

01179

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
Departamento de Estudios de Posgrado

2
29



**INVERSION SISMICA EN LA
CARACTERIZACION DE
YACIMIENTOS
DE HIDROCARBUROS**

Luis Mario Palacios Reyes

1998

269143

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO
FACULTAD DE INGENIERIA

UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

RECIBI COPIA DE: () TRABAJO ESCRITO
(XXXX) TESIS

DESARROLLADO POR EL ALUMNO: LUIS MARIO PALACIOS REYES.

PARA PRESENTAR EXAMEN:

() DE ESPECIALIZACION
(XX) DE GRADO

EN INGENIERIA: EXPLORACION DE RECURSOS ENERGETICOS DEL SUBSUELO

FECHA

PRESIDENTE: M EN C. JUAN MARCOS BRANDI PURATA
VOCAL: M EN C. JORGE MENDOZA AMUCHASTEGUI
SECRETARIO: DRA. ALMA AMERICA PORRES LUNA
SUPLENTE: M EN C. RODOLFO MARINES CAMPOS
SUPLENTE: ING. RUBEN ROCHA DE LA VEGA

FIRMA

APROBRACION DEL TRABAJO DE TESIS POR EL DEPARTAMENTO _____

PROMEDIO EN CREDITOS _____

BJS*jac.



DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO
FACULTAD DE INGENIERIA

UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

M EN I. ABEL HERRERA CAMACHO
Encargado de la División de Estudios
de Posgrado
Facultad de Ingeniería, UNAM
P r e s e n t e

Por este medio comunico a usted que he leído la tesis titulada:
"INVERSION SISMICA EN LA CARACTERIZACION DE YACIMIENTOS DE
HIDROCARBUROS" para obtener el grado de Maestro en Ingeniería
(Exploración de Recursos Energéticos del Subsuelo), que presenta
el alumno LUIS MARIO PALACIOS REYES.

Considero que el mencionado trabajo es satisfactorio, por lo que
lo apruebo otorgándole 11 (OCTE) créditos académicos.

Quedo enterado de que formaré parte del jurado en la fecha y hora
en que se me comunicará posteriormente.

Atentamente,

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'JMB', written over a horizontal line.

M EN C. JUAN MARCOS BRANDI PURATA

RAG*BJS*jac.



DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO
FACULTAD DE INGENIERIA

UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

M EN I. ABEL HERRERA CAMACHO
Encargado de la División de Estudios
de Posgrado
Facultad de Ingeniería, UNAM
P r e s e n t e

Por este medio comunico a usted que he leído la tesis titulada:
"INVERSION SISMICA EN LA CARACTERIZACION DE YACIMIENTOS DE
HIDROCARBUROS" para obtener el grado de Maestro en Ingeniería
(Exploración de Recursos Energéticos del Subsuelo), que presenta
el alumno LUIS MARIO PALACIOS REYES.

Considero que el mencionado trabajo es satisfactorio, por lo que
lo apruebo otorgándole *12 (doce)* créditos académicos.

Quedo enterado de que formaré parte del jurado en la fecha y hora
en que se me comunicará posteriormente.

Atentamente,

M EN C. JORGE MENDOZA AMUCHASTEGUI

RAG*BJs*jac.



DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO
FACULTAD DE INGENIERIA

UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

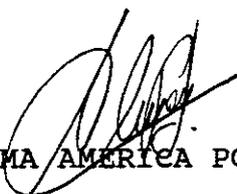
M EN I. ABEL HERRERA CAMACHO
Encargado de la División de Estudios
de Posgrado
Facultad de Ingeniería, UNAM
P r e s e n t e

Por este medio comunico a usted que he leído la tesis titulada:
"INVERSION SISMICA EN LA CARACTERIZACION DE YACIMIENTOS DE
HIDROCARBUROS" para obtener el grado de Maestro en Ingeniería
(Exploración de Recursos Energéticos del Subsuelo), que presenta
el alumno LUIS MARIO PALACIOS REYES.

Considero que el mencionado trabajo es satisfactorio, por lo que
lo apruebo otorgándole *12 (Doce)* créditos académicos.

Quedo enterado de que formaré parte del jurado en la fecha y hora
en que se me comunicará posteriormente.

Atentamente,



DRA. ALMA AMÉRICA PORRES LUNA

RAG*BJS*jac.



DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO
FACULTAD DE INGENIERIA

UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

M EN I. ABEL HERRERA CAMACHO
Encargado de la División de Estudios
de Posgrado
Facultad de Ingeniería, UNAM
P r e s e n t e

Por este medio comunico a usted que he leído la tesis titulada:
"INVERSION SISMICA EN LA CARACTERIZACION DE YACIMIENTOS DE
HIDROCARBUROS" para obtener el grado de Maestro en Ingeniería
(Exploración de Recursos Energéticos del Subsuelo), que presenta
el alumno LUIS MARIO PALACIOS REYES.

Considero que el mencionado trabajo es satisfactorio, por lo que
lo apruebo otorgándole 12 (Doce) créditos académicos.

Quedo enterado de que formaré parte del jurado en la fecha y hora
en que se me comunicará posteriormente.

Atentamente,

M EN C. ROBOLOFO MARINES CAMPOS

RAG*BJS*jac.



DIVISION DE ESTUDIOS DE POSGRADO
FACULTAD DE INGENIERIA

UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTONOMA DE
MEXICO

M EN I. ABEL HERRERA CAMACHO
Encargado de la División de Estudios
de Posgrado
Facultad de Ingeniería, UNAM
P r e s e n t e

Por este medio comunico a usted que he leído la tesis titulada:
"INVERSION SISMICA EN LA CARACTERIZACION DE YACIMIENTOS DE
HIDROCARBUROS" para obtener el grado de Maestro en Ingeniería
(Exploración de Recursos Energéticos del Subsuelo), que presenta
el alumno LUIS MARIO PALACIOS REYES.

Considero que el mencionado trabajo es satisfactorio, por lo que
lo apruebo otorgándole 12 (doce) créditos académicos.

Quedo enterado de que formaré parte del jurado en la fecha y hora
en que se me comunicará posteriormente.

Atentamente,

ING. RUBEN ROCHA DE LA VEGA

RAG*BJS*jac.

DEDICATORIA

Con amor y cariño para mi esposa Blanca Leticia.

A mis hijos: Laura, Briseida, Luis Mario y Ulises.

Por los momentos que deje de atenderlos para el logro de esta meta.

A mi padre (q.p.d.) y a mi madre, por sus enseñanzas y cariño.

A mis hermanos por su apoyo.

AGRADECIMIENTOS

Hago patente mi reconocimiento al Instituto Mexicano del Petróleo a través del M en C. Baldomero Carrasco Velázquez y los Ings. Armando García Reynoso y Fabián Castillo Chavira por las facilidades que me brindaron para la terminación de mis estudios de Maestría en Ingeniería y del trabajo de Tesis.

Expreso también mi agradecimiento al M en C. Jorge A. Mendoza Amuchastegui por su valiosa dirección y supervisión, así como a los sinodales: M en C. Juan Brandi Purata, Dra. Alma América Porres Luna, M en C. Rodolfo Marines Campos e Ing. Rubén Rocha de La Vega, por sus observaciones y recomendaciones durante la revisión de éste trabajo.

Agradezco también a mis compañeros del Instituto Mexicano del Petróleo: Arturo Escamilla Herrera, Jorge Zaldivar Ruiz, Gabriel Vázquez Jiménez y Pedro Gómez Ruiz por sus consejos y ayuda en el manejo de software.

INVERSIÓN SÍSMICA EN LA CARACTERIZACIÓN DE YACIMIENTOS DE HIDROCARBUROS

INTRODUCCIÓN	i
1. - CARACTERIZACIÓN DE YACIMIENTOS DE HIDROCARBUROS	1
1.1 Caracterización de Yacimientos	1
1.2 Simulación de Yacimientos	6
1.3 Modelos Determinísticos y Estocásticos	6
1.4 Tipo de Información	8
2. - INVERSIÓN SÍSMICA	11
2.1 Método Sísmico	11
2.2 Modelos Sísmicos	13
2.2.1 Modelo Convolutional	14
2.2.2 Modelo Sísmico de Robinson	15
2.2.3 Ondícula, Serie reflectora y Ruido	17
2.3 Propagación de Ondas Sísmicas	22
2.4 Deconvolución	28
2.5 Tipos de Inversión Sísmica	34
2.5.1 Inversión Recursiva	35
2.5.2 Inversión "Sparse Spike" o de Impulsos Espaciados	36
2.5.3 Inversión Basada en Modelos	40
2.5.4 Inversión Amplitud vs Offset (AVO)	41
2.5.5 Inversión de Velocidad	41

2.5.6 Inversión de Tiempo de Viaje Sísmico	42
3. - INVERSIÓN RECURSIVA	43
3.1 Secuencia de Procesado para la Inversión Recursiva	53
4. - INVERSIÓN CON INFORMACIÓN "a Priori"	57
4.1 Calibración	57
4.1.1 Análisis de Coherencia Multitraza (MCA)	58
4.1.2 Análisis Lineal de Fase (LPA)	62
4.1.3 Análisis de Fase y Amplitud Variable (VPA)	64
4.2 Modelado de Impedancia Acústica	66
5. - INVERSIÓN DE BORN GENERALIZADA	71
6. - APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS DE INVERSIÓN	87
6.1 Análisis de Registros Geofísicos	87
6.2 Interpretación Estructural y Estratigráfica	96
6.3 Inversión Recursiva	96
6.4 Inversión de Born Generalizada	105
6.5 Inversión con Información "a Priori"	107
6.5.1 Calibración	107
6.5.1.1 Análisis de Coherencia Multitraza	108
6.5.1.2 Estimación de la Ondícula LP (Fase Lineal)	110
6.5.1.3 Estimación de la Ondícula VPA (Fase y Amplitud Variable)	113
6.5.2 Deconvolución	115
6.5.3 Interpretación de Horizontes y Construcción de un modelo de Impedancia	115
6.5.4 Inversión de Datos	116

INTRODUCCIÓN

La búsqueda de nuevos yacimientos de hidrocarburos requiere de técnicas de exploración más elaboradas dado que los grandes yacimientos asociados a estructuras geológicas visibles ya fueron descubiertos y los que se alojan en trampas estratigráficas y/o estructuras subsalinas son difíciles de definir. Por esta razón, la industria petrolera ha considerado mejorar la recuperación de hidrocarburos en campos ya conocidos mediante una adecuada caracterización de yacimientos.

En términos generales la caracterización de yacimientos de hidrocarburos tiene como propósito fundamental describir la distribución y relación interna de unidades litológicas de alta porosidad y permeabilidad dentro del yacimiento a fin de proponer un modelo geológico y petrofísico más preciso para simular las características dinámicas del mismo. Este tipo de estudio requiere la participación de un gran número de especialistas en diferentes áreas de ingeniería tales como: Geofísica, geología, petrofísica, yacimientos, perforación, acabado de pozos, producción y sistemas de computación.

Como parte de las actividades de este grupo de especialistas, se desarrolla una interpretación de datos sísmicos para definir la extensión lateral y vertical del yacimiento, la posición de fallas importantes, así como de secuencias y facies sísmicas. Además mediante un procesamiento sísmico especial, se pueden transformar las variaciones laterales de amplitud sísmica, en cambios de impedancia acústica, los cuales se pueden relacionar indirectamente con la litología y su porosidad a través de una calibración adecuada de las características petrofísicas del yacimiento de hidrocarburos, mediante el análisis cualitativo y cuantitativo de muestras de canal, núcleos y registros geofísicos de pozos. La descripción sedimentológica y estratigráfica que pueda obtenerse del análisis de las muestras de pozo en combinación con la información indirecta, permitirá proponer un modelo geológico adecuado y aumentar la precisión de resultados que la simulación de yacimientos ofrece para el conocimiento de un yacimiento de hidrocarburos.

El objetivo de esta tesis es analizar, aplicar y comparar tres métodos de inversión sísmica como parte de una de las herramientas que se emplean en la caracterización de yacimientos. Tomando en cuenta que los valores de impedancia acústica o velocidad pueden relacionarse

a características litológicas y petrofísicas conocidas, es importante conocer y mostrar bajo que condiciones se obtienen los valores de impedancia acústica y cual es la ventaja y desventaja de utilizar alguno de los tres métodos estudiados (Recursivo, de Modelos y de Campo de Onda); por otra parte se mencionan las características, limitaciones y ventajas que tienen los diferentes tipos de software utilizados (PROMAX, INTERWELL y HAMPSON & RUSSELL).

La Inversión Recursiva recupera la impedancia acústica de una traza sísmica, a partir de la impedancia de la primera capa y los coeficientes de reflexión definidos por deconvolución de la traza. La desventaja de este método, es la pérdida de componentes de baja y alta frecuencia de la serie de coeficientes de reflexión al convolucionar con la ondícula sísmica, y la desviación de los coeficientes de reflexión recuperados respecto a los reales, debido al ruido coherente y aleatorio. La componente de baja frecuencia se puede adicionar al resultado de inversión desde un registro sísmico filtrado, de análisis de velocidad sísmica (apilamiento ó fórmula de Dix) o de un modelo geológico establecido previamente por información geológica del área de estudio. Los resultados de impedancia se pueden convertir a valores de pseudo-velocidad e invertirlos para obtener un registro pseudo-sísmico desde el cual se pueden extraer valores de porosidad de acuerdo a la fórmula de Wyllie y la corrección por lutita que se calcularía de los registros de pozos en el área.

La Inversión de Modelos consiste en proponer un modelo inicial y calcular una respuesta sísmica que al comparar con los datos de entrada, se obtenga el máximo ajuste entre ellos en un proceso iterativo. A pesar de que los valores pueden ajustarse, el modelo no necesariamente es el correcto, por lo que debe calibrarse con la mayor cantidad de datos disponibles. El método de inversión analizado (Brac et al, 1988) combina y sintetiza los registros de impedancia y datos sísmicos con un conocimiento geológico previo. Antes se hace una calibración de registros de pozo e información sísmica (Richard y Brac, 1988) para obtener el máximo ajuste entre ambos. Todo el proceso se denomina Inversión *a Priori* y se incluye en el software INTERWELL, desarrollado por el Instituto Francés del Petróleo.

Finalmente, la Inversión de Campo de Onda que consiste en invertir la dispersión (scattering), desde varias fuentes acústicas, se basa en la ecuación de onda y difiere de la migración en que se usan más las perturbaciones y la transformada integral, que la

continuación hacia abajo de la ecuación de onda. Se emplea una velocidad constante en la ecuación de onda, la cual se distorsiona por una pequeña cantidad que depende del campo de onda disperso. La inversión analizada fue la de Born Generalizada, propuesta por Foster & Carrion (1986) y se elaboró un programa basado en el algoritmo de Keys (1986) para invertir la traza sísmica sintética de un pozo y verificar el porcentaje de coincidencia entre la velocidad real y la que se obtuvo por inversión. Para hacer la Inversión Sísmica del tipo de Born, se utilizó el software HAMSON & RUSSEL, el cual permite hacer hasta cuatro tipos de Inversión Sísmica: Recursiva, de Bloque (Born), Estocástica y "Sparse Spike". Para este trabajo solo se consideraron los dos primeros tipos.

La información disponible para realizar este trabajo, consistió de dos secciones sísmicas apiladas, registros sónicos de cinco pozos y registros de densidad, neutrón, resistividad, radioactividad natural y calibrador de agujero de uno de ellos. No se tuvo información litológica de muestras de núcleo o muestras de canal que permitiera hacer una calibración, sino solamente una descripción general de las unidades litoestratigráficas del área y su interpretación en términos de estratigrafía de secuencias. Por tal motivo solamente se señala la relación de valores de porosidad calculada por el método de litoporosidad (Burke et al, 1969; en Zaldivar, 1998) con la impedancia acústica calculada con los registros sónico y densidad del pozo "B".

Del análisis de los tres métodos de inversión sísmica, se considera que el más preciso y práctico es el de modelos, ya que utiliza las ventajas de los otros dos métodos e incluye también la información geológica del pozo, la estratigrafía del área y la interpretación sísmica de los datos migrados. Además, la capacidad de extracción de ondícula, permite mejorar la información sísmica de entrada y obtener una sección sísmica a fase cero para una mejor interpretación de secuencias e inclusive de facies sísmicas. El recursivo requiere de un buen proceso de deconvolución y el conocimiento de impedancia acústica de la primera capa, sin embargo solo es aplicable con precisión en áreas con poca distorsión estructural. El de Born requiere de una buena extracción de ondícula para obtener buenos resultados, sin embargo a medida que aumenta la profundidad pierde precisión cuantitativa.

Finalmente el de modelos es más congruente pues aplica parte de los dos anteriores y utiliza con mayor fuerza las características geológicas de la interpretación. Del software analizado,

1.- CARACTERIZACIÓN DE YACIMIENTOS DE HIDROCARBUROS

1.1 CARACTERIZACIÓN DE YACIMIENTOS.

El conocimiento de la distribución y la relación de diferentes cuerpos litológicos con porosidad y permeabilidad adecuadas, permite una recuperación eficaz de gas y aceite de un yacimiento. El conocimiento de estas propiedades depende de la Caracterización de Yacimientos de Hidrocarburos y tiene como propósito:

- 1) Describir con suficiente detalle la geometría del yacimiento.
- 2) Conocer y describir su naturaleza, para obtener la máxima recuperación de hidrocarburos con el menor número de pozos. Ubicándolos en posición óptima y a un costo mínimo.
- 3) Reducir al mínimo la incertidumbre en los pronósticos de producción.

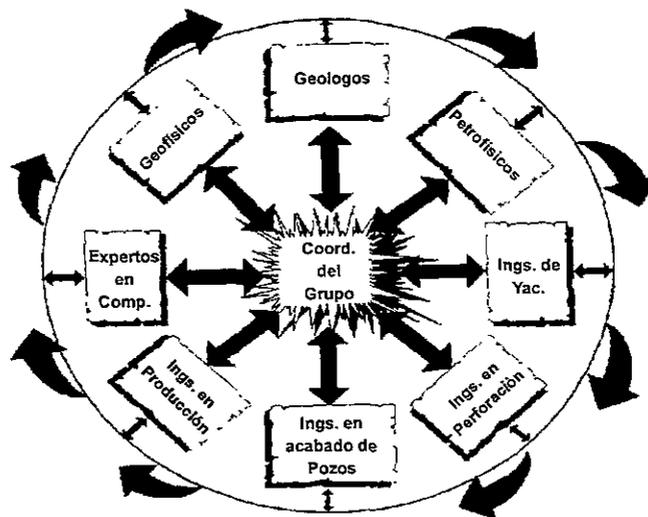
Sin embargo, a pesar del desarrollo tecnológico y práctico de la Caracterización de Yacimientos, los factores de recuperación y pronósticos de producción no han mejorado significativamente. Así mismo, las actividades encaminadas al modelado, cartografiado, mallado, visualización y pronóstico en el comportamiento de los yacimientos se han conservado sin cambio en las compañías petroleras durante los últimos años (Haldorsen y Damsleth, 1993).

Las posibles causas sugeridas por L. P. Dake y E. T. DeBoer (1988) en Haldorsen y Damsleth (1993), son:

- 1) Uso de datos sísmicos bidimensionales, que no ofrecen mapas estructurales correctos.
- 2) Modelos de simulación demasiado homogéneos con poco grado de variación en la distribución de facies.
- 3) Cuadrículas de simulación muy espaciadas.
- 4) Comunicación vertical continua, sin tomar en cuenta las zonas estériles.
- 5) Comunicación lateral continua al considerar pocas fallas y en posición incierta.

La desviación entre el comportamiento de un yacimiento en producción y su predicción a partir de la Caracterización de Yacimientos, depende de la homogeneidad geológica del yacimiento. En yacimientos homogéneos (Abanicos submarinos, cuerpos arenosos tabulares, estratos sin fuertes contrastes verticales de permeabilidad y sin fallamiento) no hay desviación apreciable, en cambio para depósitos más complicados (Deltas, estratos con fuertes contrastes y canales de alta permeabilidad y sistemas complejos de fallamiento) la desviación es severa. Por esa razón se debe considerar a cada yacimiento como un proyecto nuevo de investigación.

La etapa final del proceso de Caracterización consiste en encontrar un modelo de Simulación del Yacimiento que se ajuste lo mejor posible a la producción real. Para establecer dicho modelo, se reúnen diferentes disciplinas (figura 1.1) que describen la distribución y relación de diferentes unidades litológicas de alta porosidad y permeabilidad en sentido horizontal y vertical; estas disciplinas son: Sísmica, Petrofísica, Geología de Explotación y Pruebas de Presión. Además de la participación de Ingenieros de Perforación, de Acabado de Pozos, de Producción y de Computación para el manejo del yacimiento; todos ellos relacionados por un Coordinador de Proyecto.



