el usuario desee, y se puedan cumplir algunos requisitos que garanticen la convergencia del método. El comportamiento de la función “poder de apilado” se detalla en la figura 4.16, mientras que las figuras 4.17, 4.18, 4.19 y 4.20 muestran distintos estados de corrección estática para sus respectivos números de iteraciones.

Como una prueba de la calidad del método, se corrigió por estática residual en la aplicación “PROMAX” la sección transversal analizada por el método de Rothman (1986), dicha aplicación utiliza el método propuesto por Ronen y Claerbout (1985) conocido como “maximización del poder de apilado”, y los resultados son mostrados en la figura 4.21, los cuales se comparan luego con los obtenidos por la rutina.

CAPÍTULO IV

RESULTADOS

El modelo geológico diseñado para realizar el levantamiento sísmico se basó en una estructura de dos (2) capas, diferenciadas en velocidades de ondas P y S, densidad y espesor. La misma se muestra en la figura 4.1. Sobre la superficie de este modelo se simuló 43 levantamientos con 250 geofonos multicomponentes por disparo, siguiendo la geometría del tendido mostrado en la figura 4.2.

Alguna de las secciones sísmicas obtenidas, con un intervalo de muestreo de 2 ms y 2000 muestras por traza, en algunas áreas características del modelo se muestran en la figura 4.3 y 4.4. La aplicación de esta rutina a la respuesta sísmica de las componentes transversal y radial, mostradas en la figura 4.4 y 4.3, con una elevación Datum de -150 m (medidos desde la horizontal superior que delimita la ventana del modelo) y velocidades de remplazo iguales a la del estrato somero ($V_p = 1800$ m/s y $V_s = 1060$ m/s), generó las secciones mostradas en las figuras 4.5 y 4.6.

Con la finalidad de realizar el análisis de corrección estática de alta frecuencia, se seleccionaron las trazas con punto de conversión 299, el cual posee 34 trazas y se presenta en la figura 4.7. A esta sección de punto de conversión común se le introdujo un salto estático aleatorio traza a traza, en un rango de ± 40 muestras por traza, y se logró distorsionar lateralmente como lo muestra la figura 4.8. Al aplicar el módulo de análisis de velocidad, diseñado en promax para ondas convertidas, a esta sección sísmica, se obtuvo como resultado el “CCP Gather” de la figura 4.9.

Con la ayuda de la rutina “*SUSATCK*” de SU, se lograron apilar las secciones de punto de conversión común, además de aplicarle una ganancia de amplitudes tipo “*agc*” “automatic gain control” con el comando “*SUGAIN*” del mismo programa, con el fin de normalizar las amplitudes de las secciones. En la figura 4.10 se muestra la sección sísmica resultante de agrupar las trazas apiladas de cada punto de conversión para este

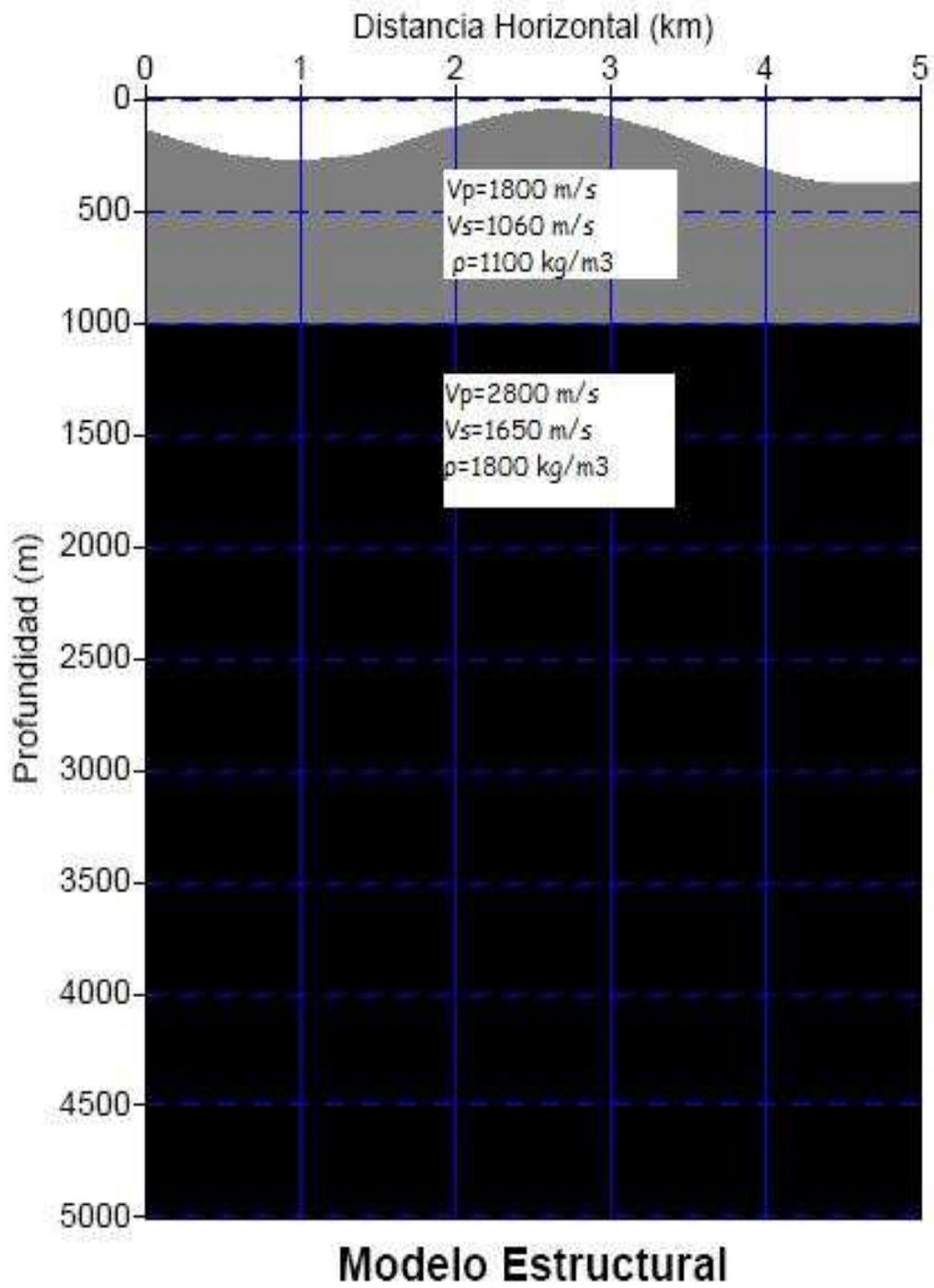


Fig. 4.1. Modelo Geológico

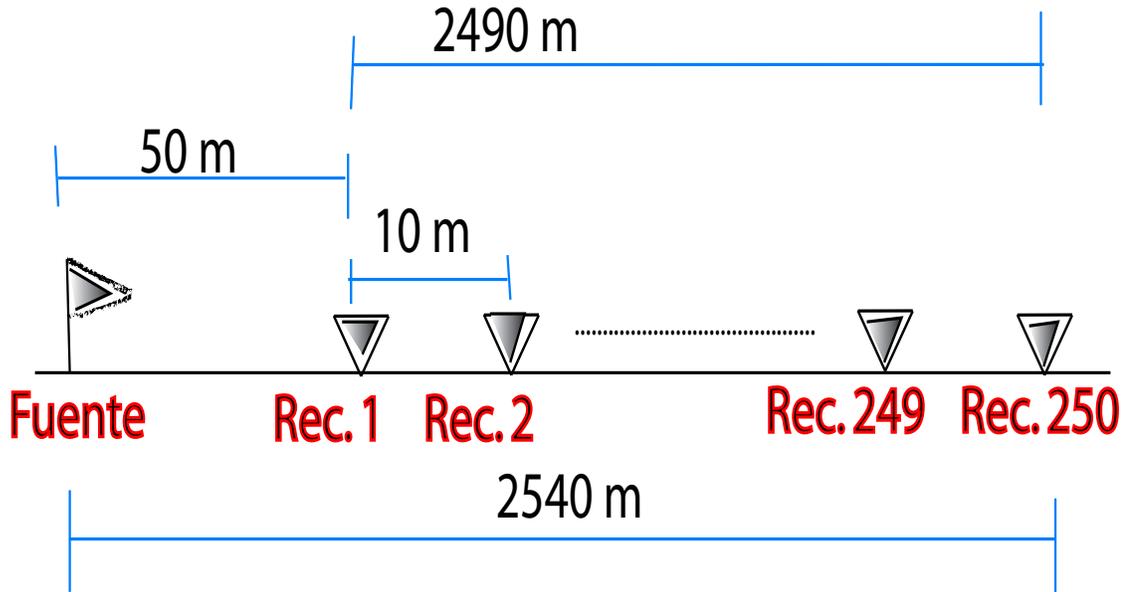


Fig. 4.2. Tendido sísmico

estado inicial.