Bigelow, 1994

Figura 1.1. Relación multidisciplinaria de ramas de la Ingeniería en la Caracterización de Yacimientos

Cada disciplina tiene una función específica dentro de la Caracterización de Yacimientos, por ejemplo:

Sísmica. La interpretación de datos sísmicos (figura 1.2) define la extensión lateral y vertical del yacimiento, secuencias y facies sísmicas, la superficie topográfica de la cima y de algún otro horizonte, el área y espesor para el cálculo de volumen de hidrocarburos y la posición de fallas importantes. La inversión, especialmente en datos 3-D, revela la distribución de porosidad y litología en relación con la información sísmica, pero con dos restricciones:

- 1) El modelo de impedancia acústica del yacimiento que puede derivarse de los datos sísmicos de banda limitada y con ruido, no es único. Lindseth (1979); Oldenburg et al (1983); Gelfand y Lerner (1984) en Doyen (1989).
- 2) La impedancia acústica del yacimiento no se relaciona directamente a la porosidad, sino también a diferentes variables geológicas que influyen en las propiedades acústicas del yacimiento (litología, saturación de fluidos, presión de poro y temperatura).

Algunos métodos para estimar la porosidad a partir de datos sísmicos, se basan en gráficas cruzadas de impedancia acústica o tiempos de viaje de la onda acústica dentro del yacimiento, contra la porosidad reportada en los pozos (Maureau y Van Wijhe, 1979; Angeleri y Carpi, 1982 y de Buyl et al, 1986; en Doyen, 1989).

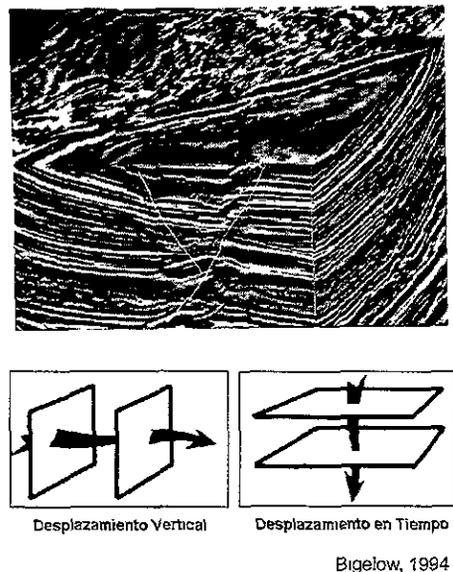
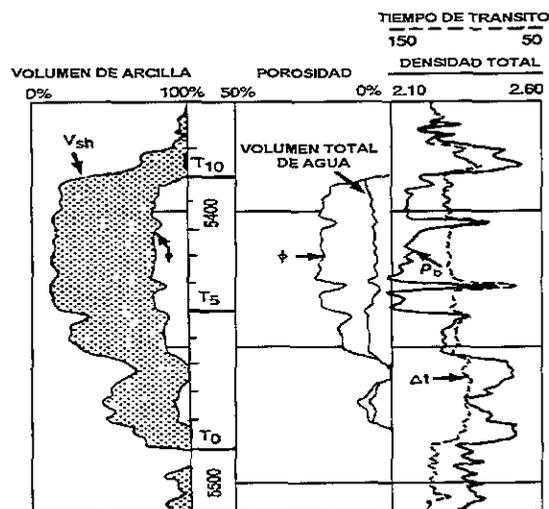


Figura 1.2. Cubo sísmico 3D para una mejor interpretación estructural y estratigráfica.

Petrofísica. El análisis e interpretación de núcleos en laboratorio y registros geofísicos, permite encontrar valores significativos de las propiedades petrofísicas (porosidad, permeabilidad, saturación de agua y aceite) del yacimiento, así como la distribución de facies, fracturamiento natural y echado de las capas. El cálculo de volumen de hidrocarburos durante la producción se ve más afectado por los cambios en la interpretación sísmica (cuando se sustituye información 2-D por 3-D) o mejor definición de los contactos agua - aceite o gas - aceite, o un mejor modelo geológico, que las variaciones bruscas de porosidad o saturación de agua. La figura 1.3 ilustra un registro que representa la traza de volumen de arcilla (V_{sh}), porosidad, tiempo de tránsito y densidad total. De este registro se define la litología en función de V_{sh} : Arena ($V_{sh} < 30\%$), limo ($30 < V_{sh} < 80 \%$) y arcilla ($V_{sh} > 80 \%$).

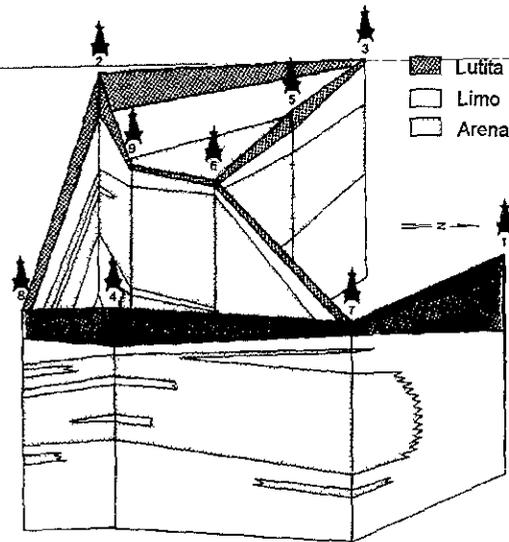


Bigelow, 1994

Figura 1.3. Datos de litología, porosidad y saturación de agua a partir de registros geofísicos.

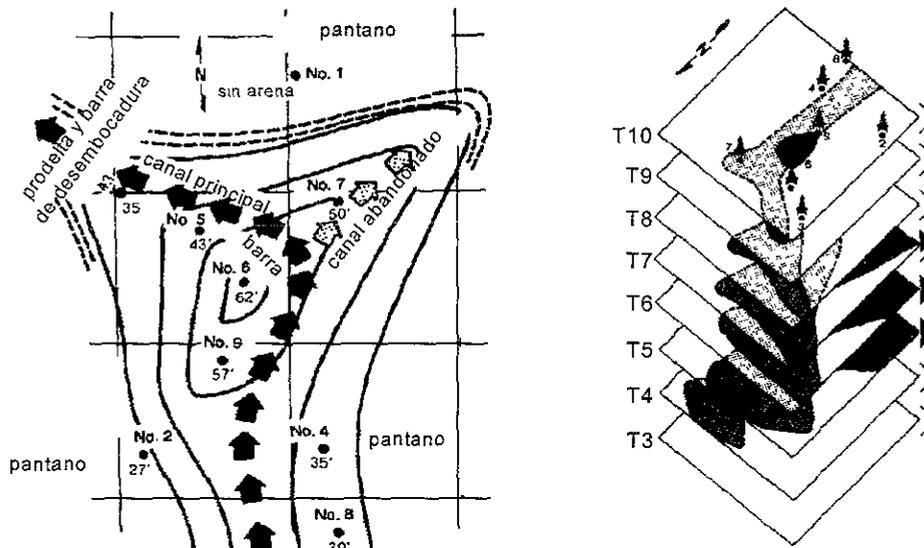
Geología de explotación. Tiene como propósito hacer una descripción geológica detallada del yacimiento a partir del modelo estructural geofísico, de los núcleos y las propiedades petrofísicas determinadas en los registros geofísicos, de las pruebas dinámicas de la Ingeniería Petrolera y del conocimiento Geocientífico en general. Los registros de pozo y los núcleos permiten correlacionar unidades sedimentológicas, de flujo o litofacies, para lo cual se requiere de habilidad e imaginación geológica. La interpretación combinada de toda la información, define la distribución lateral y vertical de las propiedades petrofísicas en el yacimiento. La figura 1.4 representa la variación de horizontes arenosos en la correlación de varios pozos y en consecuencia la necesidad de información sísmica para visualizar la

distribución de estos cuerpos en forma horizontal. La figura 1.5 muestra como ejemplo un modelo de distribución de arena obtenido con la ayuda de los registros del volumen de arcilla, los datos de echado de cada pozo y la información sísmica.



Bigelow, 1994

Figura 1.4. Correlación estratigráfica entre pozos sin apoyo sísmico.



Bigelow, 1994

Figura 1.5. Distribución paleogeográfica de los horizontes arenosos y arcillosos a diferentes niveles, a partir de información sísmica y de pozos.

Pruebas de pozo. Determinan la permeabilidad, capacidad y tipo de flujo en el yacimiento, así como el almacenamiento y potencial del pozo.

1.2 SIMULACION DE YACIMIENTOS

Se realiza regularmente con modelos estratificados, propiedades petrofísicas constantes para cada capa y con retículas muy espaciadas (100 a 500 m), que no permiten un detalle estratigráfico y sedimentológico adecuado para yacimientos heterogéneos. Los datos de entrada a la simulación contienen cierto grado de incertidumbre, así que para medirla, se hacen análisis de sensibilidad con diferentes corridas de simulación, donde se conservan todos los parámetros básicos y se varía únicamente uno de ellos para medir su efecto en la salida. Øvreberg et al (1992) en Haldorsen y Damsleth (1993).

Para disminuir el número de simulaciones, se han diseñado análisis de sensibilidad estadísticos, Egeland et al (1992) en Haldorsen y Damsleth (1993). Los cuales proporcionan mas información y la posibilidad de evaluar la relación entre diferentes parámetros de entrada. Con la simulación, los ingenieros petroleros mejoran la producción al programar los intervalos de perforación y el número ideal de pozos en la posición correcta.

Después de un período de producción, se compara el perfil de producción real con el que se generó durante la simulación para hacer los ajustes correspondientes y disminuir la diferencia. Estos ajustes pueden ser: Nuevas fallas, incremento en la extensión de la longitud de arcilla, y/o cambios en la permeabilidad.

1.3 MODELOS DETERMINISTICOS Y ESTOCASTICOS.

En la Caracterización de Yacimientos de Hidrocarburos se ha desarrollado recientemente la posibilidad de modelar a detalle la heterogeneidad geológica de un yacimiento en forma determinística y estocástica. Los modelos determinísticos tienen una geometría basada en una zonación detallada de pozos y la posible correlación entre ellos. Las propiedades petrofísicas se suponen constantes en cada zona o distribuidas lateralmente según un mapa de contornos. Estos mapas siempre varían suavemente por lo que no dan una idea real de la variación del fenómeno.

Los modelos estocásticos se adaptan a casos donde:

- 1) La información no es completa.
- 2) La distribución de los bloques en el yacimiento es compleja.
- 3) ~~Las rocas tienen gran variación en sus propiedades petrofísicas.~~
- 4) Se desconocen las relaciones entre las propiedades petrofísicas respecto a su volumen.
- 5) Los datos estáticos en el yacimiento son relativamente más que los datos dinámicos.
- 6) Por conveniencia y rapidez.

Si el detalle que se requiere para el modelo es mayor, se introducen rasgos heterogéneos más finos para definir los factores que gobiernan el flujo de fluidos.

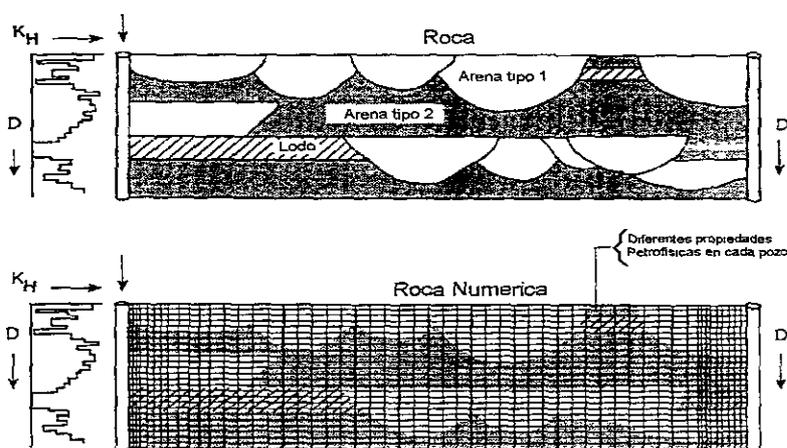
Los modelos estocásticos pueden ser discretos o continuos: Los discretos describen rasgos geológicos de naturaleza discreta (localización y dimensiones de cuerpos de arena en rocas fluviales; distribución y tamaño de arcillas suspendidas en arenas; distribución, orientación y longitud de fracturas y fallas; modelado de litofacies). En cualquier caso, un punto en el espacio pertenecerá a una y solo una clase de rasgo geológico. El modelo estocástico controla la interacción de los valores de esa clase en cada punto.

En los modelos continuos las variaciones de las propiedades petrofísicas, velocidades sísmicas, contacto agua aceite, etc. son continuas. Cada punto en el yacimiento tiene un valor diferente para la(s) variable(s) de interés. El modelo estocástico describe un nivel medio o posibles tendencias laterales o verticales para las variables; la variación alrededor del medio, la intensidad de la correlación entre puntos vecinos y la covariación de las variables bajo estudio. Este tipo de modelos continuos tiene propiedades estadísticas que no varían en el espacio.

Los modelos discretos se acercan más a la interpretación geológica de los yacimientos, donde se consideran grandes diferencias y discontinuidades en el yacimiento. Los modelos continuos se adaptan más a la distribución espacial de las propiedades de las rocas, pero suponen más o menos una naturaleza estacionaria.

Alabert y Massonnat (1990); Damsleth et al (1992) en Haldorsen y Damsleth (1993) combinan lo mejor de los dos modelos para hacer una aproximación híbrida. En una etapa es discreto para las heterogeneidades de gran escala y en otra es continuo para describir la variación espacial de los parámetros petrofísicos en cada clase del modelo discreto (figura 1.6).

En la simulación estocástica condicional, el propósito es introducir ruido en forma de heterogeneidades de menor o mayor escala en el modelo del yacimiento. Este ruido se suma a una superficie interpolada de manera sistemática cuidando que en donde se localizan las observaciones el ruido es cero. Los resultados se acercan mas a la realidad que la sola interpolación de datos.



Haldorsen y Damsleth, 1993

Figura 1.6. Distribución discreta para los cambios litológicos fuertes y distribución continua para la variación de los parámetros petrofísicos en el yacimiento.

1.4 TIPO DE INFORMACION.

La escala de los datos y las dimensiones de los mismos, limitan su uso exclusivo en la Caracterización de Yacimientos de Hidrocarburos. La figura 1.7 muestra la aplicación de cada tipo de dato dentro de un esquema global.

La combinación de datos a escala microscópica, macroscópica, megascópica y gigascópica, permite mejorar la Caracterización de Yacimientos. A nivel microscópico se analizan núcleos y recortes de roca como fuente primaria para describir las propiedades del yacimiento a dicha escala. El desarrollo de "scanners" sónicos de alta frecuencia (250 Hz) puede reproducir imágenes continuas de reflexión acústica en 360° de la pared de un pozo, lo cual proporciona casi la misma información que puede obtenerse de un núcleo.

La evaluación macroscópica incluye el análisis de registros geofísicos de pozo y el perfil sísmico vertical. Por ejemplo, las secuencias de capas delgadas de arena/arcilla presentan baja resistividad con el cálculo convencional de estos registros, dando saturaciones de agua del 55 al 85 %. Sin embargo, estos intervalos pueden ser importantes productores de hidrocarburos y ser detectados con nuevas técnicas de registro, procesado e interpretación de datos de alta resolución. El perfil sísmico vertical proporciona información confiable de las relaciones tiempo - profundidad de los horizontes, de las características de la ondícula de entrada y la posición de capas reflectoras por debajo de la profundidad de perforación.

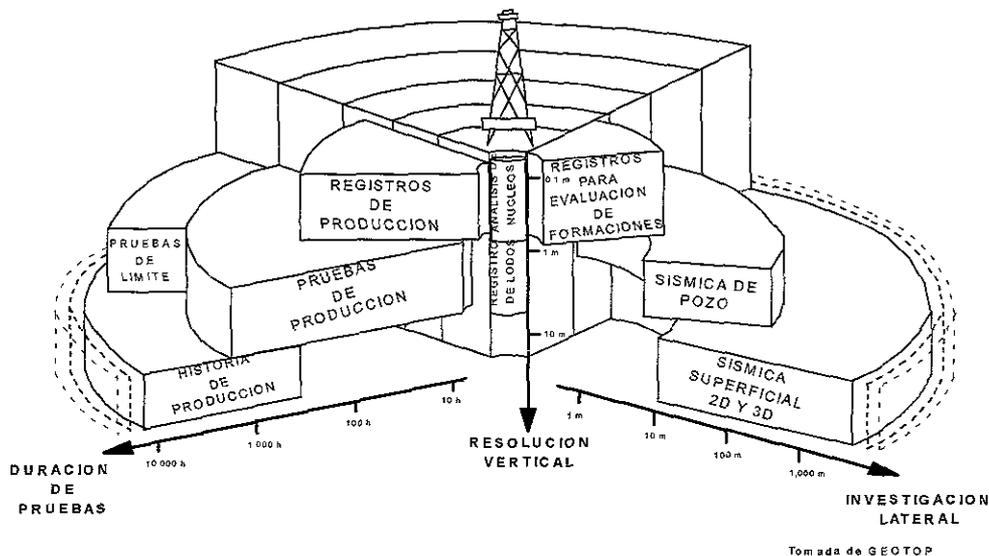


Figura 1.7. Influencia de cada tipo de datos según su escala en la Caracterización de Yacimientos.

Las técnicas megascópicas comprenden la tomografía entre pozos y la sísmica mientras se perfora. La tomografía entre pozos permite describir con mayor precisión un yacimiento debido a que se registran campos de onda sísmicos de alta frecuencia, que dan mejor resolución y tienen menor atenuación de la señal por la forma en que se colocan, la fuente y

el receptor. La sísmica durante la perforación en zonas donde los mapas sísmicos en profundidad no son muy confiables debido a estructuras complejas o variaciones fuertes de velocidad, permite guiar la broca al objetivo sísmico programado. Esta técnica consiste en registrar la vibración de la broca con receptores colocados en superficie, y procesar los datos para identificar los tiempos de viaje desde la broca a la superficie.

Finalmente, a escala gigascópica se considera la sísmica 3-D y el análisis AVO para mejorar la interpretación del comportamiento del yacimiento. Los análisis de amplitud sísmica contra separación fuente - receptor (AVO) permite conocer algunas propiedades del yacimiento entre los pozos y definir mejor la localización de los mismos. La interpretación de datos sísmicos 3D define la distribución de facies del yacimiento.

2. - INVERSIÓN SÍSMICA

2.1 MÉTODO SÍSMICO

Uno de los métodos geofísicos más desarrollados y de mayor aplicación en la exploración petrolera es el de reflexión sísmica. Este método consiste en crear una perturbación repentina que induce un campo de esfuerzos, los cuales viajan a través del subsuelo en forma de ondas hemisféricas (frentes de onda) que se expanden conforme avanzan. Al llegar a ciertas interfaces de rocas con diferentes velocidades de transmisión y densidades, parte de las ondas se refleja hacia la superficie, donde son registradas por detectores de movimiento o sismómetros (geófonos), que convierten el desplazamiento físico de la superficie provocado por las ondas reflejadas, en señales eléctricas que son registradas por un sismógrafo. La figura 2.1 muestra la propagación de ondas en forma de rayos (perpendiculares al frente de onda) cuando la perturbación es ocasionada por la explosión de dinamita dentro de un pozo de pocos metros de profundidad.

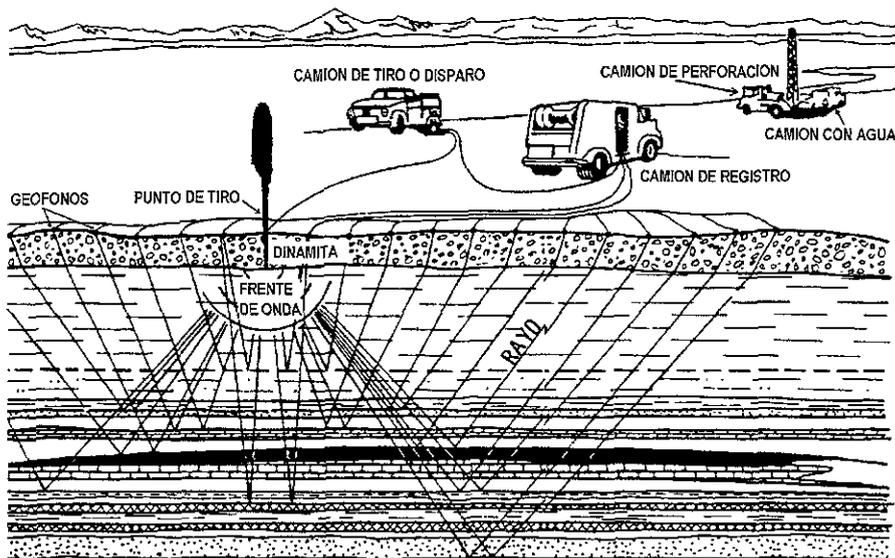


Figura 2.1. Representación esquemática del método sísmico de reflexión

Los movimientos de la superficie registrados por los geófonos se representan por variaciones de amplitud respecto al tiempo en cada una de las trazas, las cuales corresponden a un arreglo o grupo de geófonos. La respuesta sísmica (figura 2.2) muestra la repetición de

señales en cada traza a lo largo de curvas convexas hacia arriba, las cuales representan reflexiones de las interfaces entre capas. Después de ciertas correcciones de tiempo debidas a cambios en el ángulo de incidencia de los rayos, provocadas por diferencias de elevación del terreno y variaciones de espesor y/o velocidad de propagación en capas cercanas a la superficie, es posible representar la actitud de los reflectores.

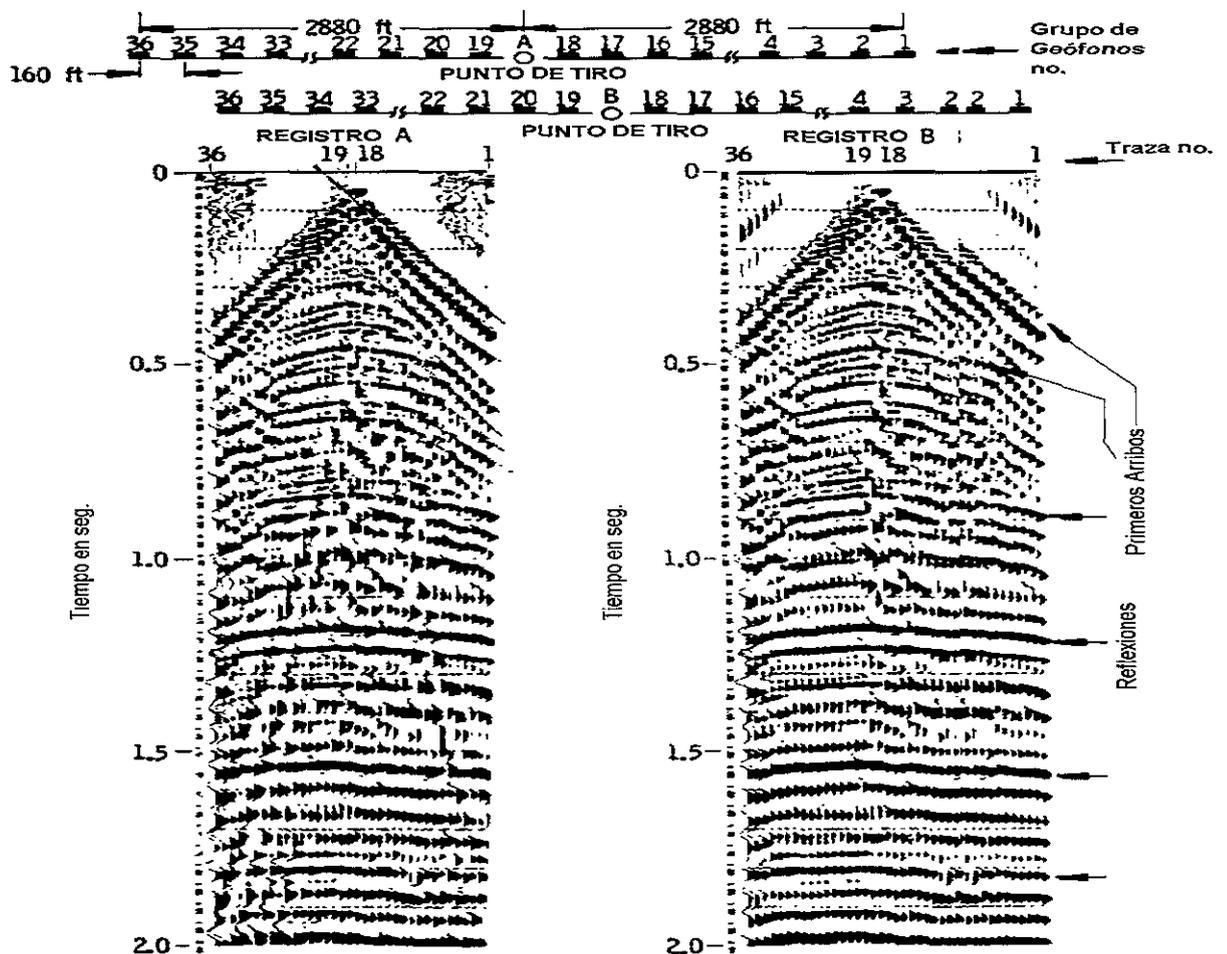


Figura 2.2. Sismogramas o registros sísmicos de 36 trazas en un arreglo bilateral en dos puntos de tiro.

Por cada tiro que se realiza, se avanza cierta distancia, de tal manera que una porción de la reflexión se repite en el siguiente registro, dando así una secuencia de puntos de reflexión que pueden agruparse y sumarse (puntos de reflejo o profundidad común, CDP's) para reforzar las reflexiones que finalmente se presentan como una sección sísmica apilada (figura 2.3).

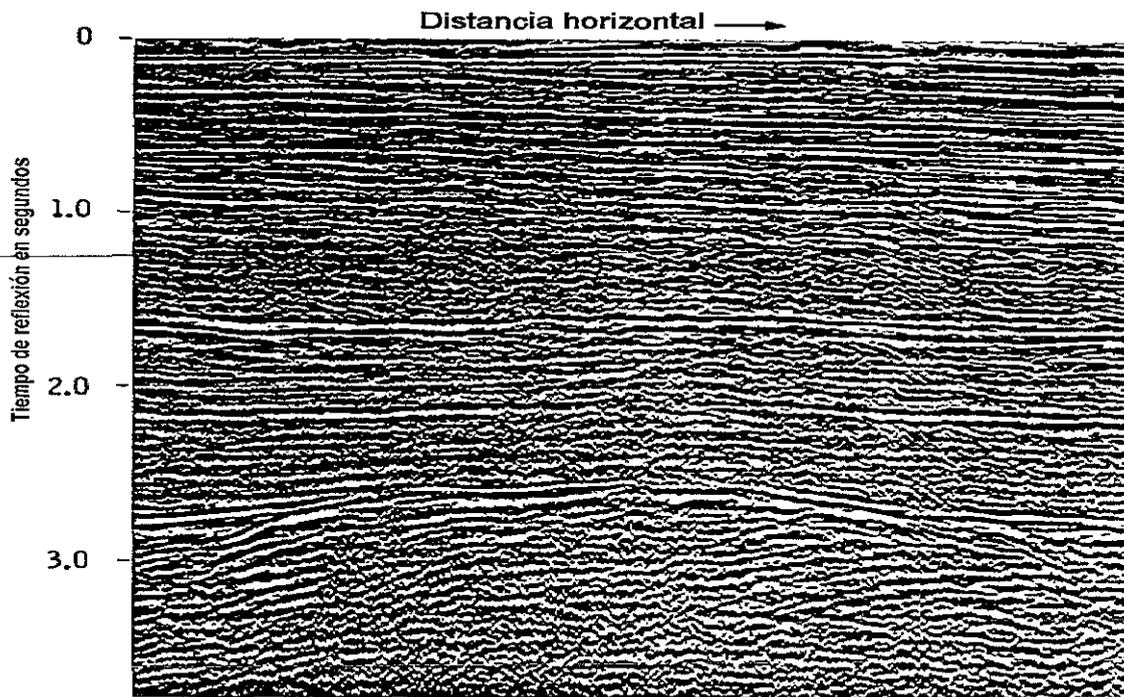


Figura 2.3. Sección sísmica apilada.

2.2 MODELOS SÍSMICOS

Para entender y explicar un ambiente natural, se proponen modelos que deben satisfacer cuatro condiciones: Representación, medida, estimación y validación (Silvia y Robinson, 1979).

Representación: Puede ser un modelo estático o dinámico, lineal o no lineal, determinístico o aleatorio, continuo o discontinuo, fijo o variable, agrupado o distribuido y en el dominio del tiempo o de la frecuencia.

Medida: Es el registro de cantidades físicas que pueden medirse como respuesta de un fenómeno natural y que están en función de ciertos parámetros que las relacionan.

Estimación: Se refiere a la determinación de cantidades físicas que no pueden medirse, a partir de aquellas que se miden.

Validación: Es la confianza en el modelo, de modo que cuando sus resultados son favorables, el modelo es aceptable. Su sensibilidad depende de los cambios o perturbaciones en los parámetros y en la respuesta a cierto rango de variación de los mismos.

2.2.1 MODELO CONVOLUCIONAL

Una onda sísmica al encontrar un límite entre dos capas adyacentes, experimenta un cambio de impedancia acústica, por lo que cierta fracción de esta onda incidente se refleja hacia arriba y otra se transmite hacia abajo. Como resultado de diferentes incidencias entre capas, las series de tiempo recibidas se consideran como la suma de ondículas de diferente amplitud y retrasos de tiempo. La amplitud depende de las propiedades de las capas reflectoras; los tiempos de retraso, de las profundidades y velocidades de propagación de las capas.

Si la ondícula fuente se representa por $w(t)$ y la serie de tiempo por $y(t)$, entonces:

$$y(t) = \sum_{n=0}^{\infty} r_n w_n(t - \tau_n) + n(t) \quad (2.1)$$

Donde r_n es un factor de escala de amplitud (mejor conocido como una serie reflectora o de coeficientes de reflexión), τ_n es el tiempo de retraso y $n(t)$ es el ruido. La ondícula $w(t)$ tiene una banda de frecuencia amplia, pero se desconoce su forma real. El factor de escala y el tiempo de retraso son constantes, pero desconocidos. Para analizar el modelo adecuadamente, es preciso considerar al ruido desde un punto de vista estadístico, por lo que:

- 1) El proceso sísmico supone que la propagación de ondas elásticas es a través de un medio homogéneo e isotrópico. Además, que la forma de onda no cambia cuando se transmite por el medio.
- 2) La ecuación 2.1 se convierte a digital, considerando que $t = k\Delta t$, sí $k = 0, 1, 2, \dots$
- 3) El tiempo de retraso se representa como un entero múltiplo de Δt , $\tau_n = n\Delta t$, sí $n = 0, 1, 2, \dots$

Por tanto la ecuación 2.1 se transforma en:

$$y_k = \sum_{n=0}^{\infty} r_n w_{k-n} + n_k \quad (2.2)$$

Donde y_k es la convolución de la ondícula fuente w_k con la respuesta al impulso de la Tierra r_k , mas la secuencia de ruido n_k . Este modelo convolucional es característico de sistemas lineales que no varían en el tiempo. La secuencia r_k , representa los coeficientes de reflexión de las capas del subsuelo y su búsqueda es uno de los propósitos de la deconvolución. La figura 2.4 representa de manera esquemática el modelo de convolución.

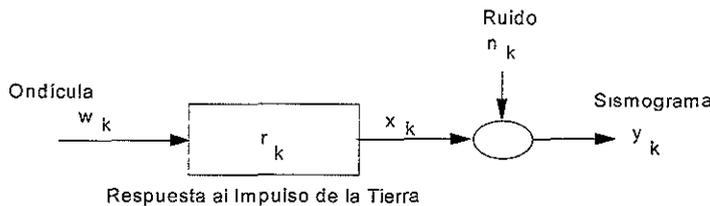


Figura 2.4. Modelo de convolución como un sistema lineal.

2.2.2 MODELO SÍSMICO DE ROBINSON

Propuesto por Robinson en 1954 (Silvia y Robinson, 1979), consiste de un sistema inhomogéneo limitado por dos semi - espacios homogéneos infinitos: Aire y rocas del basamento. El sistema se hace discreto para facilitar su análisis, considerando a la Tierra como un sistema de parámetros agrupados, donde el modelo esta formado por N capas cuya velocidad y profundidad son diferentes en cada una de ellas. La condición para que esto se cumpla es que el tiempo de propagación de la señal en cada capa sea menor a la duración de la señal, es decir, que el espesor de cada capa sea muy pequeño (figura 2.5).

El modelo de Robinson incluye el efecto de reverberación superficial en el camino descendente y ascendente del impulso unitario después de que la señal es recibida en superficie. La figura 2.6, muestra con rayos oblicuos de incidencia el efecto de reverberación para una mejor comprensión, sin embargo el análisis del modelo es para el movimiento de ondas de incidencia normal.

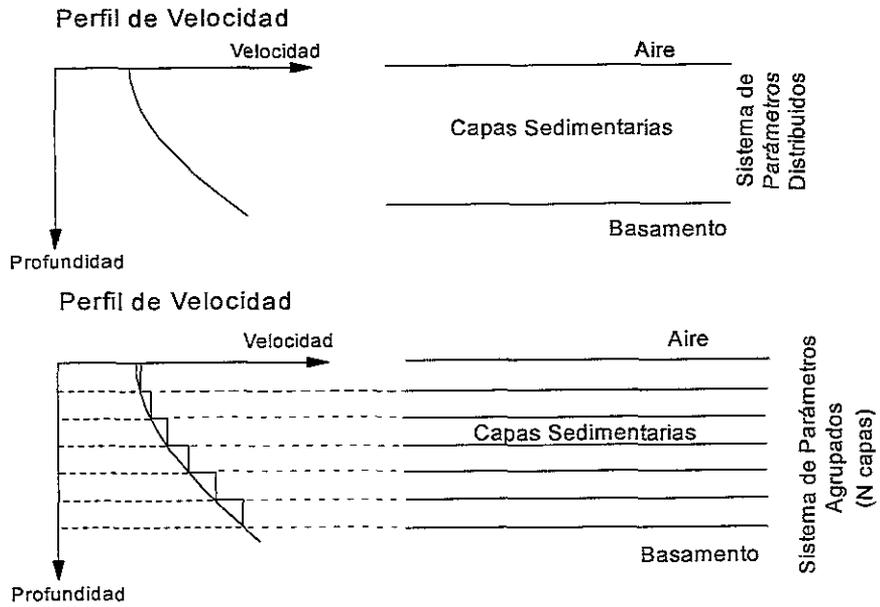


Figura 2.5. Condiciones que debe cumplir el modelo sísmico de Robinson.

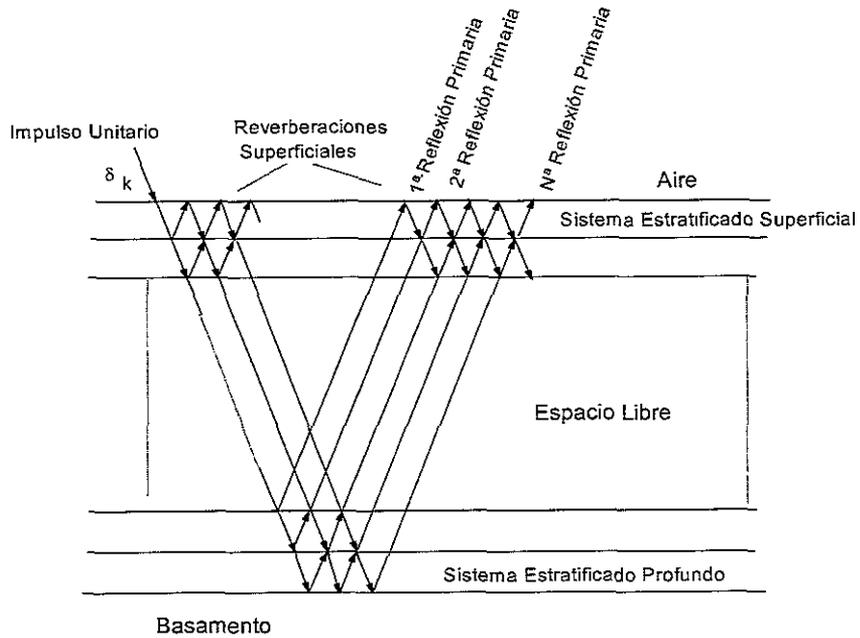


Figura 2.6. Efecto de reverberación en superficie.

Las características del modelo de Robinson son:

- 1) Es un modelo convolucional representado por un sismograma $x_k = r_k * w_k$, donde $w_k = b_k * b_k * s_k$ es la ondícula completa que incluye dos veces la respuesta al

impulso de la capa superficial (reverberación) b_k y la ondícula fuente s_k . La serie de coeficientes de reflexión se representa por r_k .

2) La ondícula compuesta w_k es de retraso mínimo siempre que también s_k sea de retraso mínimo. Esta condición es imprescindible para que el operador a_k , establezca la ecuación: $x_k + a_1x_{k-1} + \dots + a_Nx_{k-N} = r_k$ y permita por deconvolución obtener r_k , a partir del sismograma x_k .

3) Los coeficientes de reflexión r_k , no se correlacionan en un intervalo de tiempo finito $[k, k + L]$ del sismograma x_k ; por tanto se consideran como una secuencia aleatoria. Esta condición del modelo, da lugar a que se le denomine Modelo Sísmico Estadístico de Robinson.

La deconvolución del inverso de la ondícula w_k con el sismograma x_k , permite obtener los coeficientes de reflexión $r_k = w_k^{-1} * x_k$, siempre que s_k sea de retraso mínimo, ya que si $w_k^{-1} = a_k * a_k * s_k^{-1}$, entonces $(a_k * a_k * s_k^{-1}) * w_k = \delta_k$. El operador $a_k * a_k * s_k^{-1}$ elimina las reverberaciones superficiales y el efecto de la ondícula fuente del sismograma (figura 2.7).

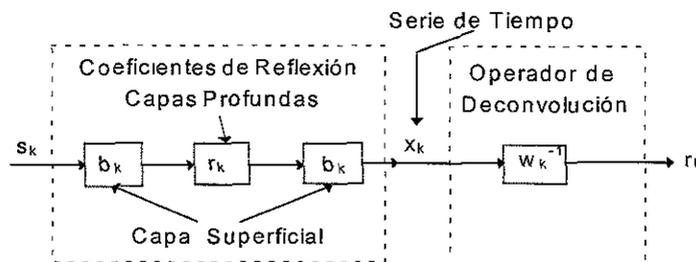


Figura 2.7. Eliminación de la reverberación superficial por deconvolución, como un sistema lineal.

2.2.3 ONDÍCULA, SERIE REFLECTORA Y RUIDO

La forma más sencilla de representar una traza sísmica, es mediante la convolución de una ondícula sísmica y una serie de coeficientes de reflexión, más ruido aleatorio y coherente. En el dominio del tiempo se representa por la relación: $y(t) = w(t) * r(t) + n(t)$ (figura 2.8a), mientras que en el dominio de la frecuencia por: $|Y(f)| = |w(f)| \times |R(f)|$ (figura 2.8b); donde el

valor absoluto del espectro de amplitud de la señal es el producto de los valores absolutos de los espectros de amplitud de la ondícula y de los coeficientes de reflexión.

El espectro de fase de la señal es la suma de los espectros de fase de la ondícula y de los coeficientes de reflexión: $\theta_y(f) = \theta_w(f) + \theta_r(f)$ (figura 2.8c), donde $\theta_y(f)$ es el espectro de fase de la traza sísmica, $\theta_w(f)$ el espectro de fase de la ondícula y $\theta_r(f)$ el espectro de fase de los coeficientes de reflexión.

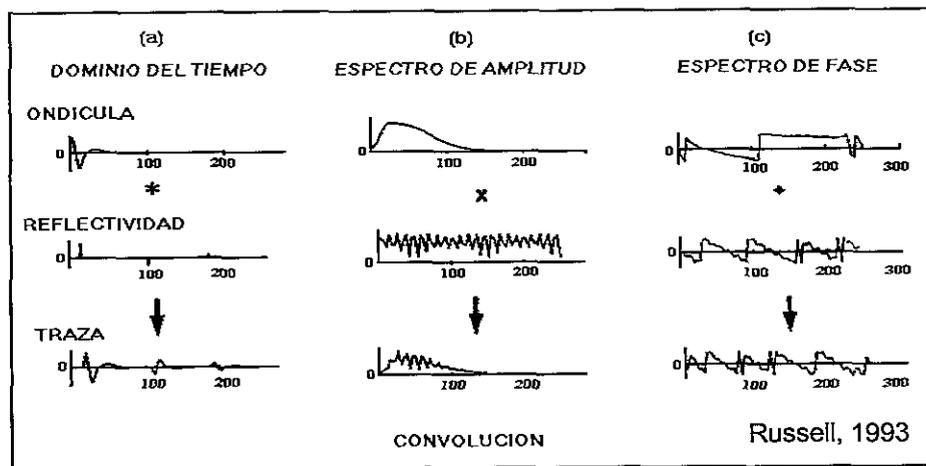


Figura 2.8. Traza sísmica como un proceso de convolución en el dominio del tiempo, un producto en el dominio de la frecuencia y como la suma de fases en el espectro de fase.

La pérdida de resolución en la traza sísmica, se debe a que el espectro de frecuencia de la ondícula es de banda limitada (figura 2.8b) y por tanto reduce el espectro de frecuencia de banda amplia de la serie reflectora cuando tiene lugar el proceso de convolución. Desde el punto de vista geológico, significa que la señal sísmica no permite la identificación de horizontes delgados menores a un cuarto de la longitud de onda de la señal, donde la longitud de onda es la razón entre la velocidad de transmisión y la frecuencia de la señal que viaja a través del medio.