Con el objetivo de iniciar el algoritmo de “templado simulado” se llevó la sección sísmica al estado de desorden mostrado en la figura 4.11, simulando de esta manera estar a la temperatura de cristalización, tomada como $T_0 = 0.0012$. Temperatura aceptada en función del comportamiento que exhibe la curva de energía de la sección apilada, mostrada en la figura 4.12, al iterar 250 veces con esta temperatura constante.

La temperatura mínima, para la cual el algoritmo alcanzará la solución global, requirió realizar tres (3) corridas de la rutina, de 500 iteraciones cada una. Los resultados del comportamiento de la función objetivo durante estas corridas, para los diferentes valores de T_{min} , se muestran en las figuras 4.13, 4.14 y 4.15.

Una vez escogidos los parámetro de temperatura, se iteró 3000 veces la rutina sobre la componente transversal del archivo “seggy” de 10750 trazas, formado con los 43 disparos. La maquina utiliza fué Origin32800(SGI) de 16 procesadores IP35 con 400MHZ cada uno y 32768 Mbytes de memoria RAM bajo el sistema operativo IRIX 6.5, utilizando un tiempo de 8 horas y 25 minutos con 10 procesadores en paralelo para

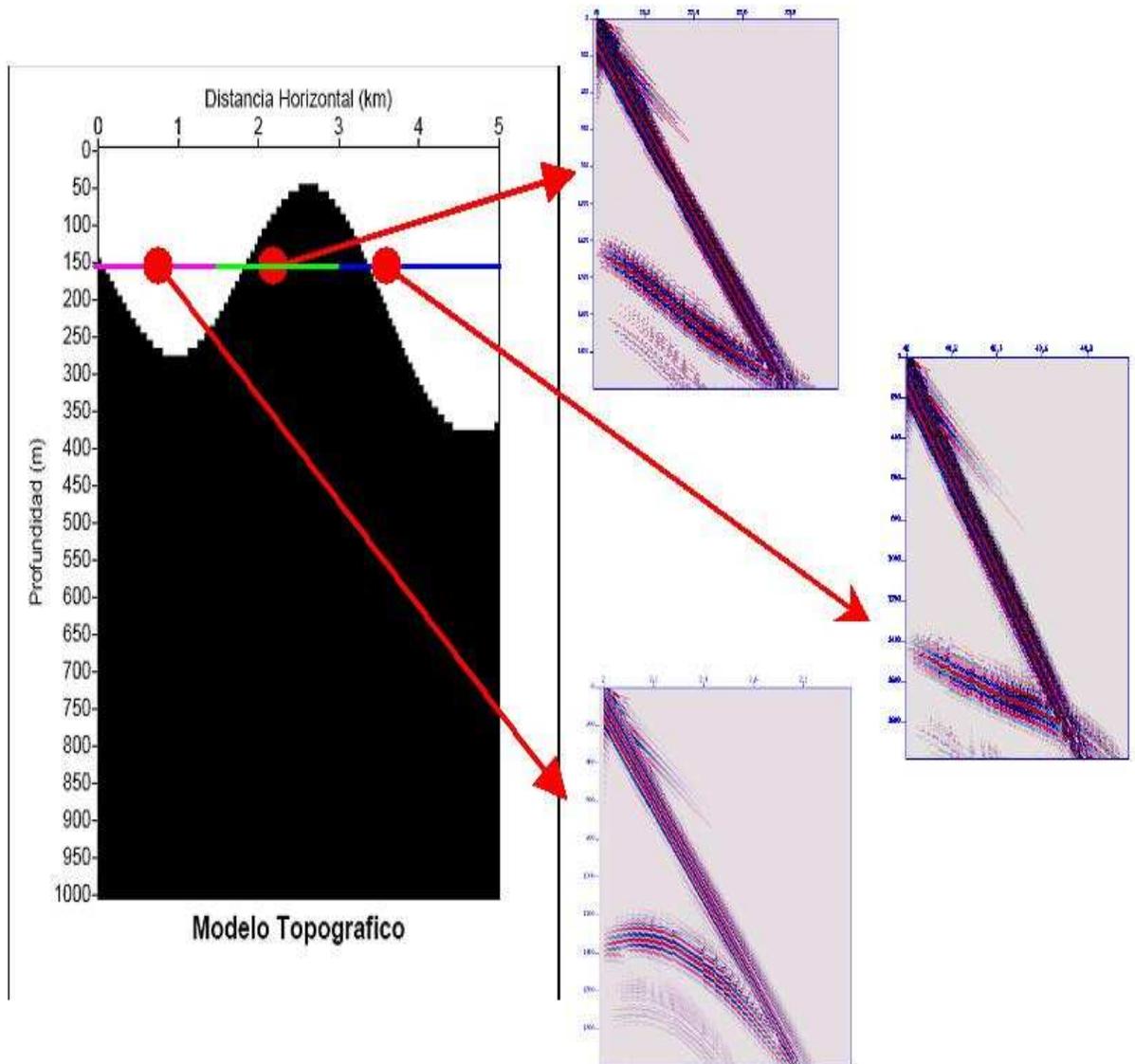


Fig. 4.3. Secciones sísmicas de la componente transversal a lo largo del tendido sísmico. La sección inferior pertenece a la línea que comprende desde los 50 m, a partir de la vertical izquierda, a los 2550 m; la superior va desde 1450 m a 4000 m, y la tercera comprende desde 2350 m a 4900 m