En la figura 2.9a se muestran cuatro ondículas que difieren en fase y banda de frecuencia. Las ondículas 1 y 3 son de fase cero con espectros de frecuencia en la banda de 5/10 - 80/100 Hz y 5/10 - 30/40 Hz respectivamente, mientras que las ondículas 2 y 4 son de fase mínima en las mismas bandas de frecuencia de las ondículas 1 y 3 respectivamente. En la figura 2.9b se aprecian las trazas sísmicas de la convolución de cada ondícula de la figura

2.9a con la serie de coeficientes de reflexión R, en ellas se observa que la resolución y posición de las ondículas respecto a los coeficientes de reflexión son mejores en la traza 1 que en el resto de las trazas. Esto se debe a que la ondícula 1 es de alta frecuencia y de fase cero, lo que asegura que su posición máxima coincida con el coeficiente de reflexión.

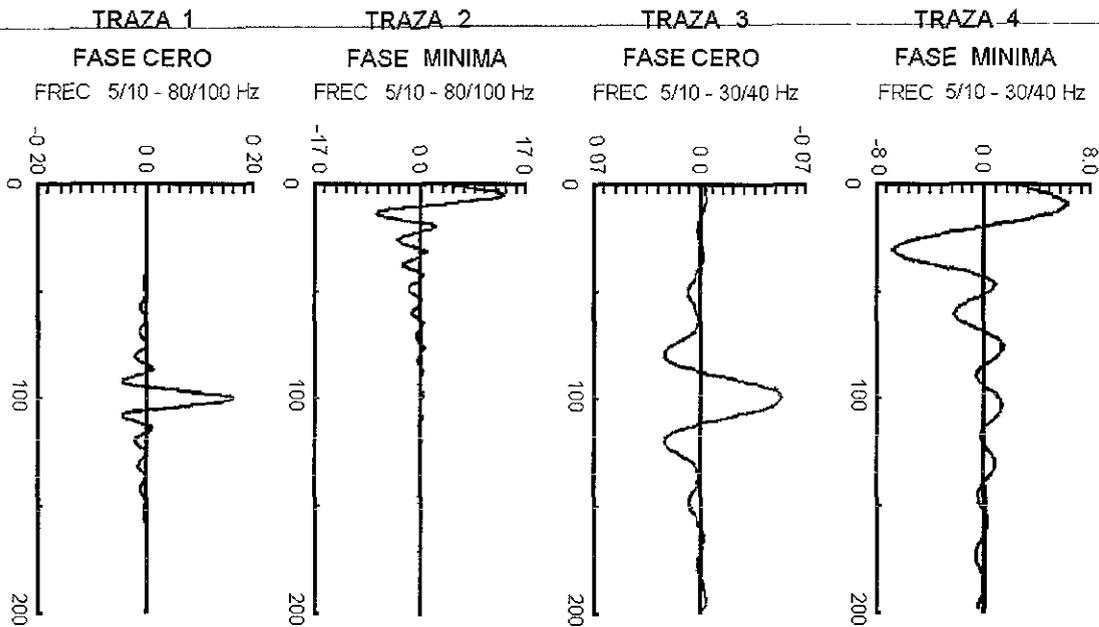


Figura 2.9a. Cuatro ondículas con diferente fase y en dos bandas de frecuencia distintas, para mostrar la resolución que se puede obtener al convolucionar cada una de ellas con una misma serie de coeficientes de reflexión.

Es difícil estimar la ondícula de entrada cuando se desconoce la reflectividad de la Tierra y la información sísmica de salida contiene ruido. Por ello, se requiere un procesamiento previo que elimine otras señales que se mezclan con la ondícula de entrada. Para estimar las características de la ondícula se pueden usar dos métodos: El determinístico y el estadístico. El determinístico define la ondícula colocando un receptor de manera tal, que reciba la señal directamente de la fuente, sin embargo, éste método no toma en cuenta el efecto del apilamiento y migración de los datos sísmicos.

La estimación estadística se hace a partir de datos sísmicos únicamente o también incluyendo registros de pozo, que ayudan a la estimación de la serie reflectora de las trazas sísmicas cercanas al pozo y en consecuencia a la estimación de la ondícula. El método estadístico supera al determinístico al estimar la ondícula de datos sísmicos que conservan

la forma final de la ondícula con los efectos de apilamiento y migración que no aparecen cuando se estima la ondícula de manera determinística.

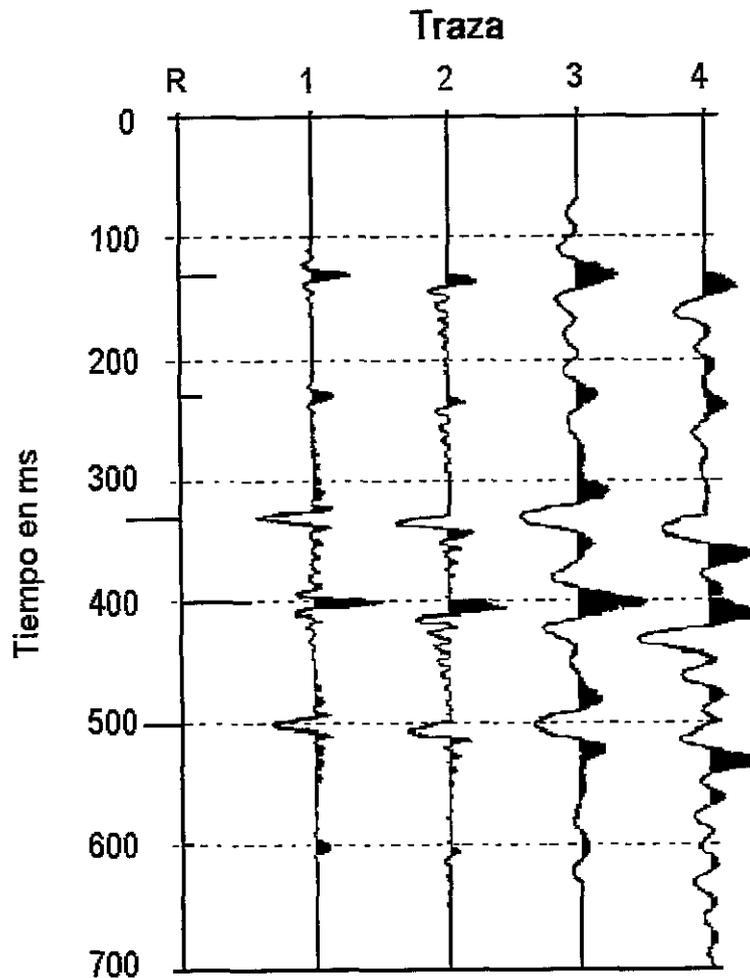


Figura 2.9b. Trazas sísmicas a partir de diferentes ondículas. Se observa la pérdida de resolución y posición de los reflectores, a medida que disminuye la banda de frecuencia y la fase es distinta de cero.

En realidad, la ondícula de entrada varía con el tiempo y su forma es compleja sin embargo se han propuesto algunos tipos de ondícula para la obtención de trazas sísmicas artificiales que permiten comparar los registros geofísicos de pozo con las secciones sísmicas.

Las ondículas de entrada más comunes son:

- 1) Ondícula de Ricker (20 y 40 Hz) de fase cero (simétrica), relacionada a levantamientos en tierra con "vibroscis".

- 2) Ondícula de Ricker de fase distinta a cero (asimétrica), considerada en levantamientos marinos con "airgun"
- 3) Ondícula de Ormsby que consiste de una ondícula de Ricker filtrada (15 - 69 Hz) con pendiente de 5 -15 y 60 - 80 Hz de fase cero. Excelente para Estratigrafía sísmica ya que aumenta la resolución por su mayor contenido de frecuencias.
- ~~4) Ondícula de Fase Mínima asociada a levantamientos terrestres con dinamita.~~
- 5) Ondícula de Ormsby de fase mínima, se puede relacionar a levantamientos en tierra con dinamita y mayor contenido de frecuencias.

La reflectividad r_k es la serie de coeficientes de reflexión que hay en las interfaces de las capas y depende de los valores de impedancia acústica en cada una de ellas. La impedancia acústica se define como el producto de la velocidad de propagación de una onda sísmica y la densidad del medio donde se transmite.

Matemáticamente la reflectividad r_k se representa como:

$$r_k = \frac{\rho_{k+1}V_{k+1} - \rho_k V_k}{\rho_{k+1}V_{k+1} + \rho_k V_k} = \frac{z_{k+1} - z_k}{z_{k+1} + z_k} \quad (2.3)$$

Donde ρ_k es la densidad, V_k la velocidad de la capa y z_k la impedancia acústica de la capa k . En ausencia del dato ρ , se puede calcular mediante la relación propuesta por Gardner a partir del registro sísmico: $\rho = 0.25 V^{0.25}$, donde V es el inverso de Δt (Gardner et al, 1974) o bien considerar un valor de densidad constante promedio de la zona, dada la similitud que tienen ambos registros, excepto en evaporitas. La reflectividad r_k se considera también como una secuencia aleatoria que tiene una autocorrelación en forma de "pico" o "spike" (figura 2.10), de retraso cero y se representa por la ecuación 2.4.

$$\varphi_k = \sum_{n=-\infty}^{\infty} r_{n+k} r_n = (1, 0, \dots, 0) \quad (2.4)$$

Sin embargo, la reflectividad no es de longitud infinita y en consecuencia no es aleatoria, por lo tanto, se puede representar como una secuencia Bernoulli - Gaussiana con un término

que controla la separación de "picos". La componente de Bernoulli da la separación de los "picos" y la componente Gaussiana la característica aleatoria de sus amplitudes.

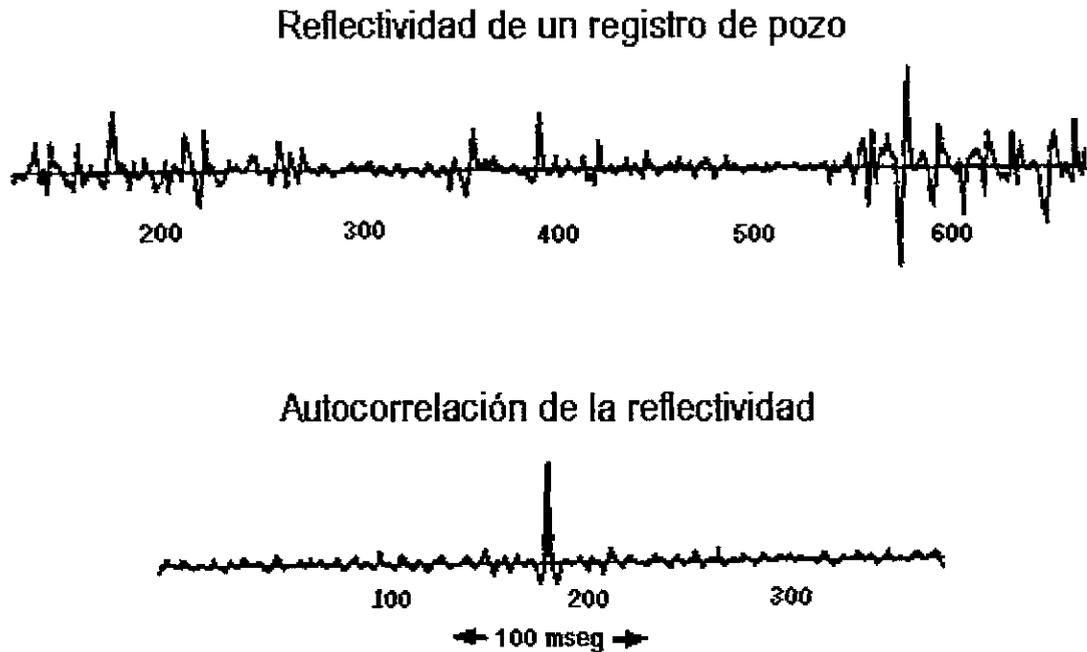


Figura 2.10. Serie de reflectividad como una secuencia aleatoria finita con una función de autocorrelación que se aproxima a un "spike"

El ruido puede ser aleatorio o coherente y se debe a la presencia de múltiples, a la respuesta del instrumento, al arreglo fuente - receptor, a efectos superficiales, a la atenuación y a la dispersión. El ruido aleatorio puede eliminarse mediante el apilado de trazas, pero el ruido coherente solo de manera parcial. Por esta razón, el ruido coherente se trata de eliminar mediante la deconvolución predictiva, el filtrado F-K y el apilado inclinado ("slant stack").

2.3 PROPAGACION DE ONDAS SISMICAS.

Para dos medios homogéneos e isotrópicos con diferentes parámetros elásticos, parte de la energía que incide en la interface que los separa se refleja y continúa viajando por el mismo medio, mientras que el resto es refractada o transmitida en el segundo (figura 2.11). La dirección de las ondas reflejadas y refractadas está gobernada por la Ley de Snell, y por el Principio de Fermat (1650) que expresa: "el tiempo que una onda necesita para viajar de un

punto a otro a lo largo de una trayectoria es el más corto"; se considera que las ondas viajan en línea recta.

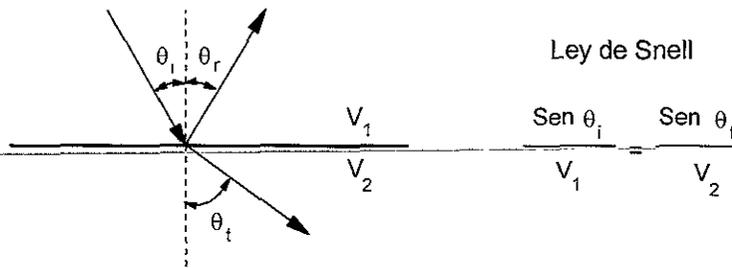


Figura 2.11. La incidencia de una onda en la interface de dos medios de diferente velocidad da una onda reflejada y una onda transmitida que cumple la Ley de Snell.

En un modelo de dos capas horizontales separadas por un plano (figura 2.12), donde el eje z es vertical y positivo hacia abajo, y el plano separador esta en $z = 0$, una Onda Plana Compresional o Primaria que viaja por la capa uno, incide normalmente en el plano de separación y parte de la onda se refleja hacia arriba por la misma capa, en tanto que el resto de la onda se transmite o refracta por la capa dos hacia abajo.

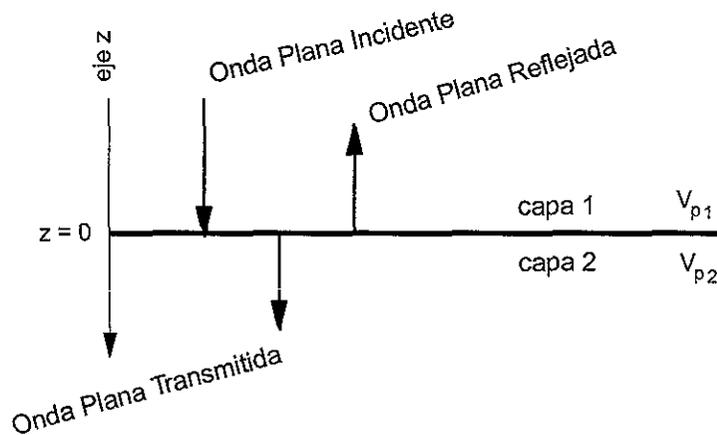


Figura 2.12. Incidencia de una onda plana compresional sobre un plano de separación entre dos medios de diferente velocidad.

La Onda Plana Compresional que se propaga en la dirección del eje z, se puede definir por la Ecuación de Onda en términos de la Presión ($P = -\sigma_{zz}$, donde σ_{zz} es el Esfuerzo Normal) y la componente vertical del Desplazamiento de la Partícula (w), tal que si la Deformación

Normal es $\epsilon_{zz} = \partial w / \partial z$, y sustituyendo los valores de P y ϵ_{zz} en la Ley de Hooke ($\sigma_{zz} = E \epsilon_{zz}$ donde E es el Modulo de Young), se obtiene la expresión:

$$P = -E \frac{\partial w}{\partial z} \quad (2.5)$$

La cual puede diferenciarse respecto al tiempo y obtener una relación en función de la Velocidad de la Partícula ($\dot{w} = \partial w / \partial t$)

$$\frac{\partial P}{\partial t} = -E \frac{\partial w}{\partial t \partial z} = -E \frac{\partial \dot{w}}{\partial z} \quad (2.6)$$

Ahora bien, la Segunda Ley de Newton en términos de Presión, Densidad y Aceleración de la Partícula se representa por:

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho \frac{\partial \dot{w}}{\partial t} \quad (2.7)$$

Donde $\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} = -\frac{\partial P}{\partial z}$ es la Fuerza por unidad de Volumen, $\frac{\partial \dot{w}}{\partial t}$ la Aceleración de la Partícula y ρ la Densidad del medio.

Diferenciando las ecuaciones 2.6 y 2.7 respecto a z y t respectivamente e igualando ambas, se obtiene la Ecuación de Onda en función de la Velocidad de la Partícula:

$$\frac{\partial^2 P}{\partial t \partial z} = -E \frac{\partial^2 \dot{w}}{\partial z^2}, \quad \frac{\partial^2 P}{\partial t \partial z} = -\rho \frac{\partial^2 \dot{w}}{\partial t^2}$$

$$\frac{\partial^2 \dot{w}}{\partial z^2} = \frac{\rho}{E} \frac{\partial^2 \dot{w}}{\partial t^2} \quad (2.8)$$

De manera similar se puede obtener la Ecuación de Onda en términos de la Presión:

$$\frac{\partial^2 P}{\partial z^2} = \frac{\rho}{E} \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} \quad (2.9)$$

Donde la constante ρ / E en las ecuaciones 2.8 y 2.9 es el cuadrado de la Velocidad de la Onda Compresional o Primaria (V_p^2). La solución general de cada ecuación es:

$$\dot{w} = \dot{w}_1 \left(t - \frac{z}{v_p} \right) + \dot{w}_2 \left(t + \frac{z}{v_p} \right)$$

$$P = P_1 \left(t - \frac{z}{v_p} \right) + P_2 \left(t + \frac{z}{v_p} \right)$$

Donde \dot{w}_1 y P_1 son ondas que se desplazan hacia abajo y \dot{w}_2 y P_2 hacia arriba.

Reemplazando los valores de \dot{w} y P en las ecuaciones 2.6 y 2.7 y resolviendo ambas se tiene que:

$$2 P_1' = \dot{w}_1' \left(\frac{E}{V_p} + \rho V_p \right) \quad (2.10)$$

$$2 P_2' = \dot{w}_2' \left(\frac{E}{V_p} + \rho V_p \right) \quad (2.11)$$

Donde la Impedancia (Z) se define como: $Z = \frac{E}{V_p} = \rho V_p = \sqrt{\rho E}$.

Integrando las ecuaciones 2.10 y 2.11, se obtienen las relaciones de la Onda Descendente ($P_1 = Z \dot{w}_1$) y la Onda Ascendente ($P_2 = -Z \dot{w}_2$), donde la Presión es proporcional a la Velocidad Longitudinal de la Onda y la Impedancia (Z) es la constante de proporcionalidad. La Onda Ascendente se desfasa 180° respecto a la Onda Descendente.

Para el modelo de la figura 2.12, los Módulos de Young para las capas 1 y 2, son E_1 y E_2 ,

mientras que las Impedancias: $Z_1 = \frac{E_1}{V_{p1}}$ y $Z_2 = \frac{E_2}{V_{p2}}$, respectivamente

De modo que la Velocidad Total de la Partícula en un punto de la capa 1 será la suma de las Ondas Incidente y Reflejada:

$$\dot{w}_i \left(t - \frac{z}{V_{p1}} \right) + \dot{w}_r \left(t + \frac{z}{V_{p1}} \right) \quad (2.12)$$

mientras que la Velocidad de la Partícula en la capa 2 de la Onda Transmitida será:

$$\dot{w}_t \left(t - \frac{z}{V_{p2}} \right) \quad (2.13)$$

De acuerdo a la Ley de Hooke, el Esfuerzo de la Onda Incidente se puede representar por:

$$P_1 = -Z_1 w_i' \left(t - \frac{z}{V_{p1}} \right)$$

Por tanto, el Esfuerzo Total en un punto de la capa 1 será

$$P_1 = -Z_1 w_i' \left(t - \frac{z}{V_{p1}} \right) + Z_1 w_r' \left(t + \frac{z}{V_{p1}} \right) \quad (2.14)$$

y en la capa 2

$$P_2 = -Z_2 w_t' \left(t - \frac{z}{V_{p2}} \right) \quad (2.15)$$

Si las componentes Normal y Tangencial de la Velocidad de la Partícula y de los Esfuerzos, son continuas a través de la superficie que separa dos medios, las componentes de la Velocidad de Partícula y Esfuerzos a cada lado de la superficie son iguales. Por lo tanto, en la superficie $z = 0$, la Velocidad de la Partícula es continua y las ecuaciones 2.12 y 2.13 pueden igualarse y obtener la Ecuación de Continuidad de la Velocidad de la Partícula:

$$\dot{w}_i(t) + \dot{w}_r(t) = \dot{w}_t(t) \quad (2.16)$$

Y de las ecuaciones 2.14 y 2.15, obtener la Ecuación de Continuidad del Esfuerzo:

$$-Z_1 w_i'(t) + Z_1 w_r'(t) = -Z_2 w_t'(t)$$

Si $\dot{w} = w'$, la Ecuación de Continuidad del Esfuerzo se pueden escribir también como:

$$Z_1 (\dot{w}_i - \dot{w}_r) = Z_2 \dot{w}_t \quad (2.17)$$

por lo que relacionando las Ecuaciones de Continuidad de la Velocidad de la Partícula (2.16) y del Esfuerzo (2.17), se obtiene:

$$\dot{w}_r = \frac{Z_1 - Z_2}{Z_1 + Z_2} \dot{w}_i \text{ y } \dot{w}_t = \frac{2Z_1}{Z_1 + Z_2} \dot{w}_i$$

de donde los Coeficientes de Reflexión y Transmisión de la Velocidad de la Partícula son:

$$r = \frac{\dot{w}_r}{\dot{w}_i} = \frac{Z_1 - Z_2}{Z_1 + Z_2} \quad (2.18)$$

$$t = \frac{\dot{w}_t}{\dot{w}_i} = \frac{2Z_1}{Z_1 + Z_2} \quad (2.19)$$

Si ahora se utiliza solo la Ecuación de Continuidad del Esfuerzo, los Coeficientes de Reflexión (\hat{r}) y Transmisión (\hat{t}) se definen como:

$$\hat{r} = \frac{\text{Esfuerzo reflejado}}{\text{Esfuerzo incidente}} = \frac{Z_1 w'_r}{-Z_1 w'_i} = -\frac{w'_r}{w'_i} \quad \hat{t} = \frac{\text{Esfuerzo transmitido}}{\text{Esfuerzo incidente}} = \frac{-Z_2 w'_t}{-Z_1 w'_i} = \frac{Z_2 w'_t}{Z_1 w'_i}$$

Pero sí $\dot{w} = w'$ entonces:

$$\hat{r} = -\frac{\dot{w}_r}{\dot{w}_i} = -r \quad \text{y} \quad \hat{t} = \frac{Z_2 \dot{w}_t}{Z_1 \dot{w}_i} = \frac{Z_2}{Z_1} t$$

Por lo tanto, el Coeficiente de Reflexión del Esfuerzo es el negativo del Coeficiente de Reflexión de la Velocidad de la Partícula y el Coeficiente de Transmisión del Esfuerzo es Z_2/Z_1 veces el Coeficiente de Transmisión de la Velocidad de la Partícula, así que:

$$\hat{r} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad \hat{t} = \frac{2Z_2}{Z_1 + Z_2}$$

En levantamientos sísmicos terrestres, los detectores o geófonos miden la Velocidad de la Partícula (\dot{w}) y en levantamientos marinos, los hidrófonos miden la Presión (P). Por ello es importante tener en cuenta la relación entre los Coeficientes de Reflexión y Transmisión del Esfuerzo y la Velocidad de la Partícula.

Ya que la Energía es proporcional al producto del Esfuerzo por la Velocidad de la Partícula, el Coeficiente de Reflexión de la Energía (R) y el Coeficiente de Transmisión de la Energía (T) se representan por:

$$R = \hat{r}r = \frac{(Z_2 - Z_1)^2}{(Z_2 + Z_1)^2} \quad (2.20)$$

$$T = \hat{t}t = \frac{4Z_1Z_2}{(Z_1 + Z_2)^2} \quad (2.21)$$

Donde la cantidad $\delta = Z_2/Z_1$ se conoce como el Contraste de Impedancia, por lo tanto R y T se pueden representar por:

$$R = \frac{(\delta - 1)^2}{(\delta + 1)^2} \quad \text{y} \quad T = \frac{4\delta}{(\delta + 1)^2}$$

Si el Contraste de Impedancia se define ahora como $\delta = Z_1/Z_2$ las relaciones de R y T no cambian, por lo tanto los Coeficientes de Reflexión y Transmisión de la Energía no dependen del medio que contiene la Onda Incidente, así que por la Ley de la Conservación de la Energía: $R + T = 1$.

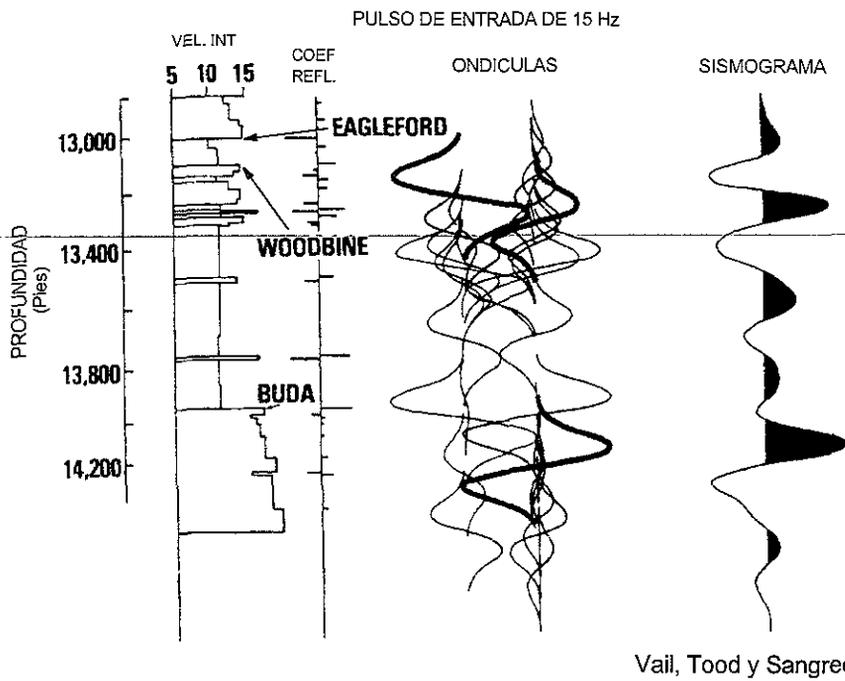
2.4 DECONVOLUCION

Una traza sísmica es la suma de ondículas con diferente amplitud y tiempo de llegada, debido a la incidencia del pulso de entrada en diferentes capas (figura 2.13). La amplitud depende de las propiedades de las capas reflectoras; y los tiempos de arribo están en función de la profundidad de las capas y la velocidad de propagación de la ondícula en las mismas (Silvia et al, 1979).

En el dominio del tiempo, la traza sísmica es la convolución de una ondícula fuente con una serie reflectora (figura 2.14) mas ruido. Matemáticamente se representa por:

$$s(t) = w(t) * r(t) + n(t) \quad (2.22)$$

Donde $s(t)$ es la traza sísmica, $r(t)$ la serie reflectora, $w(t)$ la ondícula fuente y $n(t)$ el ruido.



Vail, Tood y Sangree, 1977

Figura 2.13. Traza sísmica como resultado de la suma de ondículas con amplitud y tiempo de arribo en cada uno de los coeficientes de reflexión, referidos a las velocidades de intervalo de las formaciones.

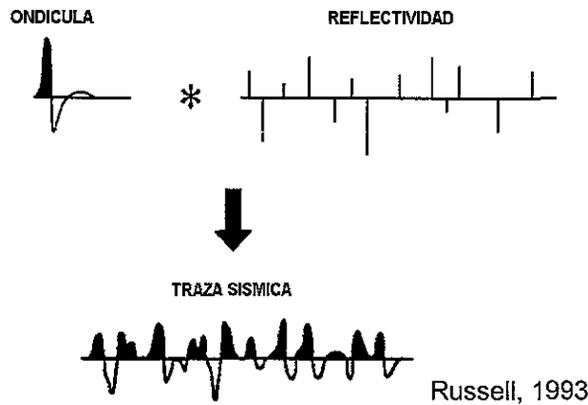


Figura 2.14. Convolución de una ondícula con la reflectividad para obtener una traza sísmica.

En el dominio de la frecuencia la operación de convolución se convierte en una multiplicación de los espectros de amplitud y la suma de los espectros de fase. La frecuencia de los datos sísmicos tiene una banda limitada, debido a la banda de frecuencias en que se ubican los

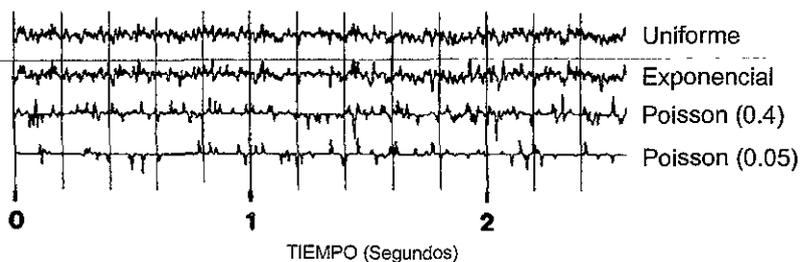
valores de la ondícula. Por esta razón, aún cuando la serie de coeficientes de reflexión tenga una banda de frecuencia más amplia, la inversión de la traza sísmica solo producirá valores de impedancia con un espectro de frecuencias acotado, donde hay ausencia de altas y bajas frecuencias.

Generalmente la serie reflectora tiene un intervalo de frecuencia de 0 a 250 Hz, mientras que la traza sísmica solo alcanza un espectro de 15 a 50 Hz debido al reducido espectro de frecuencia de la ondícula y a la técnica de adquisición de datos. En levantamientos terrestres, los geófonos que se emplean están diseñados para evitar el "ground - roll" y por tanto solo pueden recuperar como mínimo, componentes de 12 - 15 Hz y en ocasiones de 8 - 10 Hz, pero difícilmente permitirán frecuencias por debajo de los 5 Hz. Las bajas frecuencias pueden recuperarse de registros sónicos o de análisis de velocidad, en tanto que las altas frecuencias, con métodos de deconvolución que permiten predecir los valores de alta frecuencia a partir de la banda de frecuencia sísmica conocida (Oldenburg et al, 1983).

El objetivo de la Deconvolución es mejorar la resolución vertical de la señal sísmica, aproximándola a un "spike" o pico de fase cero, mediante la eliminación del efecto de reverberación de la señal fuente. Esto es difícil cuando, como sucede normalmente, se desconoce la forma y fase de la ondícula, por ello es más fácil considerar a la señal de entrada como de fase mínima (Rice, 1962; Robinson, 1957), sin embargo, cuando no hay una compensación adecuada de fase, el espectro de amplitud se "blanquea" en exceso provocando la pérdida de resolución e inestabilidad numérica (Lindseth, 1979).

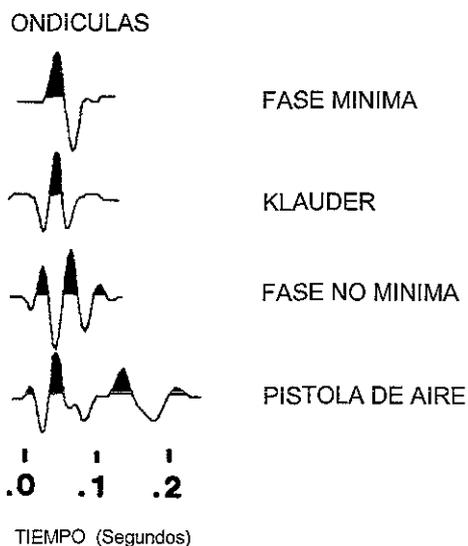
Se han propuesto muchos métodos de deconvolución que calculan un operador "spiking" con diferentes criterios de optimización. Jurkevics y Wiggins (1984) hacen un análisis de diferentes algoritmos de deconvolución, utilizando los mismos datos de entrada bajo diferentes circunstancias: Series reflectoras aleatorias (figura 2.15), varios tipos de ondícula (figura 2.16), datos de entrada con ruido incoherente, con atenuación de frecuencia, con distorsión de ganancia, con reducción de bits en la precisión de los datos y en segmentos cortos de información para la aplicación de los algoritmos de deconvolución. Los algoritmos que estos autores analizan son: Filtro de Wiener, criterio de la Norma ℓ_1 , método de Burg, filtro de Kalman y varios métodos que cambian con el tiempo. Todos ellos suponen que la señal de entrada es de fase mínima. Otros métodos que incluyen ondículas de fase mixta

son: Deconvolución de Mínima Entropía, Deconvolución Homomórfica, Deconvolución de Fase Cero y el método de Procesado de Ondícula de Taner.



Jurkevics y Wiggin, 1984

Figura 2.15. Diferentes tipos de secuencias reflectoras de tipo aleatorio, para probar distintos procesos de deconvolución



Jurkevics y Wiggin, 1984

Figura 2.16. Ondículas utilizadas para generar trazas sísmicas con las secuencias reflectoras de la figura 2.15

En la evaluación de los diferentes métodos de deconvolución, Jurkevics y Wiggins (1984) concluyeron que la Deconvolución Predictiva de Wiener de Mínimos Cuadrados es la más

confiable en términos de desempeño bajo diferentes condiciones de distribución de reflectores y distorsión de la señal, siempre que la ondícula de entrada sea de fase mínima.

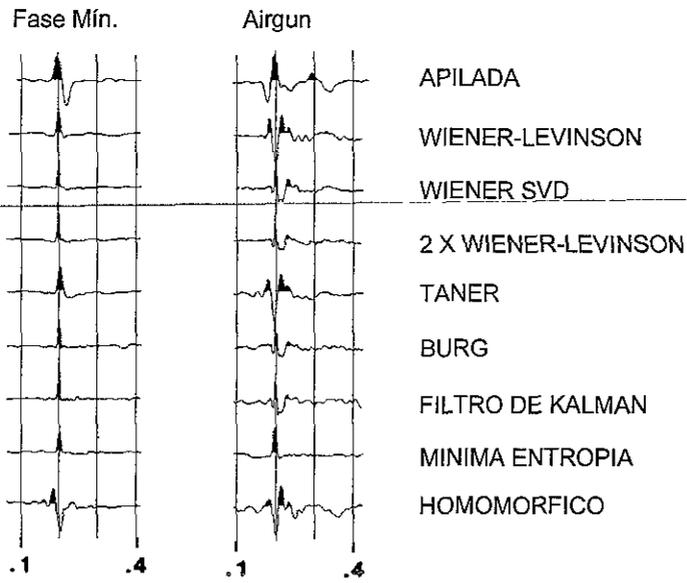
Para estabilizar la inversión en la Deconvolución Predictiva de Wiener, utilizan un parámetro de ruido "blanco" a fin de evitar problemas por la baja precisión de los datos de entrada y errores en el cálculo de la matriz de autocorrelación, aunque un valor excesivo de este parámetro disminuye la resolución y distorsiona los datos de salida.

En el criterio de la Norma ℓ_1 , observan que es muy lento y no muestra ventajas sobre la solución de mínimos cuadrados, mientras que el algoritmo de Burg trabaja mejor que el de Wiener - Levinson para pequeñas ventanas de entrada de datos, con un tiempo de cálculo similar. Respecto a la Doble Deconvolución Predictiva, señalan que da mayor resolución para un cierto nivel de ruido "blanco", que una sola Deconvolución y además utilizando un filtro más corto. Con el método SVD (Singular Value Decomposition) se resuelve el problema de filtrado por mínimos cuadrados, aumentando el número de ecuaciones de Wiener y reduciendo el número de incógnitas, aunque el resultado no mejora substancialmente.

Jurkevics y Wiggins (1984) refieren que todos estos métodos tienen la misma sensibilidad respecto a señales de fase mixta, a distintas distribuciones de coeficientes de reflexión y a distorsiones de la señal.

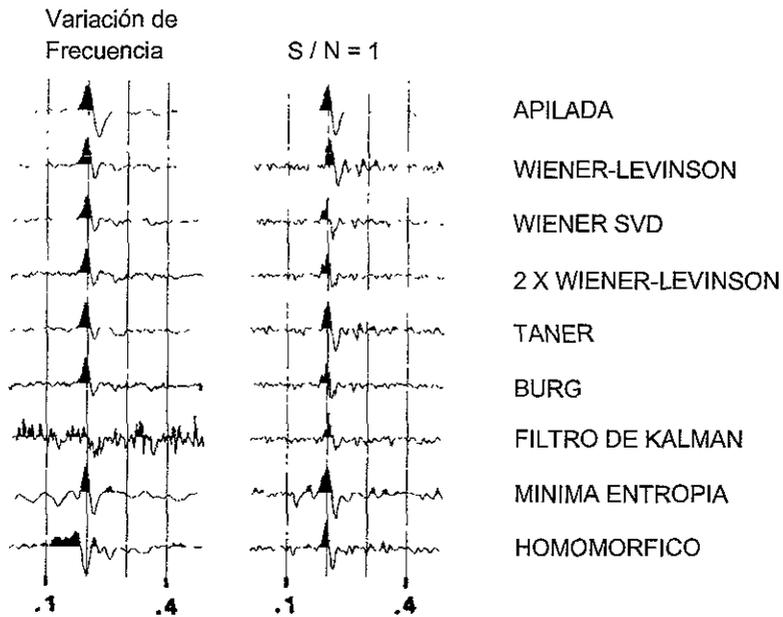
En el caso de algoritmos no estacionarios, tales como el LMS (Least Mean Square) Variable, el de Burg Variable respecto al tiempo y el filtro Identificador de Kalman, Jurkevics y Wiggins (1984) indican que estos algoritmos no son mejores que los métodos convencionales aun cuando los datos de entrada tienen contenidos de frecuencia que varían con el tiempo (figura 2.17).

Por lo que se refiere al Procesado de Ondícula de Taner, observan que es un poco mejor que los métodos estándar de filtrado predictivo para algunas señales de fase mixta cuando todos los parámetros se eligen adecuadamente. En el caso de la Deconvolución de Fase Cero la ondícula se comprime significativamente para cierto tipo de fuentes y puede esperarse que mejore cuando el espectro cambia gradualmente con la frecuencia, sin embargo los valores de corte de alta frecuencia deben seleccionarse cuidadosamente.



Jurvkevics y Wiggin, 1984

Figura 2.17. Se indica la respuesta de los diferentes tipos de deconvolución aplicados a dos tipos de ondícula: Fase mínima y Airgun.



Jurvkevics y Wiggin, 1984

Figura 2.18. Resultados de deconvolución para variaciones de frecuencia y una razón señal/ruido = 1.

La Deconvolución de Mínima Entropía trabaja muy bien para todas las ondículas de entrada, dando series reflectoras espaciadas (figura 2.18). La Deconvolución Homomórfica la implementaron como un estimador de ondícula independiente de su fase, sin embargo cuando se elimino la ondícula de los datos, la calidad fue inferior a la del filtrado de predicción de error.

2.5 TIPOS DE INVERSION SISMICA

La inversión sísmica trata de representar las características geométricas y físicas del subsuelo a partir de datos sísmicos adquiridos en superficie, es decir, lo opuesto al modelado sísmico.

Russell (1990) clasifica los métodos de inversión sísmica sobre la base del tipo de información utilizada, información apilada o sin apilar (figura 2.19)

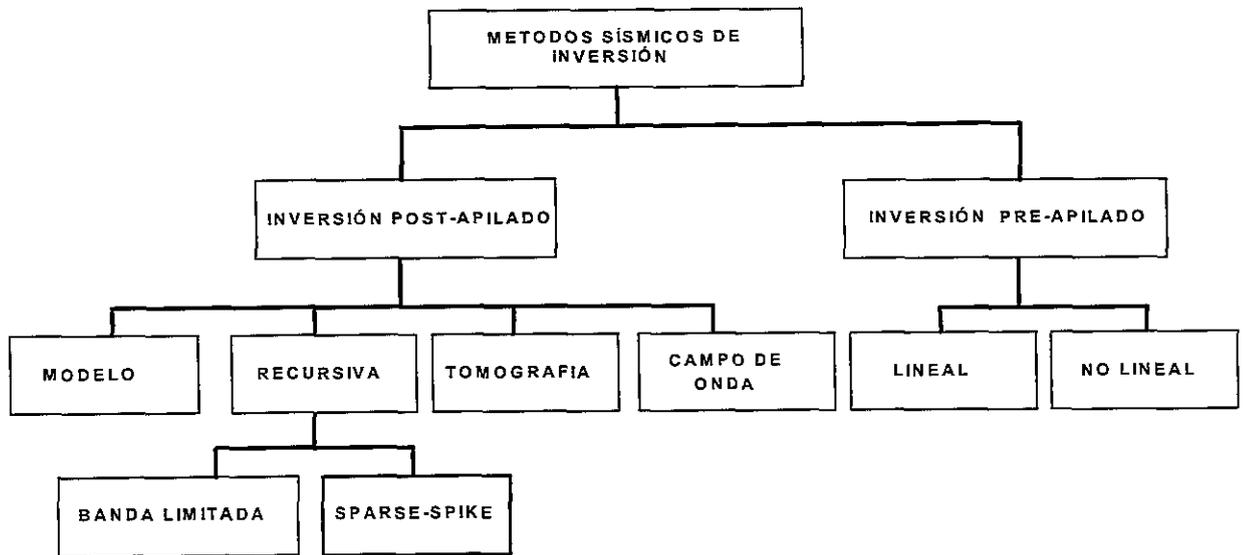


Figura 2.19. Clasificación de métodos de Inversión Sísmica para datos antes y después de apilar.