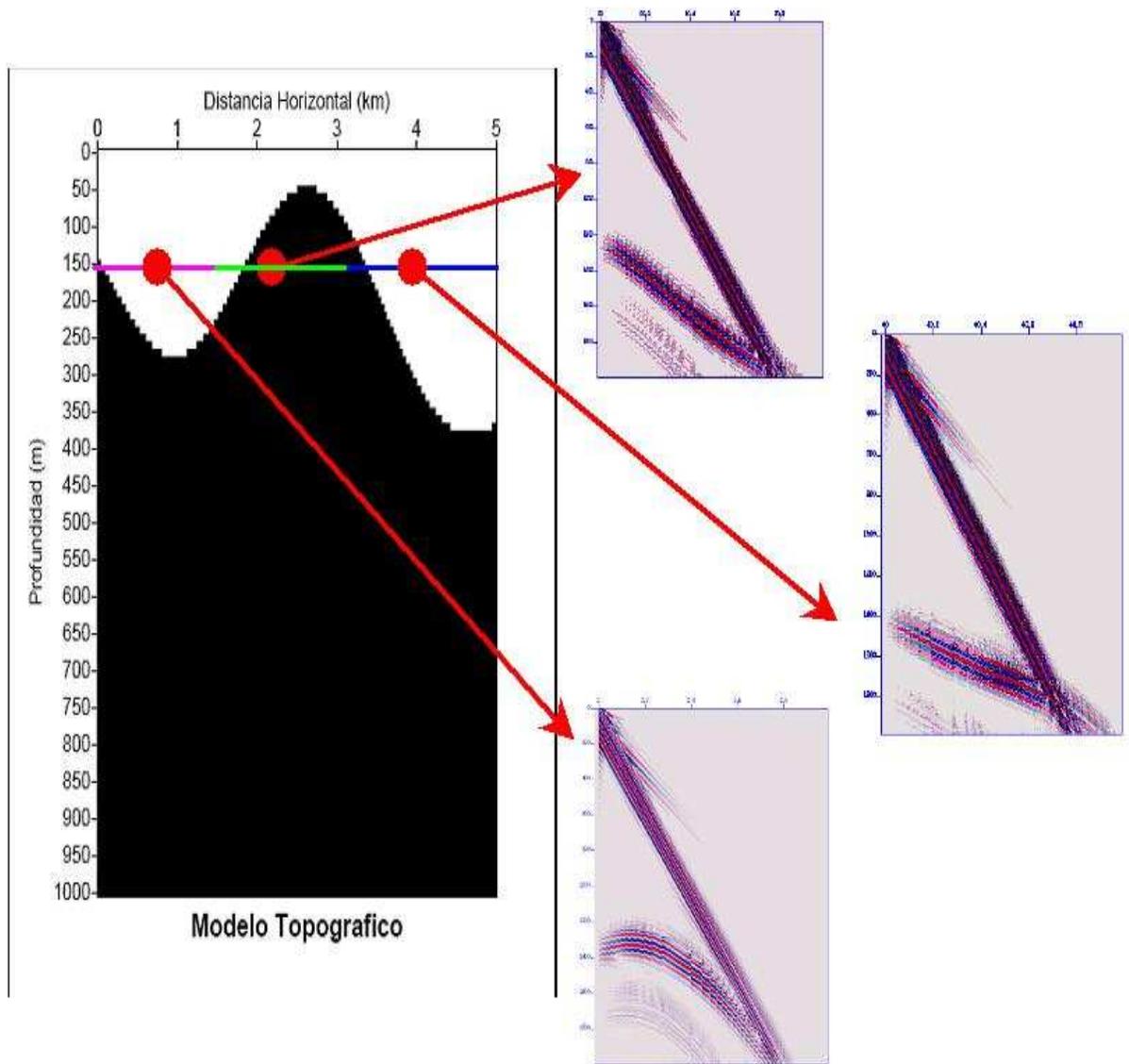


Fig. 4.4. Secciones sísmicas de la componente radial a lo largo del tendido sísmico. Al igual que en la figura anterior, se denotan tres (3) secciones sísmicas correspondientes a los disparos 2, 29 y 40, con las mismas ubicaciones de tendidos

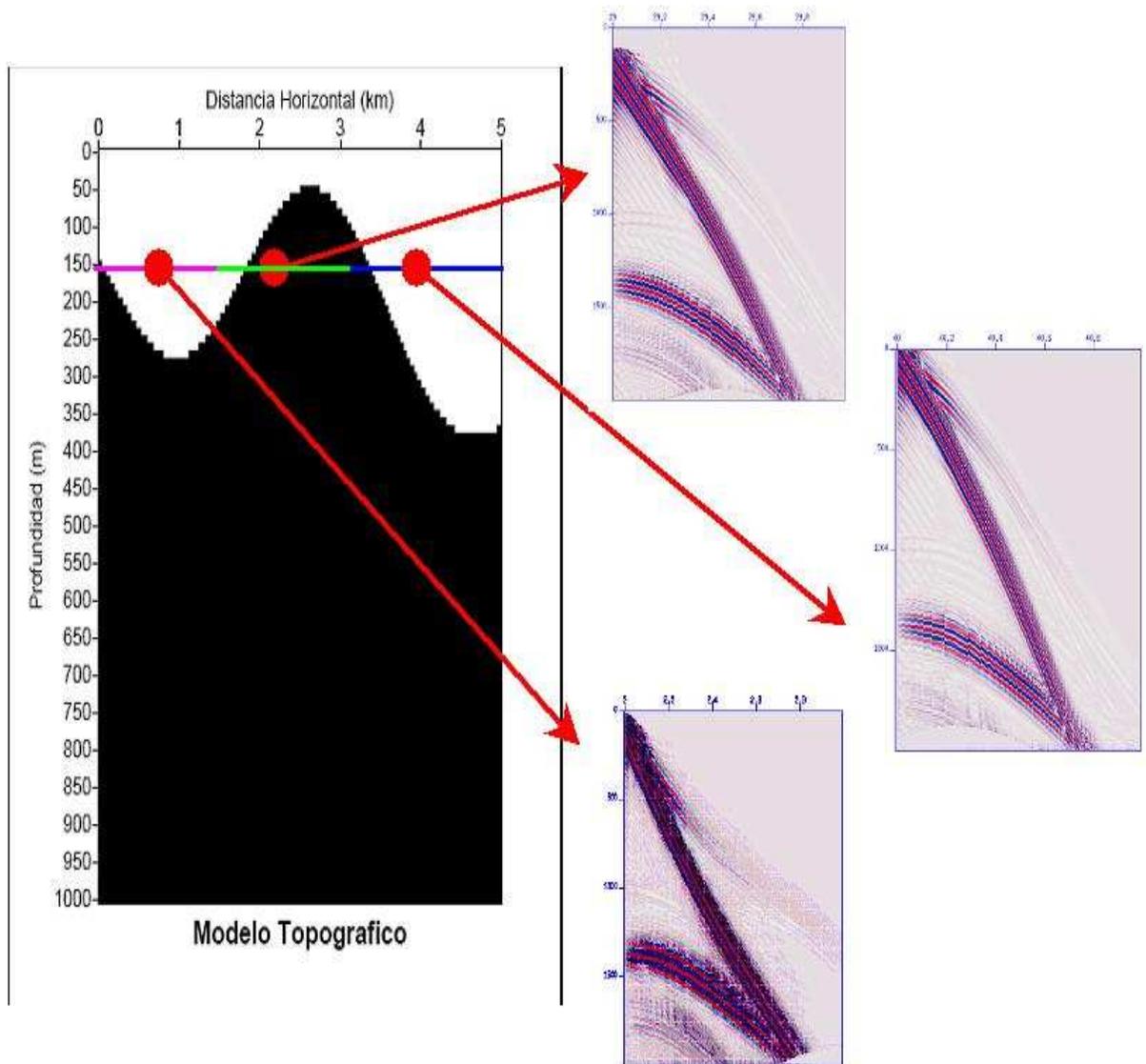


Fig. 4.5. Secciones sísmicas corregidas por estáticas de elevación de la componente transversal a lo largo del tendido sísmico. Estas secciones muestran como la tendencia lineal de los tiempo de primera llegada se deforma