Los datos para una inversión sísmica, requieren de un procesado que básicamente trata de eliminar el ruido o aumentar la razón señal / ruido, recuperar la amplitud de la señal y mejorar la resolución vertical y horizontal.

2.5.1 INVERSIÓN RECURSIVA.

Es la recuperación de la impedancia acústica a partir de una traza sísmica, conociendo la impedancia y el coeficiente de reflexión de la primera capa. La relación matemática es:

$$z_{i+1} = z_i \left[\frac{1+r_i}{1-r_i} \right] \quad \text{Discreta} \quad (2.23)$$

$$z(t) = z(0) \exp \left[2 \int_0^t r(t) dt \right] \quad \text{Continua y definida para } t > 0 \quad (2.24)$$

Su aplicación en datos reales presenta dos problemas:

- a) Pérdida de componentes de baja y alta frecuencia de la serie reflectora al convolucionar con la ondícula sísmica.
- b) Recuperación de coeficientes de reflexión con mayor desviación respecto a los reales debido al ruido coherente y aleatorio.

La pérdida de componentes de baja frecuencia se puede resolver mediante su incorporación en la componente de alta frecuencia en la reflectividad o en la impedancia, a partir de:

- 1) Un registro sísmico filtrado
- 2) El análisis de velocidad sísmica (apilamiento, fórmula de Dix)
- 3) Un modelo geológico, derivado de la información de pozo(s) e interpretación sísmica preliminar.

La pseudo - velocidad se puede invertir y obtener un registro pseudo - sísmico; del cual se pueden extraer valores de porosidad de acuerdo a la fórmula de Wyllie y la corrección por lutita:

$$\phi = \left[\frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \right] - V_{sh} \left[\frac{\Delta t_{sh} - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \right] \quad (2.25)$$

Donde Δt es el tiempo de tránsito en una roca saturada de fluido, Δt_{ma} el tiempo de tránsito en la matriz; Δt_f el tiempo de tránsito en el fluido del poro, Δt_{sh} tiempo de tránsito en la arcilla y V_{sh} el volumen de arcilla, el cual puede calcularse a partir de una gráfica cruzada

entre los valores de RHOB y PHIN (Schlumberger, 1968) cuando existen registros geofísicos de pozo en el área. Angeleri y Carpi (1982) anotan que para obtener valores de porosidad adecuados, se requiere de un buen control de pozos y solo en formaciones con arenas limpias de arcilla.

2.5.2 INVERSION “SPARSE-SPIKE” Ó DE IMPULSOS ESPACIADOS.

Consiste de técnicas de deconvolución, que suponen un determinado modelo de reflectividad y estiman una ondícula basada en este modelo. Posteriormente se invierte la reflectividad obtenida por deconvolución mediante un proceso recursivo.

Las técnicas de deconvolución e inversión son:

- (1) Máxima semejanza ó “Maximum-Likelihood” (Deconvolución e Inversión).
- (2) Norma L1 (Deconvolución e Inversión).
- (3) Mínima Entropía ó “Minimum Entropy” (Deconvolución).

Estas técnicas superan otros tipos de deconvolución clásicos, ya que aplicando ciertas restricciones se puede estimar el ancho de banda de la reflectividad al extrapolar el ancho de banda de la ondícula.

Máxima semejanza. La deconvolución “Maximum-Likelihood” (MLD) supone que la reflectividad en el subsuelo es la composición de varios eventos mayores con un fondo Gaussiano de pequeños eventos. Difiere de la deconvolución spiking, donde se supone una distribución aleatoria de los coeficientes de reflexión. Del modelo propuesto se obtiene una función que combina la reflectividad y ondícula más cercana a la suposición estadística. El objetivo es obtener el mínimo número de spikes en la reflectividad y la componente de ruido mas bajo. El algoritmo utilizado es el SMLA (“Single-Most-Likely-Addition”), que busca el “spike” adecuado para sumarlo después de cada iteración. La relación matemática es:

$$J = \sum_{k=1}^L \frac{r^2(k)}{R^2} + \sum_{k=1}^L \frac{n^2(k)}{N^2} - (2m) \ln(\lambda) - 2(L-m) \ln(1-\lambda) \quad (2.26)$$

Donde J es una función objetivo dentro del problema de optimización, que puede minimizarse para dar la combinación entre ondícula y reflectividad óptima o más parecida a la suposición

estadística; $r(k)$ es el coeficiente de reflexión en la muestra k -ésima; m el número de reflexiones; L el número total de muestras; N es la raíz cuadrada de la varianza del ruido; n el ruido en la muestra k -ésima y λ la probabilidad (o semejanza) de que una muestra tenga reflexión.

Una vez obtenida la reflectividad, esta se invierte para obtener la impedancia, sin embargo cuando hay ruido, los resultados no son satisfactorios, por lo que se introduce una tendencia de impedancia para estabilizar la reflectividad estimada.

La traza sísmica y la tendencia de impedancia contienen cada uno su ondícula y parámetros de ruido, por ello la función objetiva J contiene a los dos términos, pesados por sus variaciones de ruido relativo. Minimizando esta función se encuentra la relación adecuada entre la traza y la tendencia de impedancia.

La inversión de Máxima Semejanza MLI (Maximum-Likelihood Inversión) invierte la reflectividad sísmica estimada, para proporcionar la impedancia de frecuencia de banda amplia a partir de los datos sísmicos (Hampson y Russell, 1985), aunque cuando hay ruido la reflectividad estimada con el algoritmo MLD no da buenos resultados. Para estabilizar la reflectividad estimada se pueden dar guías o tendencias de impedancia como límites.

Puesto que los valores de reflectividad son menores a 1, la impedancia acústica se puede considerar como una convolución entre una función de Heaviside y la reflectividad más ruido:

$$\ln z(i) = 2 H(i) * r(i) + n(i)$$

Donde $z(i)$ es la tendencia de impedancia conocida; $H(i) = 1$ para $i < 0$ y $H(i) = 0$ para $i > 0$; $r(i)$ es la reflectividad y $n(i)$ los errores en la tendencia de entrada.

Las figuras 2.20a, 2.20b y 2.20c muestran un ejemplo de inversión de Máxima Semejanza, que a diferencia de los métodos recursivos de banda limitada, proporciona valores de impedancia menos suavizados o con mayor contenido de frecuencias. En la figura 2.20d se comparan los datos de la inversión de máxima semejanza con el registro sísmico de pozo.

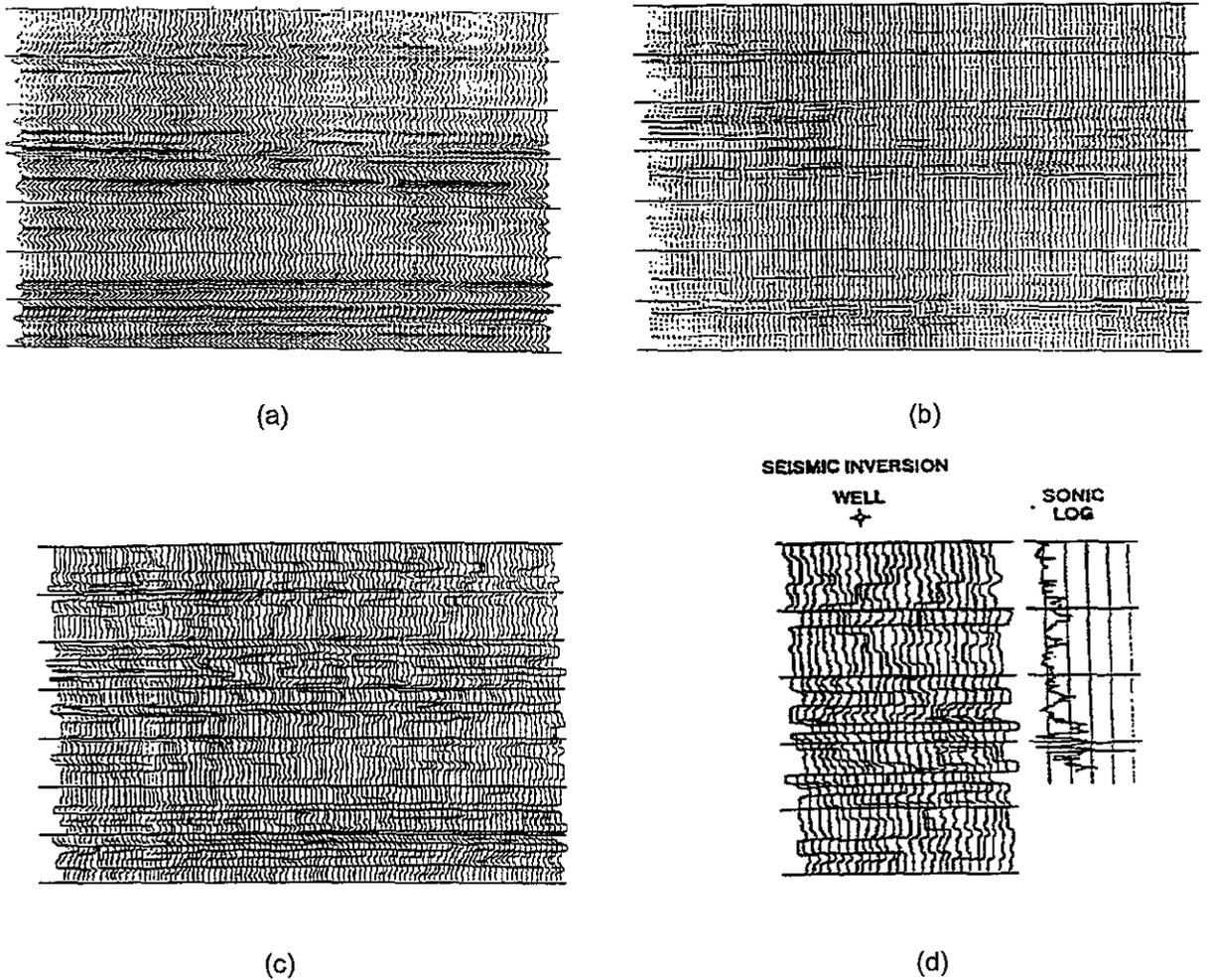


Figura 2.20. La sección sísmica de entrada (a) es tratada con el método de deconvolución de Máxima Semejanza para obtener la sección (b) de coeficientes de reflexión, La sección (c) es la impedancia acústica calculada por recursión. Finalmente la figura (d) ilustra la buena aproximación que se obtuvo, al comparar los resultados con un registro de pozo.

Norma L1. El método sigue un modelo matemático para obtener un algoritmo mediante la minimización de la Norma L1. Para resolver el problema de la inversión se utiliza una programación lineal en el dominio de la frecuencia. Oldenburg et al (1983) estiman que la reflectividad que se obtiene con métodos de deconvolución de alta resolución son un promedio de la reflectividad original, la cual no contiene los rangos de alta y baja frecuencia. Aunque hay muchas maneras de proporcionar las frecuencias que faltan, Oldenburg et al (1983) señalan que para reducir la no unicidad de los resultados, se necesita dar más información.

La Norma L1 es la suma de los valores absolutos de la traza sísmica y la Norma L2 es la suma de los cuadrados de los mismos valores, por lo que se minimiza más rápido la Norma L1. La figura 2.21 muestra un ejemplo de aplicación a datos reales.

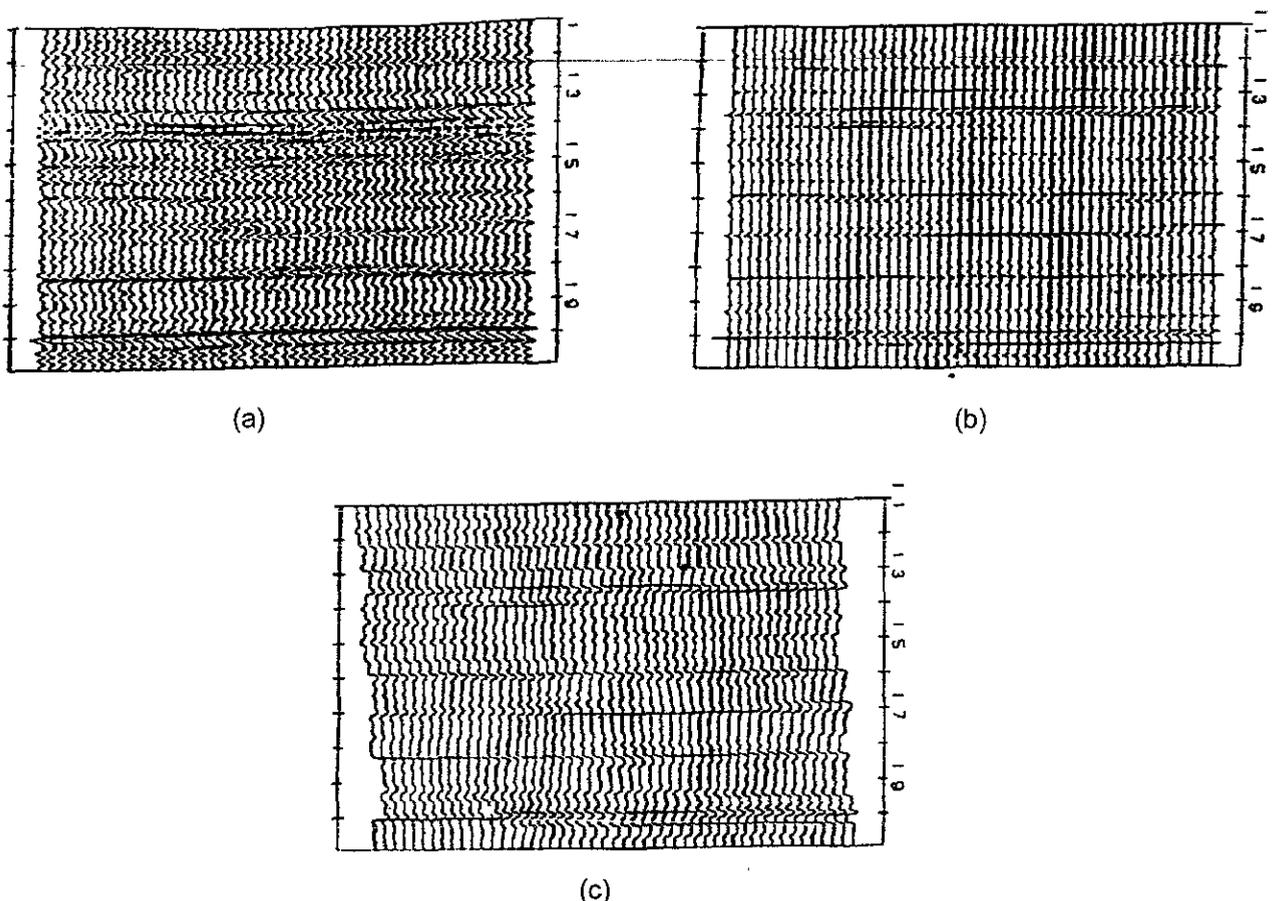


Figura 2.21. Un ejemplo de la aplicación del método de inversión de Norma L1 a la sección sísmica (a), de la cual se obtienen la sección de coeficientes de reflectividad (b) y de impedancia acústica (c).

Mínima Entropía. La Deconvolución de Mínima Entropía (MED, Minimum Entropy Deconvolution) (Wiggins, 1978) es un esquema de compresión de ondícula que no supone la fase de la ondícula fuente. El operador de deconvolución da una salida con pocos picos de gran tamaño en sentido VARIMAX, este problema es no lineal y se resuelve iterativamente. El operador MED se diseña de una entrada multitraza, su longitud es suficientemente larga para que en sus extremos disminuya a cero. La calidad del MED es independiente de la fase de la ondícula, pero esta muy influenciada por la densidad de las series reflectoras inferiores.

2.5.3 INVERSION BASADA EN MODELOS.

Se construye un modelo, basado en la interpretación estructural y estratigráfica de los reflejos sísmicos y datos de pozo, para calcular una respuesta que se compara con los datos sísmicos de entrada en un proceso iterativo hasta obtener el máximo ajuste entre ellos. Hay que considerar que a pesar de que los valores lleguen a ajustarse, no necesariamente el modelo debe ser el correcto (existe una infinidad de relaciones velocidad - profundidad que dan el mismo valor). Hay dos métodos para aproximar los modelos: GLI ("Generalized Linear Inversión") y el SLIM ("Seismic Lithologic Inversión method").

Método GLI. Proporciona un modelo geológico a partir del ajuste por mínimos cuadrados. La ventaja de este método sobre la inversión recursiva es que los múltiplos son eliminados aún cuando se hayan propuesto en el modelo, por otro lado el número de parámetros que se introducen en el cálculo es reducido.

Método SLIM, es la versión comercial de la Western Geophysical del GLI. El algoritmo de cálculo es:

$$\mathbf{F}(\mathbf{M}) = \mathbf{F}(\mathbf{M}_0) + \frac{\partial \mathbf{F}(\mathbf{M}_0)}{\partial \mathbf{M}} \Delta \mathbf{M}$$

Donde \mathbf{M}_0 es el modelo inicial; \mathbf{M} el modelo considerado como real de acuerdo a la información sísmica y de pozo; $\Delta \mathbf{M}$ el cambio de parámetros del modelo; $\mathbf{F}(\mathbf{M})$ las observaciones; $\mathbf{F}(\mathbf{M}_0)$ los valores calculados del modelo inicial y $\partial \mathbf{F}(\mathbf{M}_0) / \partial \mathbf{M}$ el cambio en los valores calculados.

La solución esta dada por el método Marquardt - Levenburg, (Lines y Treitel (1984) en Russell, 1990): $\Delta \mathbf{M} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \Delta \mathbf{F}$ donde \mathbf{A} es la matriz de derivadas.

La figura 2.22 muestra un ejemplo de la inversión de modelos con el método GLI (Generalized Linear Inversion) sobre un registro de impedancia sintético. La ventaja de utilizar este método consiste en que puede suprimir los múltiplos de la solución aún cuando en la sección original no se hayan eliminado.

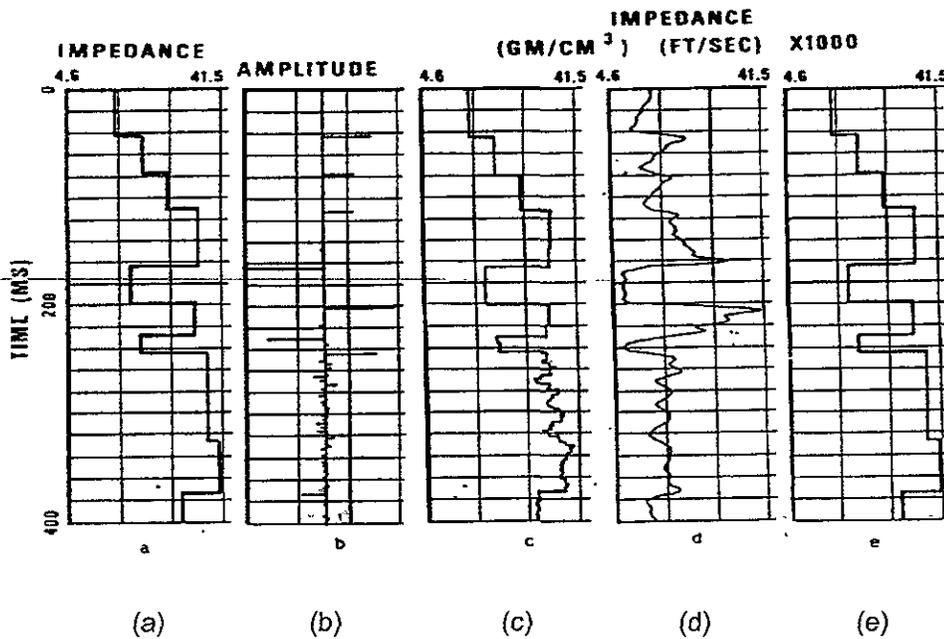


FIGURA 2.22. Registro de impedancia sintético (a) a partir del cual se calculan los coeficientes de reflexión con múltiples (b). El método recursivo aplicado en (b) proporciona un registro de impedancia aproximado (c). La columna (d) representa la inversión recursiva de (b) convolucionada con una ondulica. Finalmente la inversión GLI de (b) muestra la mejor recuperación de impedancia acústica.

2.5.4 INVERSION AMPLITUD VS OFFSET (AVO).

Este tipo de inversión difiere de las anteriores, las cuales consideran a las trazas sísmicas de incidencia cero o bien que sus offsets son igual a cero; para el caso del AVO las trayectorias pueden ser de incidencia diferente a cero de tal manera que se consideran las ondas P y S para la conversión de velocidades. Las variaciones de amplitud se derivan de las ecuaciones de Zoeppritz, (Shuey, 1985 en Russell, 1990).

2.5.5 INVERSION DE VELOCIDAD.

Consiste en invertir la dispersión ("scattering"), mapeando el subsuelo mediante la inversión de las observaciones desde varias fuentes acústicas. La base de este método es la ecuación de onda y difiere de la migración en que las perturbaciones y la transformada integral se usan mas que la continuación hacia abajo de la ecuación de onda. Se utiliza una velocidad constante de la ecuación de onda, la cual se distorsiona por una pequeña cantidad, y observando el campo de onda disperso, se resuelve la velocidad distorsionada. Otra solución

más precisa incluye pérdidas por transmisión y refracción (método Born-WKBJ). Este método de inversión difiere de los anteriores y aún está en investigación.