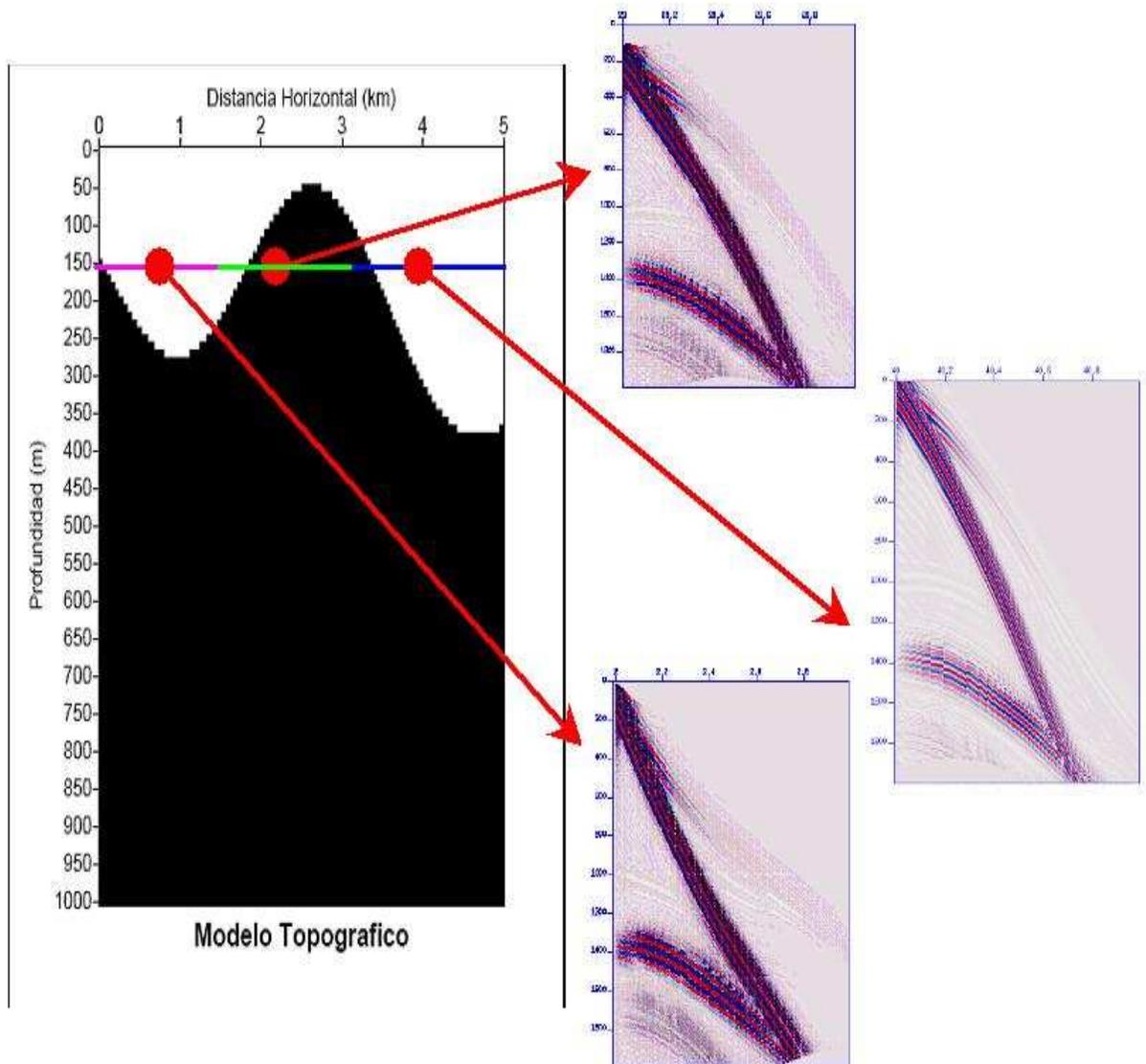


Fig. 4.6. Secciones sísmicas corregidas por estáticas de elevación de la componente radial a lo largo del tendido sísmico. Al igual que en la figura anterior, se observa la deformación de las primeras llegadas y la tendencia hiperbólica que adquiere el evento después de la corrección

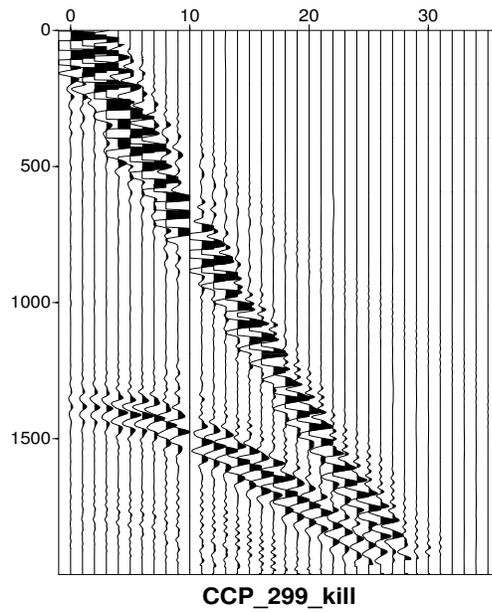


Fig. 4.7. Trazas que pertenecen al punto de conversión 299

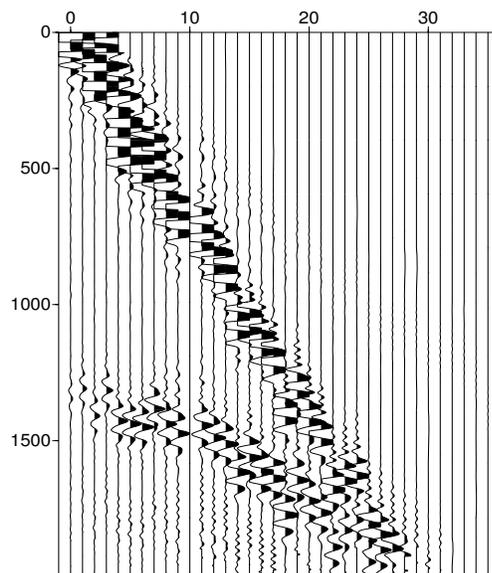


Fig. 4.8. Trazas que pertenecen al punto de conversión 299 con saltos estáticos residuales de ± 40 muestras

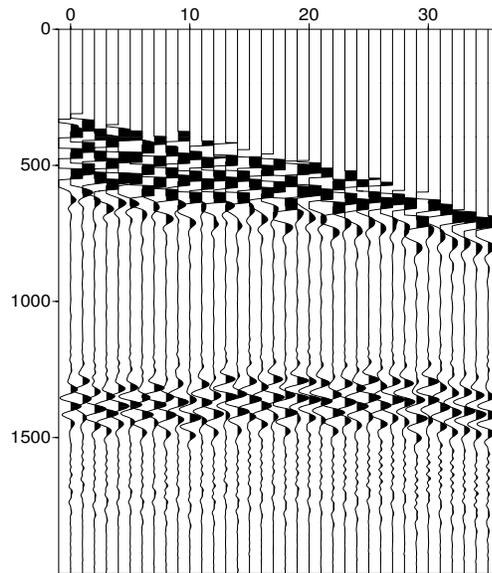


Fig. 4.9. Trazas de un punto de conversión común corregidas por “NMO” después de introducir efecto estático traza a traza de ± 40 muestras

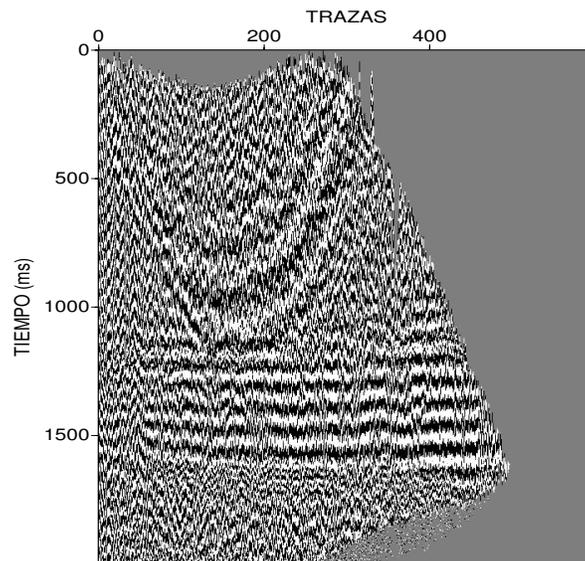


Fig. 4.10. Apilado inicial de las trazas seleccionadas por punto de conversión común (CCP)

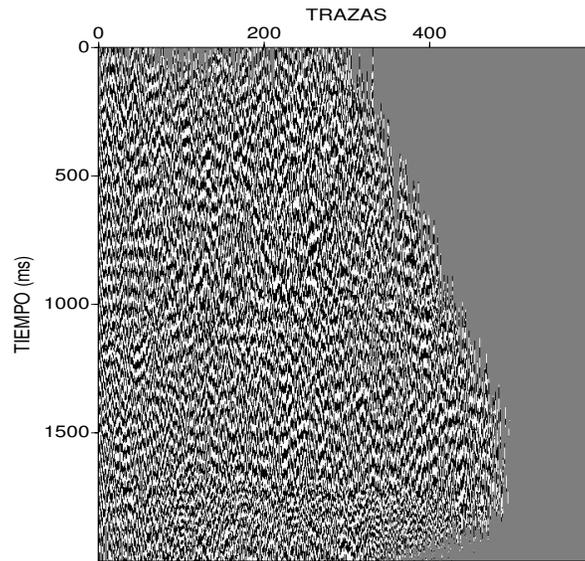


Fig. 4.11. Sección de trazas apiladas después de aplicar un estado de corrección estática para $P(x) = \exp \frac{-E(x)}{T_{min}} = 0.5$

las 3000 iteraciones.

La curva que describe el comportamiento de optimización del proceso de cálculo estático se grafica en la figura 4.16, y las secciones sísmicas que materializan el éxito de la aplicación se presentan en las figuras 4.17, 4.18, 4.19 y 4.20. Éxito evidenciado al intentar comparar la solución obtenida por el método de Rothman (1986) (figura 4.20) con la obtenida por el método de Ronen y Claerbout (1985) (figura 4.21).

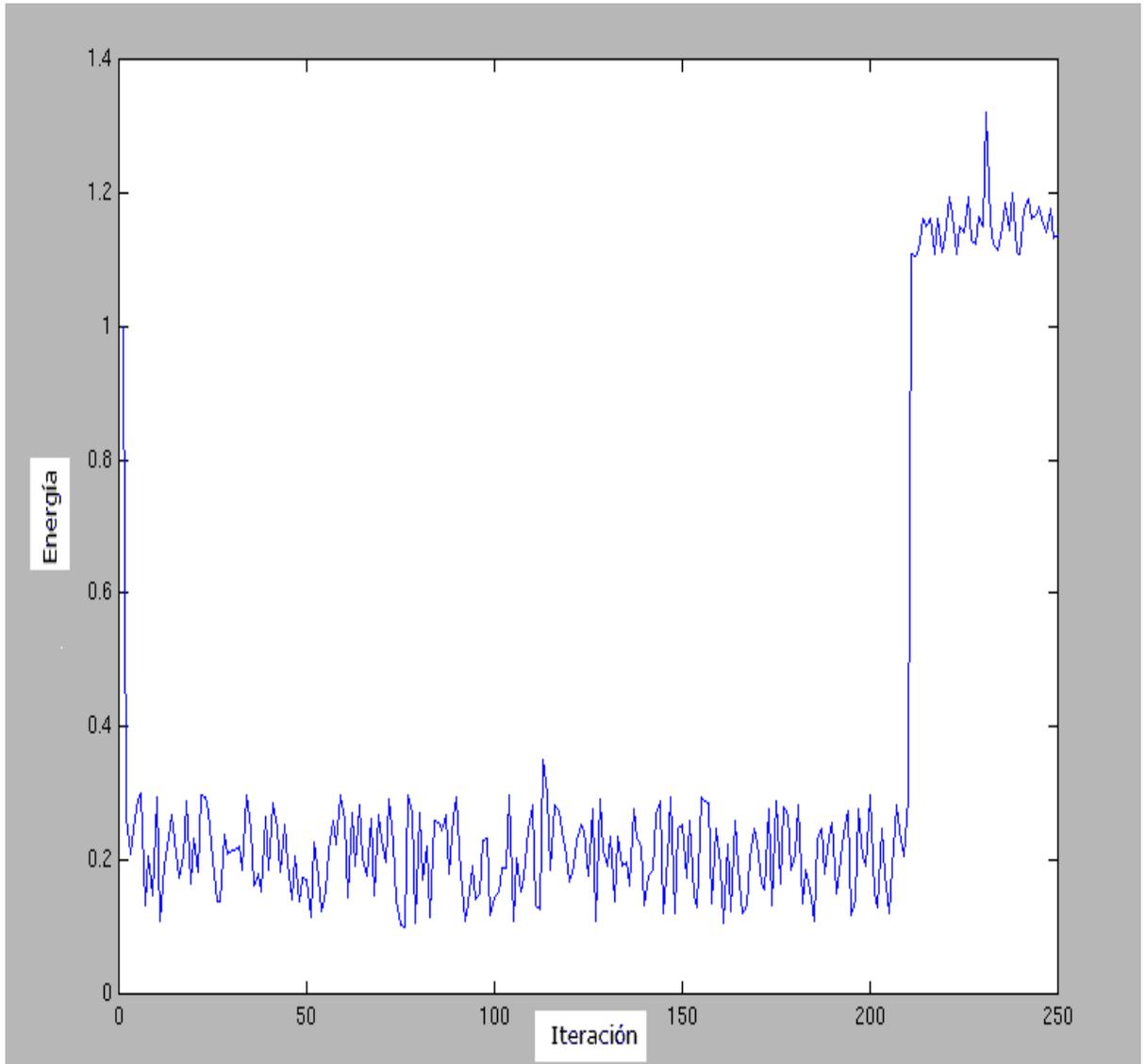


Fig. 4.12. Variación de la energía de la sección apilada *vs* el número de iteraciones (250), con $T_0 = 0.0012$

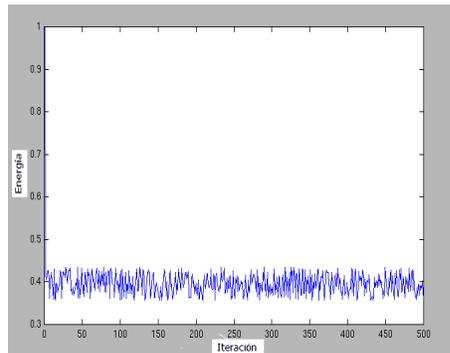


Fig. 4.13. Comportamiento de la función “poder de apilado”, en 500 iteraciones con temperatura constante $T_{min} = 0.0007$

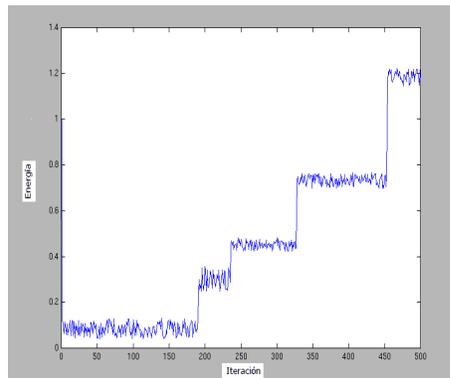


Fig. 4.14. Comportamiento de la función “poder de apilado”, en 500 iteraciones con temperatura constante $T_{min} = 0.001$

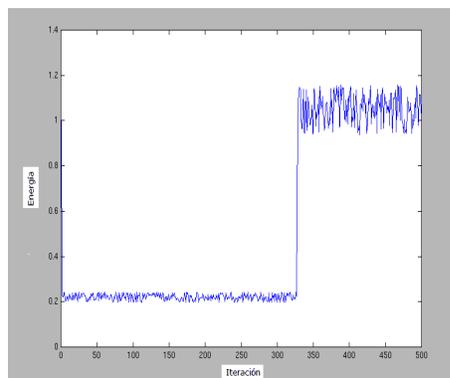


Fig. 4.15. Comportamiento de la función “poder de apilado”, en 500 iteraciones con temperatura constante $T_{min} = 0.00085$

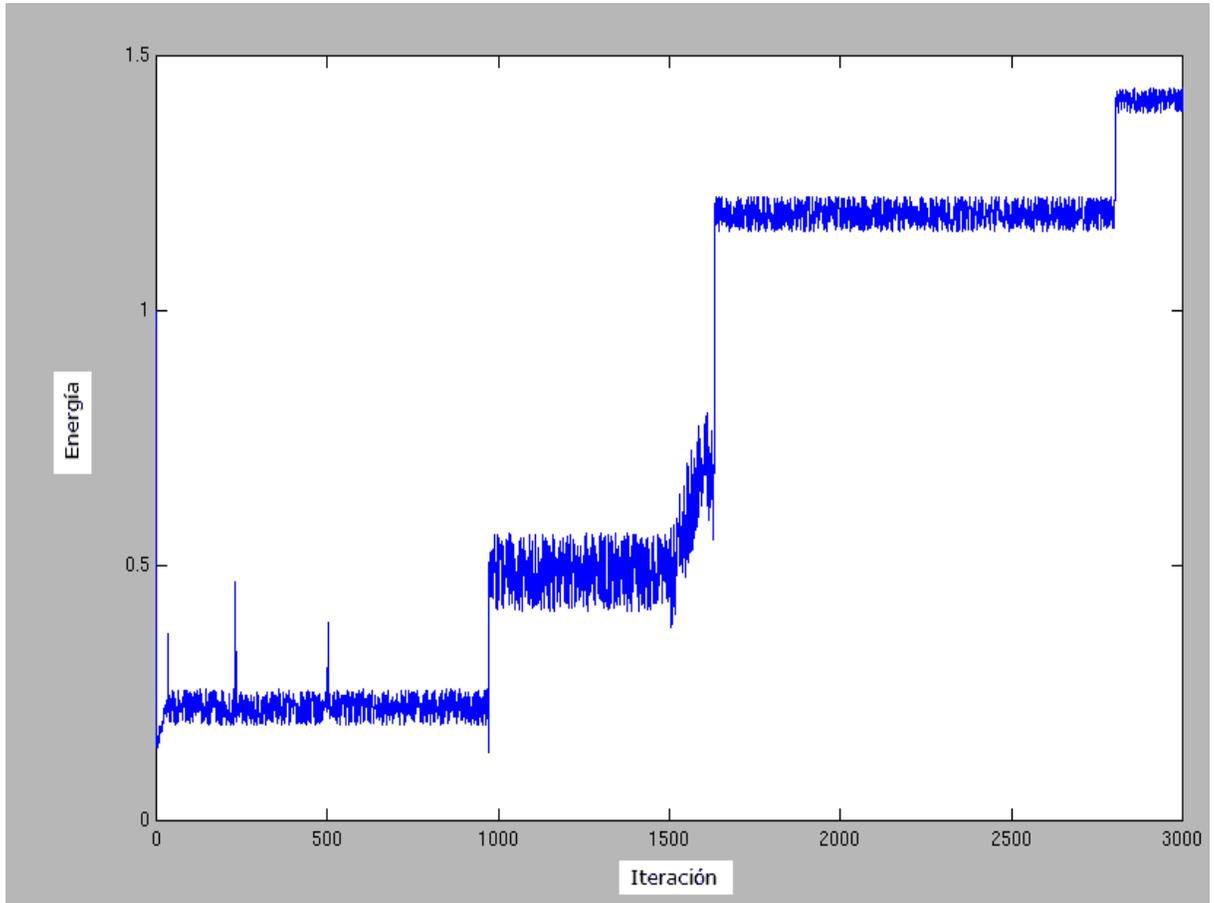


Fig. 4.16. Variación del poder apilado en 3000 iteraciones para el proceso de templado simulado aplicado a datos sintéticos de ondas convertidas. En la gráfica se detalla la llegada del algoritmo a la $T_{min} = 0.00085$ en 34 iteraciones, y cuatro (4) estados de solución: antes de la iteración 972, entre las iteraciones 972 y 1630, de 1630 a 2802, y el estado final después de 2802 iteraciones