2.5.6 INVERSIÓN DE TIEMPO DE VIAJE SÍSMICO.

También se le conoce como inversión de trayectorias o tomografía sísmica. En este tipo de inversión se infiere la estructura del subsuelo utilizando las medidas del tiempo de viaje sísmico. Los parámetros que se extraen son velocidad y profundidad, los cuales pueden utilizarse para otro tipo de inversiones (como componente de baja frecuencia en la inversión recursiva o como control de velocidad para la migración en profundidad). Las medidas para esta inversión se toman de: Medidas de superficie, de VSP's o de pozo a pozo.

El modelo supone una distribución de cuadros ($L \times L$) que varían en velocidad uno con otro, pero dentro de cada uno de ellos, la velocidad permanece constante. La tomografía involucra información de varios lados del objetivo en estudio (sísmica de superficie, VSP y Cross-hole).

La figura 2.23 indica los resultados que se obtienen de la inversión tomográfica usando un VSP y datos de superficie.

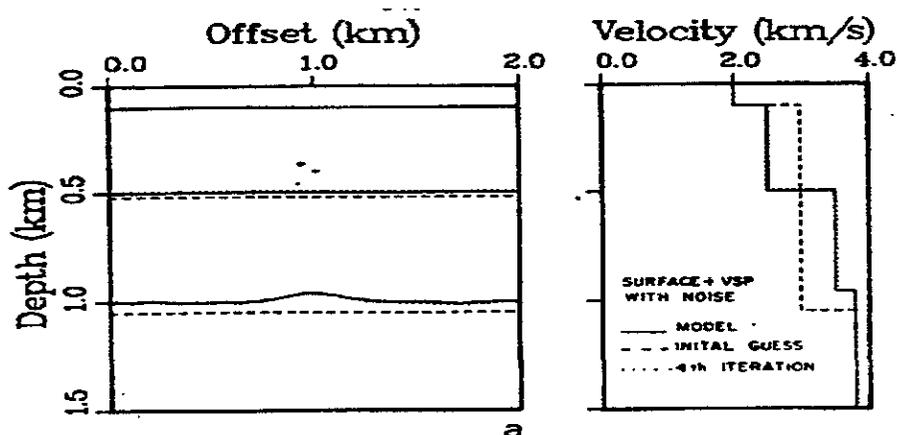


Figura 2.23. Proceso de inversión tomográfica con valores de Perfil Sísmico Vertical y datos sísmicos de superficie. El ajuste se obtuvo en la cuarta iteración.

3. - INVERSION RECURSIVA

Este método fue descrito por Delas et al (1970) y publicado por Lindseth (1972), Lavergne (1975), Lavergne y Willm (1977), Becquey et al (1979), Lindseth (1979) y otros. Consiste básicamente en transformar la amplitud de las trazas sísmicas en valores de Impedancia Acústica, a través de Coeficientes de Reflexión estimados por deconvolución de la traza sísmica, y la Impedancia Acústica superficial o de la primera capa.

Para n capas horizontales, la ecuación de los Coeficientes de Reflexión o Reflectividad para una Onda Compresional que viaja en dirección vertical es:

$$r_i = \frac{\rho_{i+1} V_{i+1} - \rho_i V_i}{\rho_{i+1} V_{i+1} + \rho_i V_i} = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} \quad (3.1)$$

Donde r_i es el coeficiente de reflexión, ρ_i la densidad y V_i la velocidad de la capa i . El producto $\rho_i V_i$ es la Impedancia Acústica Z_i del medio i . De la ecuación anterior se obtiene la relación recursiva para calcular la Impedancia Acústica.

$$Z_{i+1} = Z_i \left[\frac{1+r_i}{1-r_i} \right] \quad (3.2)$$

o la relación no lineal por aplicación sucesiva de la ecuación 3.2

$$Z_{i+1} = Z_1 \prod_{k=1}^i \left[\frac{1+r_k}{1-r_k} \right] \quad (3.3)$$

Para un medio sísmico continuo, los parámetros elásticos varían continuamente con la profundidad o el tiempo t , la función de reflectividad (Foster, 1975) esta dada por:

$$r(t) = \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial t} [\ln Z(t)] \quad (3.4)$$

Donde $Z(t)$ es la Impedancia Acústica Continua. Para hacer una estimación de la Impedancia Acústica $\tilde{Z}(t)$ a partir de una función de Reflectividad aproximada $\tilde{r}(t)$, se invierte la relación 3.4 para obtener

$$\tilde{Z}(t) = Z(0) \exp \left[2 \int_0^t \tilde{r}(\xi) d\xi \right] \quad (3.5)$$

La forma discreta de la ecuación anterior obtenida por Berteussen y Ursin (1983) es:

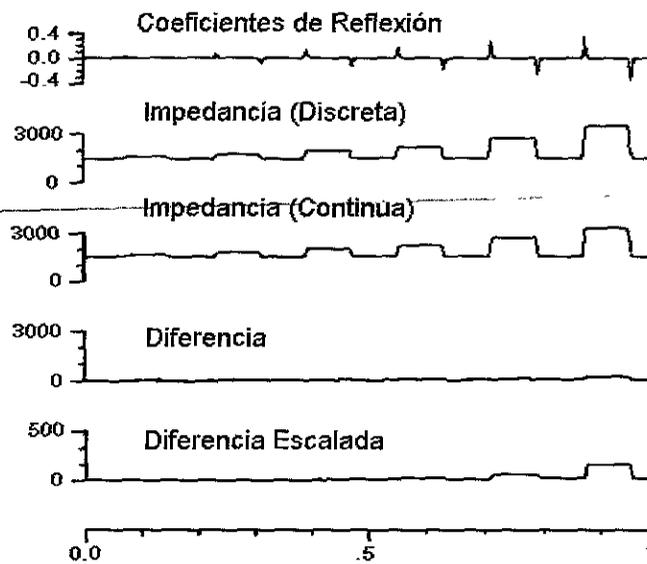
$$\tilde{Z}_{k+1} = \tilde{Z}_k \exp \left(2 \tilde{c}_k \right) \quad k = 1, 2, \dots \quad (3.6)$$

Donde \tilde{Z} es conocida y $\tilde{c}_k = \Delta t \tilde{r}(k \Delta t)$ (Peterson et al, 1955; Foster, 1975).

Berteussen y Ursin (1983), comparan los modelos discreto y continuo, expandiendo las relaciones 3.2 y 3.6 en series de Taylor, observando que ambas son idénticas hasta la segunda potencia en \tilde{c}_k . En la tabla 3.1 y la figura 3.1 se muestra la diferencia entre ambas fórmulas, la cual es del orden de 5 % para valores de $|\tilde{c}_k| \leq 0.4$. Para valores mayores de 0.4 la variación en el modelo discreto es mayor que en el continuo, por lo que recomiendan el uso de la relación 3.6 por ser menos sensible a valores mayores a 0.4 de los datos de entrada.

ξ_k	$1 + \xi_k / 1 - \xi_k$	$\exp(2 \xi_k)$	Diferencia	ξ_k	$1 + \xi_k / 1 - \xi_k$	$\exp(2 \xi_k)$	Diferencia
-1.0	0.0000	0.1400	-0.1400	0.1	1.222	1.221	0.001
-0.9	0.0500	0.1700	-0.1200	0.2	1.500	1.492	0.008
-0.8	0.1100	0.2000	-0.0900	0.3	1.860	1.820	0.040
-0.7	0.1800	0.2500	-0.0700	0.4	2.330	2.230	0.100
-0.6	0.2500	0.3000	-0.0500	0.5	3.000	2.70	0.300
-0.5	0.3300	0.3700	-0.0400	0.6	4.000	3.30	0.700
-0.4	0.4300	0.4500	-0.0200	0.7	5.700	4.10	1.600
-0.3	0.5400	0.5500	-0.0100	0.8	9.000	5.00	4.000
-0.2	0.6670	0.6700	-0.0030	0.9	19.000	6.00	13.000
-0.1	0.8182	0.8187	-0.0005	1.0	∞	7.40	∞
0.0	1.0000	1.0000	0.0000				

Tabla 3.1



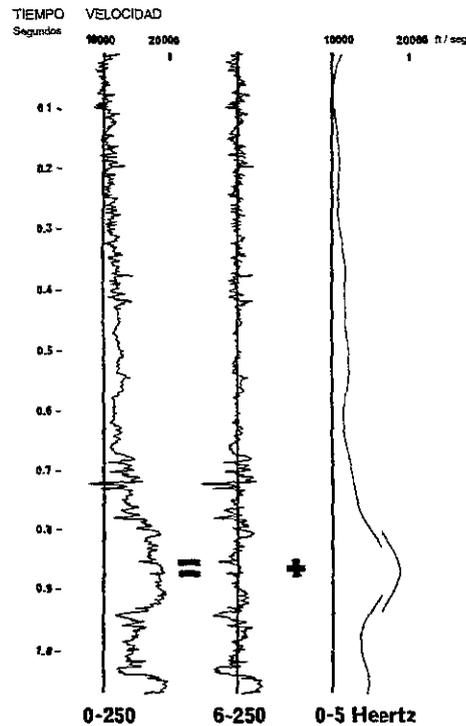
Berteussen y Ursin (1983)

Figura 3.1. Comparación del método recursivo con un algoritmo discreto y otro continuo.

Ya que los valores de impedancia acústica se calculan en función de la amplitud de la traza sísmica, es indispensable contar con amplitudes reales, por ello se realizan procesos de recuperación de amplitud que compensan las variaciones de amplitud debido a cambios de intensidad de la fuente, divergencia esférica, absorción, efecto de foco por la curvatura del reflector (O' Doherty y Anstey, 1971; Sheriff, 1973 en Becquey et al, 1979) y otros. Sin embargo cualquier método para compensar las pérdidas de transmisión es afectado por el ruido (Lindseth, 1979). Además, dado que la banda de frecuencia de la ondícula es limitada, se producen amplitudes muy altas cuando los reflectores están cercanos. (Schoenberg y Levy, 1976).

Con técnicas de Procesado de Ondícula se pueden obtener buenos resultados en la Inversión. Tal es el caso de la Deconvolución Homomórfica (Oppenheim y Schaffer, 1975) que requiere un espectro de fase confiable. La deconvolución se realiza antes de las correcciones "Normal Moveout" y después del apilado, ya que esto modifica el espectro de amplitud de las

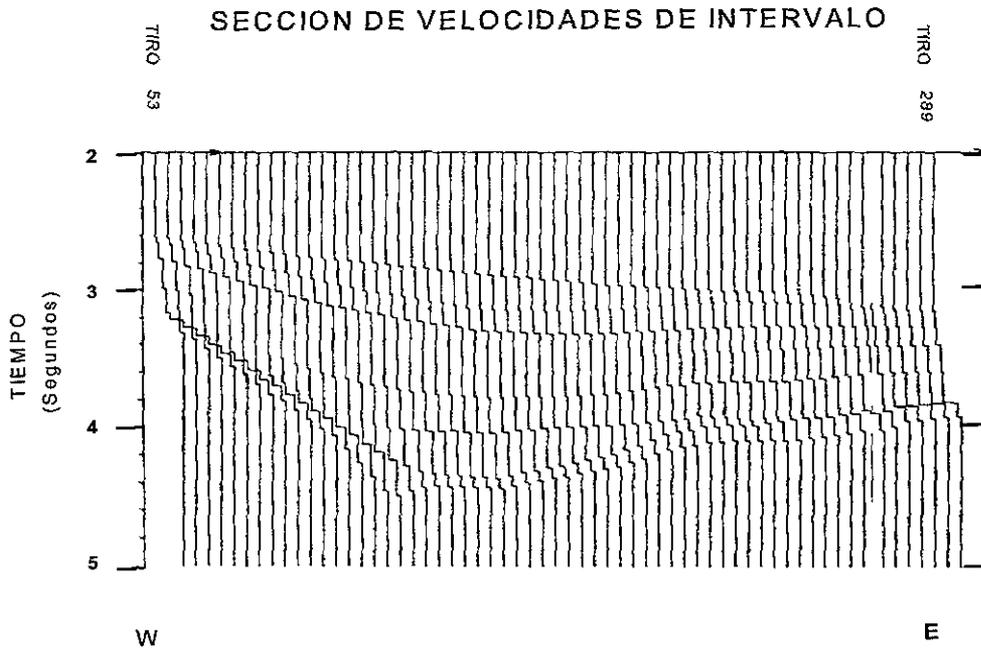
trazas de entrada. Una vez apilada la sección sísmica se escala la amplitud y se filtra para realizar la inversión.



Lindseth, 1979

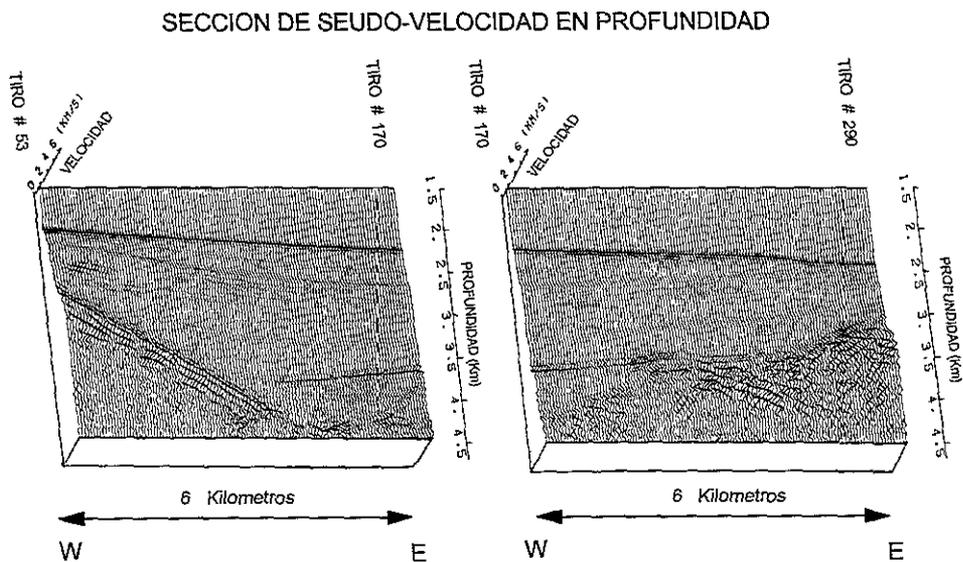
Figura 3.2. Incorporación de un fondo de velocidad con frecuencia 0-5 Hz a datos de impedancia recuperada por inversión, para obtener un seudoregistro de velocidad.

Para la incorporación de datos con frecuencias de 0 a 5 Hz (figura 3.2), Lavergne y Willm (1977) introdujeron velocidades de intervalo a partir de las velocidades de apilamiento para compensar los elementos perdidos, pero estos requieren una interpretación preliminar de los principales intervalos de velocidad para introducir discontinuidades importantes en los datos. Las velocidades de apilamiento se basan en el "moveout" de las reflexiones, los cuales se calculan para intervalos entre distintos reflectores sísmicos. Sin embargo estos reflectores no siempre representan los contrastes de velocidad sino interferencia constructiva de señales de banda limitada, en tanto que los límites de velocidad principales dan reflexiones pobres.



Lavergne y Willm, 1977

Figura 3.4. Sección de velocidades de intervalo a partir de velocidades de apilamiento para incorporar a los datos de velocidad obtenidos por inversión recursiva.



Lavergne y Willm, 1977

Figura 3.5. Sección de velocidad como producto final del proceso de inversión recursiva.

Lindseth (1979), aplica el proceso de inversión para producir registros de pseudo-impedancia acústica filtrados con corte de bajas frecuencias, a los que aplica correcciones de densidad y reemplaza las componentes de baja frecuencia, para generar registros sísmicos sintéticos similares a los de un pozo. El uso de registros pseudo-sísmicos en la interpretación estratigráfica, permite eliminar la distorsión de escala vertical de las secciones en tiempo cuando se hace la conversión a profundidad, simplificando la integración de otros datos de subsuelo y mejorando la resolución en general. También es posible mapear unidades de roca que presentan tiempos de tránsito constante, lo cual ayuda a definir los cambios de facies y las secuencias de depósito (figura 3.6). Con las velocidades a detalle se puede interpretar el tipo de roca

Oldenburg, Scheuer y Levy (1983) analizan el problema de recuperación de impedancia acústica desde un sismograma de reflexión de incidencia normal de banda limitada. Se adopta el modelo convolucional y por tanto se requiere que el procesado inicial elimine los múltiples y recobre lo mejor posible, las amplitudes reales. Al principio, se investiga que efecto tiene la sustitución de la traza sísmica deconvolucionada (versión de la función de reflectividad en banda limitada) en la forma estándar de recursión para la impedancia acústica.

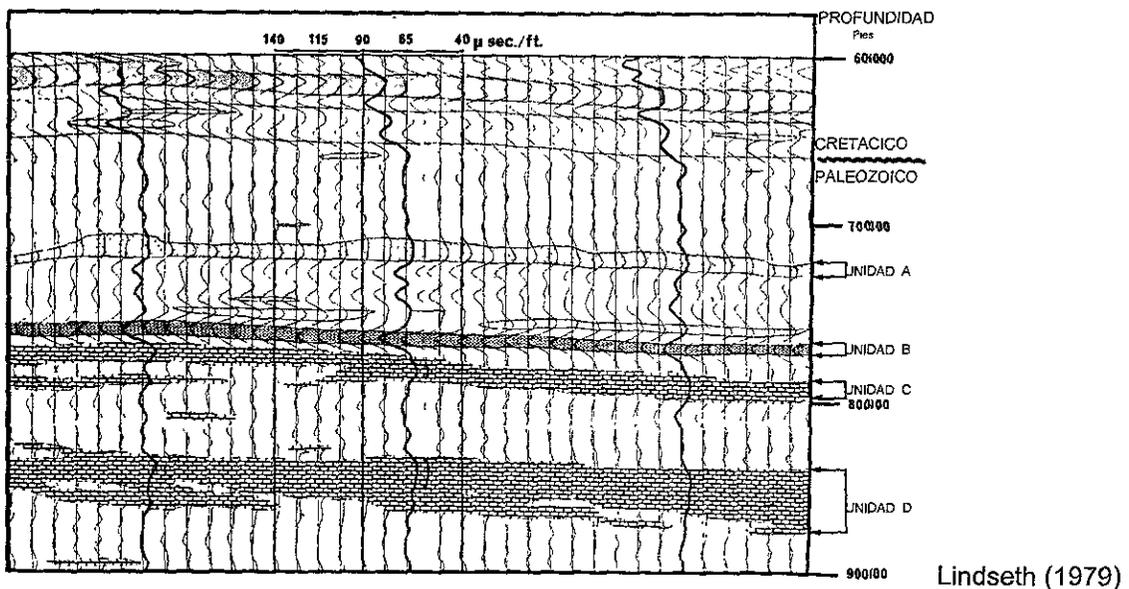
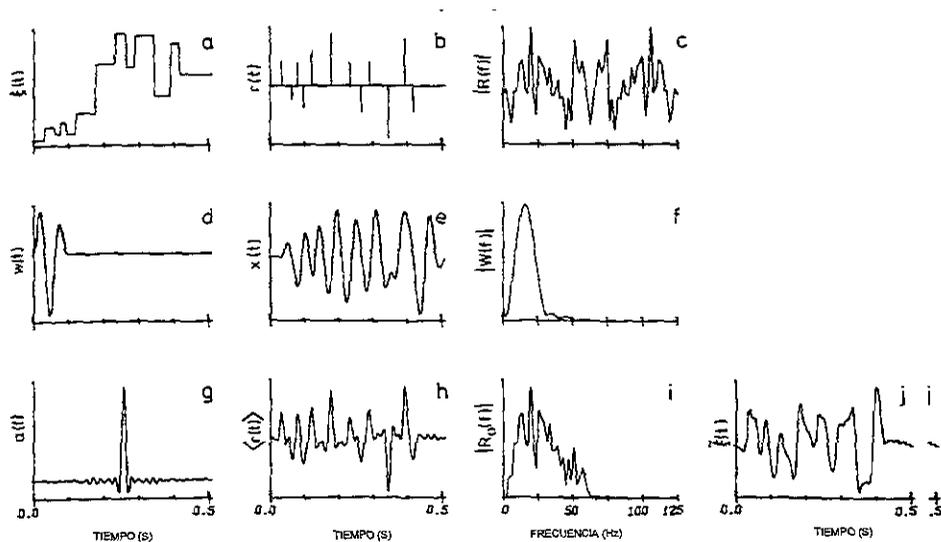


Figura 3.6. Interpretación litológica basada en una sección de registros pseudo-sísmicos.