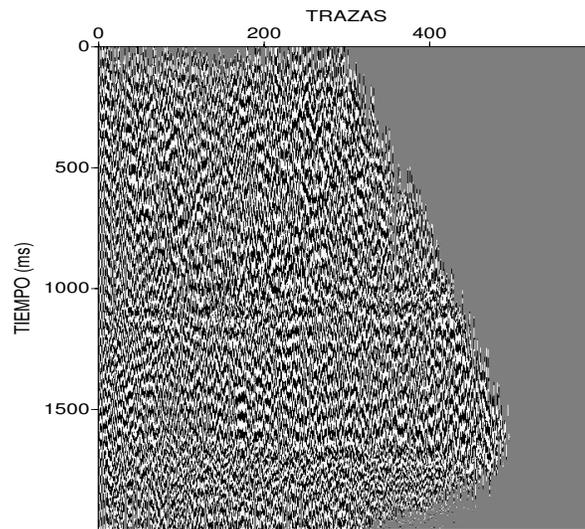


Fig. 4.17. Sección apilada luego de 10 iteraciones. No se nota ninguna mejora apreciable en la respuesta de reflexión, todavía el algoritmo está atrapado en la solución local que representa el estado inicial para $T_o = 0,0012$

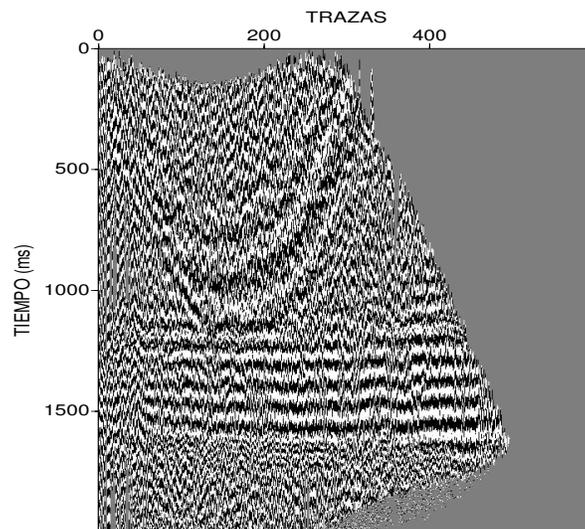


Fig. 4.18. Sección apilada luego de la iteración 972. Se nota un incremento abrupto de la función “poder de apilado”, lo que representa la fuga del algoritmo de un mínimo local. Se comienza a observar en la sección sísmica una respuesta de reflexión

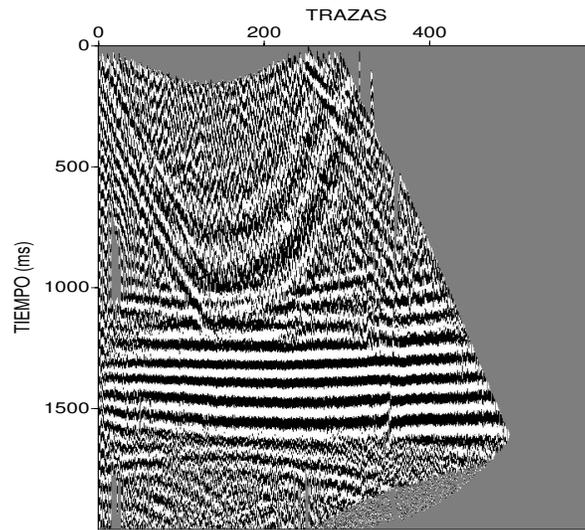


Fig. 4.19. Sección apilada luego de la iteración 1630. Se vuelve a incrementar la función objetivo y se aprecia mayor coherencia lateral del evento asociado a la reflexión respuesta que esperamos

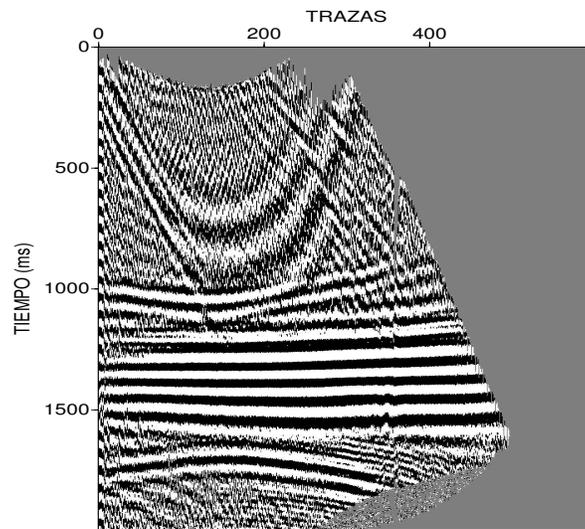


Fig. 4.20. Sección apilada luego de la iteración 1802. Esta sección representa el mejor estado obtenido entre las iteraciones 2803 y 3000, la cual no difiere significativamente del resto de las secciones mostradas en este intervalo de iteraciones. Se evidencia la existencia de una respuesta de reflexión imposible de visualizar al iniciar el proceso de optimización

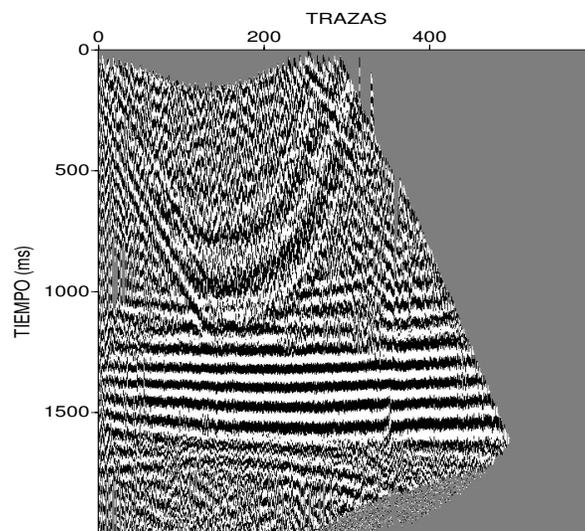


Fig. 4.21. Sección de trazas apiladas de la componente transversal corregidas por el método de Ronen y Claerbout (1985) utilizando la rutina de "PROMAX". El análisis se desarrollo sobre la ventana 1200-1500 para las 10750 trazas.

CAPÍTULO V

ANÁLISIS DE RESULTADOS

Las secciones sísmicas mostradas en las figuras 4.3 y 4.4 presentan una respuesta de reflexión entre los tiempos 1200 ms y 1400 ms, para la componente transversal y radial, aproximadamente, asociada a la discontinuidad elástica que se aprecia en el modelo geológico (figura 4.1), cuya componente de baja frecuencia en la forma del evento está influenciada, en principio, por dos (2) factores físicos: El efecto de variación "*Offset*" (que introduce la tendencia hiperbólica lateral de evento), y el efecto topográfico.

La existencia de una componente estática de baja frecuencia que afecta la coherencia lateral del evento de reflexión, se evidencia al corregir por estáticas de elevación, con el uso de la aplicación desarrollada, las secciones sísmica anteriores en las figuras 4.5 y 4.6, donde la tendencia lineal que presentaban lateralmente los primeros quiebres de las secciones sin corrección (figuras 4.3 y 4.4), se deforman para describir una curva de baja frecuencia, evidentemente asociada a la variación lateral de distancias verticales entre la topografía y el datum escogido, al punto de describir el modelo topográfico, cualitativamente, predominante durante la adquisición de las secciones.

La correlación entre los errores topográficos y la corrección estática, se plantea al observar cómo la curva de reflexión tiende a una hipérbola, luego de la aplicación estática (figuras 4.5 y 4.6), mientras que la recta de primeros quiebres se deforma con mayor frecuencia al enfrentar variaciones topográficas abruptas (sección perteneciente a la fuente 2). Este efecto de imitación topográfica, mediante los primeros quiebres, es lógicamente esperado debido a la condición de desplazar las trazas en tiempo (sin deformarlas), en función de la distancia vertical del datum a la topografía, con velocidad constante; es decir, a mayor distancia de diferencia entre la superficie y el datum, de acuerdo con las ecuaciones 3.1 y 3.2, el salto en tiempo será mayor. También cabe

destacar el incremento en tiempo que sufren las correcciones por el mayor retraso que experimentan las ondas de cizalla en su tránsito por la capa somera, para el caso de las ondas convertidas.

El segundo efecto de baja frecuencia en las secciones, es la variación del tiempo de reflexión con la distancia horizontal fuente-receptor, este fenómeno introduce la deformación lateral del evento en una hipérbola, modelada, para un reflector plano en un medio isotrópico y homogéneo, por la ecuación 5.1.

$$t_{refle} = \frac{2}{v} \sqrt{h^2 + \frac{x^2}{4}} \quad (5.1)$$

donde h : profundidad del reflector, v : velocidad del medio, y x : “offset”

Debido a que la distancia recorrida por el rayo varía con el “Offset”, esta corrección amerita la construcción de una función de velocidad para lograr horizontalizar el evento, lo que implica una deformación de la traza, por lo que se conoce a esta corrección como dinámica, y se aplica en el orden de las secciones de trazas agrupadas por punto de conversión común (en el caso de las ondas convertidas). Con esta corrección se pretende simular que las fuentes y los receptores de las trazas, que alumbran un punto común de conversión, se encuentran en una sola ubicación en superficie, que coincide con la proyección del punto de conversión en profundidad, con incidencia normal sobre el mismo, que aseguraría observar el evento de reflexión al mismo tiempo en todas las trazas. Esto no suele ocurrir por la presencia de errores estáticos residuales producto de la falta de precisión al modelar la capa de baja velocidad, y las aproximaciones consistentes con la superficie, consideradas al corregir estáticas de elevación.

Esta corrección llamada “NMO” por sus siglas en inglés “normal moveout”, lleva a un tiempo las amplitudes de las trazas asociadas a un mismo punto en profundidad, con la finalidad de poder sumarlas para obtener una sola traza que contenga la información de este punto del reflector con una mejor relación señal-ruido. Este proceso de sumar trazas se denomina apilado de trazas y se califica como óptimo cuando se logra

ubicar los picos de amplitud con polaridad positiva y negativa, vinculada a la reflexión sísmica, en un mismo tiempo, tal que permita construir una traza con el evento bastante connotado en amplitud, y poco ruido por la tendencia destructiva del comportamiento incoherente del mismo. En el caso contrario se obtendría una destrucción lateral de la amplitud respuesta, por coincidencia de polaridades opuestas.

Como una medida de la calidad del proceso de apilamiento se plantea el cálculo del “*poder de apilado*”, que consiste en sumar el cuadrado de las amplitudes de toda la traza resultado. Esto garantiza que a medida que exista el mayor número de picos coincidentes en polaridades, a lo largo de una traza, y con el resto de las trazas, la tendencia de la destrucción de las amplitudes será menor, y el poder de apilado se incrementa porque los cuadrados de las amplitudes son mayores.

La sección de la figura 4.7, muestra un conjunto de trazas que pertenecen a un CCP. Las mismas al ser horizontalizadas (figura 4.9), después de haber introducido el efecto estático de la figura 4.8, presentan pequeños saltos traza a traza, que representan el efecto residual y degradan el proceso de apilado óptimo de la sección sísmica. Estos saltos son corregidos mediante el método de “templado simulado” propuesto por Rothman (1986).

La temperatura inicial escogida es $T_0=0.0012$, la cual representa un estado de alto desorden estático en la sección sísmica (figura 4.11), con la capacidad de escapar de un estado solución local (figura 4.12); y la temperatura mínima es $T_{min}=0,00085$ alcanzada después de la iteración 34, donde se logra el estado de solución estática óptimo para 3000 iteraciones. El algoritmo va del caos o estado de mayor desorden (máxima incoherencia lateral de los eventos) observado en la sección de la figura 4.17, al orden (máxima coherencia lateral de los eventos) observado en la sección de la figura 4.20. Esta última se logra después de 3000 iteraciones, donde se describe la existencia de tres (3) estados locales antes de llegar a la solución final:

1. El primero se mantiene desde el inicio hasta la iteración 972, donde el poder de apilado se incrementa y mantiene alrededor de $E = 0.25$, sin embargo se

puede precisar que el algoritmo durante las primeras 34 iteraciones, cuando el parámetro T_0 decrece de acuerdo a la ecuación 3.4, la función objetivo se incrementa prácticamente de manera continua.

2. Un segundo estado, caracterizado por el mayor de los rangos en que varía la energía, al punto de configurar una curva en crecimiento (desde la iteración 1500 aproximadamente) antes de escapar violentamente de la solución local (en la iteración 1630), se observa entre las iteraciones 973 y 1629, el cual podría representar nuestra solución óptima si el algoritmo iterara, por ejemplo, solo 2500 veces.
3. El último estado local del proceso se denota después de la iteración 1630, ubicando la energía de la sección apilada alrededor de $E = 1.4$, como antesala al estado de solución óptima que representa la sección sísmica de la figura 4.20, lograda después de la iteración 2802.

Cabe destacar que en la sección sísmica resultante, a la altura de las trazas 340-350, se presenta una discontinuidad, que para efectos de nuestra prueba, representa una imprecisión del método, que se podría corregir en un mayor número de iteraciones, lo que demuestra ser una solución local. Esta situación responde al planteamiento de Kirkpatrick et al. (1983) donde asevera que la solución global de la función objetivo se logra después de un infinito número de iteraciones, ya que el tiempo que necesita un material, en condiciones de equilibrio térmico, para alcanzar la estructura más estable es muy grande.

De manera gráfica, la sección sísmica de la figura 4.17 muestra el estado local donde se encuentra el proceso de optimización inicialmente. A esta altura, todavía no se logra detallar en la sección de trazas apiladas, para la componente transversal, la existencia de algún reflector que se asocie con el modelo geológico. Esto se debe a que las trazas han sido desplazadas estáticamente en función de un vector solución inducido a generar esta respuesta (condición de T_0).

Una vez que escapa de este estado local (después de iteración 972), se aprecia la existencia de un evento de reflexión que aparece ente los tiempos 1200 ms y 1400 ms aproximadamente. El mismo, con alguna falta de continuidad entre las trazas 0-50 y poca precisión del evento, como se observa en la sección de la figura 4.18, indicativo de estar, todavía, en una solución muy local, que se mantiene hasta la iteración 1630, donde escala a un estado que mejora la sección apilada inicial de la figura 4.10 como se aprecia en la figura 4.19.

Finalmente se puede apreciar el incremento de la coherencia lateral del evento de reflexión en la sección de la figura 4.20, en la cual el algoritmo entra en una solución bastante global, a partir de la iteración 2802 para describir un evento continuo entre los tiempos 0-340 y 350-500, que se mantiene hasta la sección sísmica final, logrando descubrir la respuesta sísmica de reflexión P-S para el modelo geológico simulado.

La respuesta arrojada por la rutina de corrección estática residual de “PROMAX” (observada en la figura 4.21) presenta problemas de discontinuidad lateral para las primeras veinte (20) trazas de la sección apilada, con falta de precisión plana del evento. En esta sección se aprecia el salto defectuoso de las trazas 300-350 con mayor amplitud. Estos errores demuestran la incapacidad de la crosscorrelación para ubicar una solución óptima entre un espacio de soluciones locales, hecho materializado en la selección de incorrectos máximos al aplicar como único criterio de selección el máximo valor de la correlación.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Verdaderamente, en función de lo planteado en las secciones anteriores, se puede describir la existencia de un efecto estático en la sísmica 2D dividido en dos componentes:

1. Uno introducido por la variación lateral del tiempo de viaje que experimenta las rutas de rayo, debido a la diferencia de cotas que presentan las fuente y los receptores.
2. Y otro que hace presencia como respuesta, en retardos de tiempo, de la también variación lateral de espesores y velocidad de la inhomogénea capa somera.

También se ha discutido la complejidad que presenta esta corrección estáticas en las ondas convertidas, ya que estos tipos de ondas presentan mayores tiempos de viaje que la onda P, lo que genera una componente topográfica de mayor amplitud, con mayores saltos, en número de muestras, traza a traza asociados a la susceptibilidad, que presenta la onda de cizalla, a los retardos generados por la capa de baja velocidad. Partiendo de esta síntesis, y remitiéndonos a los resultados obtenidos y analizados, podemos fijar las siguientes conclusiones:

A partir del análisis cualitativo de integración comparativa (hecho a los resultados obtenidos por la rutina de corrección topográfica) entre la topografía, la deformación del evento de reflexión, la tendencia hiperbólica de los mismos después de la corrección y la deformación de la tendencia lineal que exponían los primeros quiebres, podemos catalogar como eficiente el método de corrección estática consistente con la superficie utilizado. Siempre y cuando (en principio) se utilice como velocidad de remplazo la de la capa somera, y las variaciones laterales de distancias entre el datum y la topografía

no sean abruptas. Cabe destacar que este efecto de baja frecuencia fue atacado sin la presencia de saltos estáticos inducidos por el “weathering layer” o capa meteorizada, ya que pudo habernos conducido a una solución topográfica no tan evidente como la que observamos aquí.

Por lo tanto, se recomienda, a la hora de extrapolar la aplicación al uso del cotidiano análisis inverso, calcular un modelo óptimo de la variación lateral de espesores y velocidades de la capa somera, bien sea por datos de pozo o análisis de refracción sísmica; además de tomar un datum promedio que no genere grandes distancias entre la topografía y el mismo.

Sin embargo, en contra de las desventajas que exhibe la aplicación del método de Rothman (1986), como lo son: el tiempo de máquina consumido, las dificultades que puede presentar el calcular los parámetros térmicos y los recursos computacionales que demanda, el algoritmo demuestra ser robusto por la capacidad que tiene de evitar caer en soluciones enmascaradas por los “cycle skips”, iterando repetidas veces sobre una ventana de la sección, buscando la solución global sin excluir cualquier posibilidad. En el caso de la sección corregida por la rutina de “PROMAX” presenta los errores de precisión introducidos a la sísmica por efecto de salto de ciclo. Esto nos ofrece un conjunto de ventajas al usar esta aplicación, entre las que destacamos las siguientes:

1. No se exhibe limitaciones en número de muestra de saltos estáticos que pueda presentar la sección sísmica.
2. Por lo tanto, el método puede ser aplicado a secciones sísmicas sin previa corrección estática por topografía.
3. De igual forma, y como se demostró en esta investigación, la sección sísmica no necesita tener corrección estática por refracción para que el método logre visualizar el evento sísmico.
4. Además, este método es especialmente recomendable para secciones sísmicas con baja relación señal-ruido, reflectores profundos y topografía de adquisición

abrupta.

5. Sin importar la posible deformación de las estructuras, ya que el análisis se realiza a nivel de secciones de trazas con CCP común, asumiendo que si optimizamos la energía al apilar estas secciones, obtendremos una mejor imagen de la realidad en la sección apilada final. Esto se evidencia al comparar las diferencias de calidad que existe entre la sección punto de partida (máximo desorden) y la sección estado final (solución global).

En virtud de lo anterior, se recomienda profundizar en la investigación de algoritmos propuestos para un cálculo mas eficiente de los parámetro térmicos (T_o y T_{min}), además, se propone retomar el código ensamblado con la finalidad de optimizarlo y minimizar la dependencia entre el cálculo de la solución óptima y el tiempo de maquina consumido.

Si los parámetros de temperatura para optimizar son mal calculados, el programa puede iterar infinitamente sin encontrar una solución global, lo que deja claro la importancia de ubicar el rango de iteraciones a utilizar para calcular los parámetros térmicos, porque se puede caer en un estado de optimización relativa. Es decir, si encuentro el comportamiento óptimo de la función objetivo para un parámetro T_o en un número muy reducido de iteraciones, podría luego estar utilizando una temperatura de cristalización muy lejana de la solución global, solo que no se dejó iterar lo suficiente para que se demostrara. Lo mismo sucede con T_{min} .

Por otra parte, la distribución probabilística de Gibbs es una cadena de Markov, lo que implica que el nuevo estado calculado a partir de ella depende sólo del estado actual, y no de los estados anteriores. Esto puede conllevar al algoritmo a encerrarse en una solución local si estimamos valores de T_o o T_{min} cercanos a dicha solución.

La solución obtenida en esta investigación es aceptada como una solución local de la función objetivo (poder de apilado), ya que se observa una pequeña discontinuidad que no debería existir en función del modelo geológico propuesto inicialmente. Esto responde al planteamiento (demostrado por Kirkpatrick et al. (1983)) de obtener una

solución global sólo para un número infinito de iteraciones. Se podría iterar muchas veces mas para recuperar la coherencia total del evento, pero valdría la pena evaluar si es necesario este tiempo de maquina adicional sin saber nunca cuál es la solución global.

BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K., y Richards, P. G., 1980, Quantitative seismology, theory and methods, Volume I: W. H. Freeman and Company.
- Cary, P., y Eaton, D., 1993, A simple method for resolving large converted-wave (p-sv) static: *Geophysics*, **58**, 429–433.
- Cox, M., 1999, Static correccions for seismic reflection surveys: *Geophysical referen-ces*; V. 9.
- Foaster, M. R., y Guinzy, N. J., 1967, The coefficient of coherence: Its estimation and use in geophysical data processing: *Geophysics*, **32**, 602–616.
- Kirkpatrick, S., Gelatt, C. D., and Vecchi, M. P., 1983, Optimization by simulated annealing: *Science*, **220**, 671–680.
- Larner, K., Gibson, B., Chambers, R., and Wiggins, R., 1979, Simultaneous estimation of residual static and crossdip corrections: *Geophysics*, **44**, 1175–1192.
- McCormack, M., y Tatham, R., 1986, Focusing on seg continuing education: Shear-wave exploration seismology: *The Leading Edge*, **5**, 91–93.
- Metropolis, N., Rosenbluth, A., Rosenbluth, M., Teller, A., and Teller, E., 1953, Equa-tion of state calculations by fast computing machines: *Journal Chemical Physics*, **21**, 1087–1092.
- Perez, G., y Larner, K., 1997, the quality of the surface-consistency assumption in short-wavelength static correction: *Geophysics*, **69**, 1091–1101.
- Ronen, J., y Claerbout, J., 1985, Residual statics estimation by satchk-power maximiza-tion: *Geophysics*, **50**, 2759–2767.
- Rothman, D., 1985, Nonlinear inversion, statistical mechanics, and residual static esti-mation: *Geophysics*, **50**, 2784–2796.

- 1986, Automatic estimation of large residual static corrections: *Geophysics*, **51**, 332–346.
- Schneider, W. A., 1971, Developments in seismic data processing and analysis (1968–1970): *Geophysics*, **36**, 1043–1073.
- Sheriff, R. E., 1991, *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*: Soc. Expl. Geophys.
- Stewart, R., Gaiser, J., Brown, J., and Lawton, C., 2002, Converted-wave seismic exploration: *Methods: Geophysics*, **67**, 1348–1363.
- Taner, M. T., Koehler, F., and Alhilali, K. A., 1974, Estimation and correction of near-surface time anomalies: *Geophysics*, **39**, 441–463.
- Tatham, R., Matthews, M., Sekharan, K., Wade, C., and Louis, L., 1992, A physical model study of shear-wave splitting and fracture intensity: *Geophysics*, **57**, 647–652.
- Tessmer, D., y Behle, A., 1988, Common reflection point data-stacking technique for converted waves: *Geophysics*, **36**, 671–688.
- Thomsen, L., 1999, Converted-wave reflection seismology over inhomogeneous, anisotropic media: *Geophysics*, **64**, 678–690.
- 2001, Seismic anisotropy: *Geophysics*, **66**, 40–41.
- Wiggins, R., Larner, K., and Wisecup, R., 1976, Residual static estimation as a general linear problem: *Geophysics*, **41**, 922–938.