Se usa la teoría lineal inversa para mostrar que el logaritmo de la impedancia acústica normalizada, estimada del sismograma deconvolucionado, es aproximadamente un promedio del logaritmo real de la impedancia. Además, la función promedio es idéntica a la usada en la deconvolución inicial del sismograma. La ventaja de estos promedios es que son únicos, su desventaja es que la información de baja frecuencia, la cual es crucial para hacer una interpretación geológica, se pierde. En la figura 3.7, se muestra la impedancia acústica (a), la serie de coeficientes de reflexión (b) y el espectro de frecuencias (c) de una serie de tiempo; la cual es convolucionada con una ondícula (d) de espectro de frecuencia (f) para obtener el sismograma sintético (e). La función promedio de la deconvolución de alta resolución (g) da un sismograma deconvolucionado (h) con espectro de amplitud (i), del cual se estima una impedancia acústica (j) que difiere bastante de la impedancia acústica inicial (a).



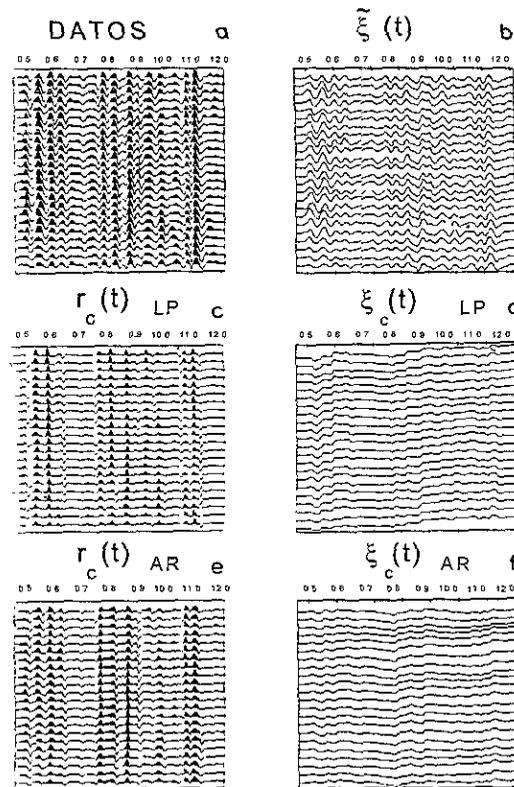
Oldenburg, Scheuer y Levy, 1983

Figura 3.7. Secuencia de generación de un sismograma sintético al que se aplica un proceso de deconvolución y de inversión recursiva sin incorporar bajas frecuencias.

Estos autores presentan dos métodos por los que pueden recuperar la información de baja frecuencia perdida. El LP (Linear Programming) que es un algoritmo de programación lineal que intenta encontrar una función de reflectividad hecha de funciones delta aisladas. Este método es eficiente y confiable durante el cálculo, aun en presencia de ruido. También ayuda a la incorporación de impedancia si se dispone de información geológica. Un segundo método de construcción utiliza el hecho de que la transformada de Fourier de una función reflectora para un modelo estratificado, puede considerarse como un proceso auto-regresivo

AR. Las frecuencias alta y baja pueden predecirse de la función de reflectividad de banda limitada por técnicas estándar. La estabilidad en presencia de ruido adicional sobre el sismograma se consigue con la predicción de frecuencias fuera de la banda conocida, con operadores de ordenes diferentes y extrayendo una señal común de los resultados.

En el ejemplo de la figura 3.8 se muestran datos sísmicos (a) obtenidos por Vibroseis y la impedancia acústica (b) estimada a partir de la integración de datos. Los cuadros (c) y (d) se refieren a la sección de coeficientes de reflexión y la impedancia acústica respectivamente, que se obtienen con el algoritmo LP. En tanto que de manera similar, los cuadros (e) y (f) son los resultados del uso del algoritmo AR. En ambos casos los resultados son favorables y dan información que no se observa con claridad en el sismograma original.

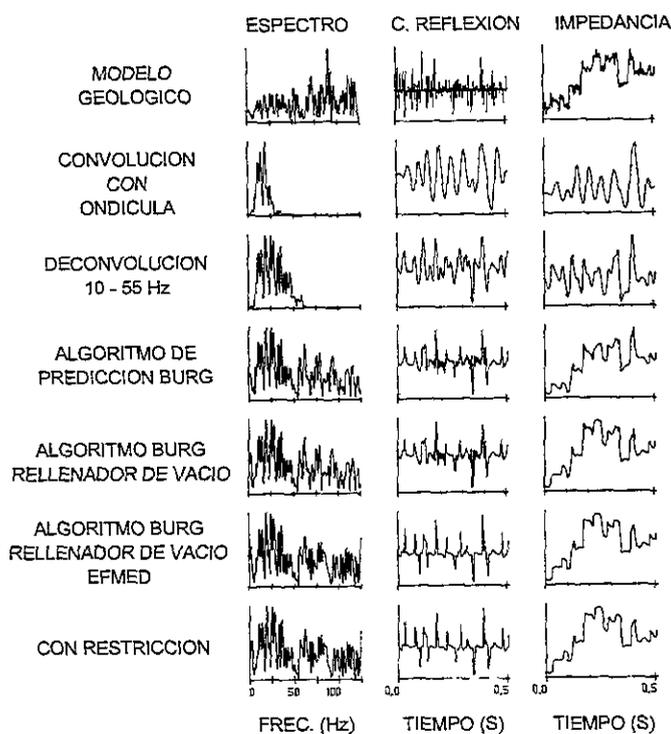


Oldenburg, Scheuer y Levy, 1983

Figura 3.8. Comparación de los métodos LP (Linear Programing) y AR (AutoRegressive) para obtener la reflectividad e impedancia acústica.

Walker y Ulrych (1983) mejoran el algoritmo del modelo autorregresivo (AR) propuesto por Oldenburg et al (1983), considerando la banda de baja frecuencia de los datos sísmicos

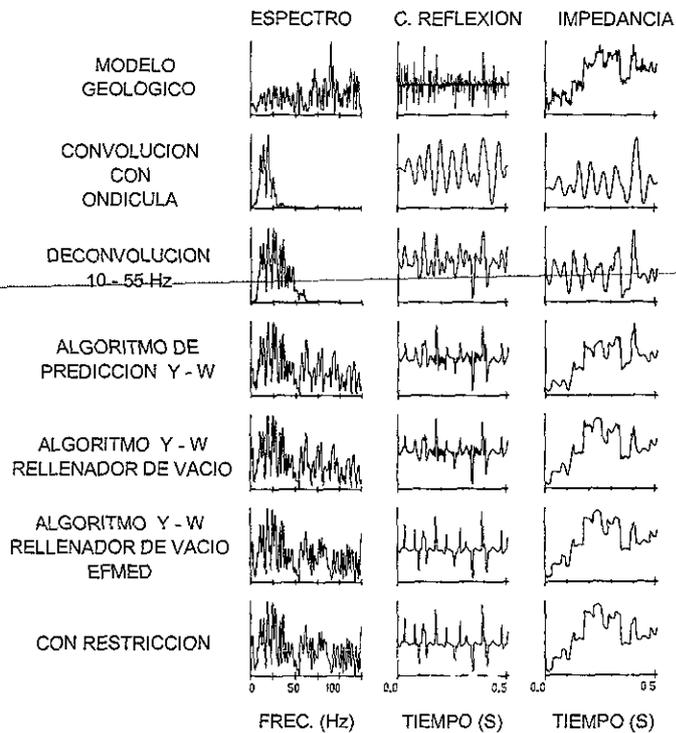
faltante, como un vacío que se extiende desde el corte de baja frecuencia en la banda negativa hasta el corte de baja frecuencia en la banda positiva. Este vacío se rellena con información que se calcula adaptando la técnica de predicción utilizada por Fahlman y Ulrych (1982) para series de tiempo complejas. El problema de no-unicidad inherente en la inversión de datos sísmicos de reflexión se resuelve restringiendo la solución con información geológica disponible. Por último, Walker y Ulrych (1983) diseñan un método para determinar la información de alta frecuencia ausente en la banda de los datos sísmicos, mediante una Norma de Mínima Entropía modificada en el dominio de la frecuencia. La figura 3.9 muestra como mejora la reconstrucción de la impedancia acústica a partir de la traza sísmica cuando se usa el algoritmo de Burg para determinar los parámetros de AR con relleno de vacío para predecir las bajas frecuencias, estimación de alta frecuencia y la restricción de la solución con información geológica.



Walker y Ulrych, 1983

Figura 3.9. Recuperación de impedancia en un proceso comparativo de diferentes algoritmos de Burg.

La figura 3.10 es similar a la figura 3.9, pero utilizando el algoritmo YW (Yule-Walker) para encontrar los parámetros de AR.



Walker y Ulrych, 1983

Figura 3.10. Secuencia similar a la figura 3.9 pero con un algoritmo YW (Yule-Walker).

3.1 SECUENCIA DE PROCESADO PARA LA INVERSION RECURSIVA.

Para llevar a cabo la inversión recursiva, se requiere que la información sísmica sea procesada de tal manera que los coeficientes de reflexión que se obtienen por deconvolución, no incluyan la ondícula de entrada o bien ésta sea mínima, manteniendo una amplitud verdadera en la sección migrada o utilizando el DMO (Dip Move-Out) para tener funciones de velocidad que no estén afectadas por geometría sino velocidades relacionadas a eventos sísmicos significativos.

El proceso DMO permite eliminar las componentes estructurales que complican la velocidad. No obstante, pueden existir errores debido a velocidades superficiales y variaciones fuertes de velocidad por lo que puede requerirse una migración a profundidad antes de apilar. La sal en forma masiva afecta las bajas frecuencias, por lo que conviene hacer un análisis específico de velocidad y densidad de la sal.

La adquisición de los datos sísmicos, requiere que los parámetros proporcionen una elevada relación señal/ruido y que la franja de frecuencia de los datos sea lo más amplia posible, principalmente por debajo de 10 Hz. Si el espaciamiento entre CDP's es corto, permite manejar el ruido y difracciones al igual que los reflejos, para realizar una migración adecuada.

Becquey, Lavergne y Willm (1979) mencionan una secuencia de procesado aplicada a un campo de gas, que consistió en:

1. - *Demultiplexado*
2. - *Edición*
3. - *Recuperación de amplitud real* (Los factores que afectan las variaciones de amplitud como la variación de intensidad de la fuente y acoplamiento fuente - receptor, se eliminaron tentativamente igualando la amplitud de cada traza, junto con factores tales como la divergencia geométrica, absorción y efecto de foco por la curvatura del reflector (O'Doherty y Anstey, 1971; Sheriff, 1973). La recuperación de amplitud real se aplico para eliminar el efecto de ganancia variable en el registro de campo. El programa de corrección por divergencia geométrica (Newman, 1973) consistió en multiplicar cada amplitud de traza por un factor proporcional a $V_{rms} T$, T es el tiempo doble de reflexión y V_{rms} la velocidad $_{rms}$ ("root mean square").
4. - *Aplicación de ganancia* (El programa de ganancia se obtiene de la observación de amplitudes del sismograma sintético).
5. - *Muting* (Se aplico a trazas con grandes "offsets" para eliminar reflexiones con ángulos de incidencia mayores a 26°).
6. - *Deconvolución antes de apilar* (Deconvolución antes de apilar con operador predictivo de 96 ms de longitud. Se calculo un operador para cada traza de la autocorrelación de 1240 a 1700 ms. El propósito fue eliminar la reverberación de la capa de agua).
7. - *Análisis de velocidad* (El análisis de velocidad se realizo cada 20 puntos de tiro para encontrar correcciones moveout y curvas tiempo - velocidad. La velocidad se incremento linealmente de 1480 m/s desde la superficie hasta 2300 m/s en 1400 ms y permaneció constante).

8. - *Filtrado* (Filtrado 12 - 62 Hz para eliminar onda de baja frecuencia con frecuencia predominante de 8 Hz a una velocidad horizontal de 800 m/s).
9. - *Corrección Moveout*
10. - *Apilamiento CDP.*
11. - *Deconvolución después de apilar* (La deconvolución después de apilar fue para obtener una forma de ondícula apropiada (ondícula de fase cero). El operador fue de 140 ms obtenido por el método de mínimos cuadrados dio una ondícula de 64 ms con periodo de 24 ms y lóbulo central positivo con dos negativos, cuyas amplitudes de pico no exceden 0.4 veces la del lóbulo central).
12. - *Migración con ecuación de onda* (Se migro por diferencias finitas con ecuación de onda lo cual eliminó parte de una hipérbola de difracción provocada por falla).
13. - *Escalamiento de amplitud* (Las amplitudes de la sección migrada se escalaron de manera que la suma de los valores muestreados del lóbulo central de cada reflexión se hizo igual al coeficiente de reflexión derivado del registro de impedancia acústica de pozo).
14. - Las trazas sísmicas transformadas a seudo-coeficientes de reflexión se convierten en seudo-impedancias con el algoritmo recursivo.
15. - La componente de baja frecuencia de la velocidad ausente en la sísmica se toma del registro sónico o de las velocidades de corrección "moveout" y la relación velocidad - densidad para transformarlas a impedancia acústica e insertarla en la seudo-impedancia obtenida.

Si todos los pasos en adquisición y procesado de datos se cumplen, la inversión es aplicable, de otro modo los resultados son incoherentes y el proceso falla. Los datos deben estar libres de múltiples y efectos fuera de plano. Aun cuando se pueden obtener frecuencias mayores a la que tiene la información sísmica, mediante un procesado cuidadoso, no es conveniente ya que se deteriora la coherencia de alta frecuencia.

4. - INVERSION CON INFORMACION “a Priori”.

Este método de inversión para interpretación estratigráfica, conocido como Inversión con Información *a Priori*, fue propuesto por Brac et al en 1988. En él se combinan y sintetizan los registros de impedancia acústica (medidas directas) y datos sísmicos (medidas indirectas), con un conocimiento geológico previo. Antes de efectuar la inversión *a Priori*, se requiere conocer primero la ondícula sísmica y hacer una calibración entre registros de impedancia acústica de pozo e información sísmica (Richard y Brac, 1988). Todos los procesos que intervienen en este tipo de inversión, se incluyen en el software INTERWELL-3D (Interpretación Estratigráfica Integrada) versión 1.0, desarrollado por el Instituto Francés del Petróleo en Junio de 1995, donde los problemas de inestabilidad y no-unicidad se resuelven con información previa. El proceso se divide en:

1. CALIBRACION. Que asegura la consistencia entre información de registros de pozo y los datos sísmicos cercanos, mediante un proceso interactivo que permite la extracción de ondícula y la edición del registro de impedancia acústica.
2. MODELADO DE IMPEDANCIA ACUSTICA. Donde se construye una sección de impedancia acústica a partir de los registros de impedancia de pozo(s) y el conocimiento o interpretación de la estratigrafía. (Modelado estratigráfico directo).
3. INVERSION CON INFORMACION *a Priori*. Se obtiene una sección de impedancia acústica que se aproxima al modelado estratigráfico directo, ajustándose a los datos sísmicos observados.

4.1 CALIBRACION

La estimación correcta de la ondícula sísmica, permite reducir las combinaciones de ondícula y series de coeficientes de reflexión que pueden dar un mismo sísmograma, que en muchos casos, no se relacionan al problema físico o geológico. Los registros de impedancia acústica de pozo, permiten mejorar la calidad en la estimación de la ondícula sísmica, la cual se analiza en una ventana de tiempo centrada en el área de interés, con el propósito de que no varíe en el tiempo. Algunos factores que dificultan la estimación de la ondícula son:

- Errores en la conversión profundidad a tiempo de los registros de pozo.

- La banda de frecuencia limitada que tienen los datos sísmicos, además del ruido que contienen.
- El número limitado de medidas sísmicas.

Estos factores distorsionan el espectro de amplitud y fase de la ondícula cuando se utiliza el método convencional de mínimos cuadrados. Para evitarlo se emplea un método que permite obtener la máxima coherencia entre trazas sísmicas observadas y sintéticas de pozo al estimar la ondícula sísmica. El proceso consiste de tres etapas:

- 1). ANALISIS DE COHERENCIA MULTITRAZA (MCA, *Multitrace Coherence Analysis*) que permite extraer información coherente e incoherente de los datos sísmicos para obtener el espectro de amplitud de la señal y el ruido, así como su ancho de banda.
- 2). ANALISIS LINEAL DE FASE (LPA, *Linear Phase Analysis*) para estimar una ondícula de Fase Constante (CP, *Constant Phase*) en el ancho de banda del espectro de amplitud de los datos sísmicos estimada en MCA, conservando las bajas frecuencias para incorporarlas en la siguiente etapa.
- 3). ANALISIS DE FASE Y AMPLITUD VARIABLE (VPA, *Variable Phase & Amplitude*) se permite que la fase y la amplitud de la ondícula varíe de manera que la traza sintética del pozo se ajuste al máximo con las trazas adyacentes. Se indica la posible variación en porcentaje de la ondícula de fase constante y la longitud de la ondícula.

4.1.1. ANALISIS DE COHERENCIA MULTITRAZA (MCA)

Se estima el espectro de amplitud del ruido aleatorio y la señal, así como el ancho de banda de frecuencia de los datos sísmicos observados $S^{obs}(x,t)$, donde x es la localización del CDP y t el tiempo. La estimación consiste en un promedio estadístico de autocorrelación y correlación cruzada de un número suficiente de trazas sísmicas en una ventana de tiempo. El promedio fortalece la suposición de la naturaleza aleatoria de los coeficientes de reflexión terrestres, aunque la forma de la ondícula no puede determinarse directamente de los datos sísmicos sin considerar otra información.

Una traza sísmica se puede representar como la suma de series de señal y ruido.

$$s_i(t) = d_i(t) + n_i(t) \quad , i=1, 2, \dots, n \quad (4.1)$$

Donde $d_i(t)$ y $n_i(t)$ son las series de señal y ruido respectivamente y ambas no se correlacionan.

Si $w(t)$ es una ondícula que no varía en el espacio, entonces la señal $d_i(t)$ representa una salida filtrada de los coeficientes de reflexión primarios $r_i(t)$.

$$d_i(t) = w(t) * r_i(t) \quad (4.2)$$

Si los coeficientes de reflexión primarios $r_i(t)$ se consideran como la muestra de un proceso aleatorio estacionario, se puede predecir el espectro de potencia de la ondícula $w(t)$. La teoría de correlación permite determinar el espectro de potencia de la señal y del ruido incoherente en dos trazas adyacentes (Dash y Obaidullah, 1970). La figura 4.1 muestra los espectros de amplitud de la ondícula (a) y del ruido (d) que se obtienen del Análisis de Coherencia Multitraya.

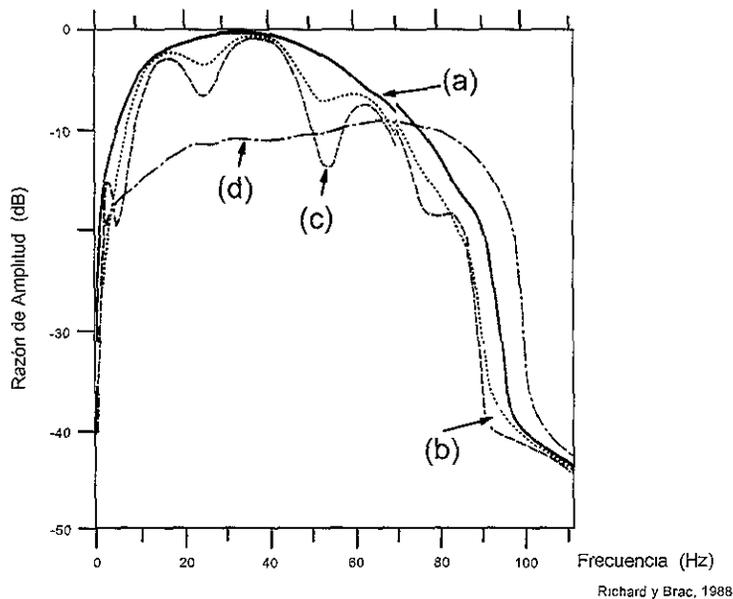


Figura 4.1. Espectros de amplitud de la ondícula (a) y ruido (d). Las curvas (b) y (c) corresponden a los espectros de amplitud de las ondículas VPA con restricción y sin restricción respectivamente.

Dash y Obaidullah (1970) demuestran la separación de los espectros de potencia de la señal y ruido incoherente considerando dos trazas sísmicas $s_1(t)$ y $s_2(t)$ con una componente de señal común $s(t)$ y diferentes componentes de ruido $n_1(t)$ y $n_2(t)$. Tales que

$$s_1(t) = s(t) + n_1(t) \quad (4.3)$$

y

$$s_2(t) = s(t) + n_2(t) \quad (4.4)$$

La autocorrelación $c_{11}(t)$ se define como:

$$c_{11}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} s_1(t) s_1(t+\tau) dt \quad (4.5)$$

De modo que al sustituir la relación 4.3 en 4.5 y reduciendo términos se obtiene:

$$c_{11}(\tau) = c_{ss}(\tau) + c_{sn_1}(\tau) + c_{n_1s}(\tau) + c_{n_1n_1}(\tau) \quad (4.6)$$

de manera similar:

$$c_{22}(\tau) = c_{ss}(\tau) + c_{sn_2}(\tau) + c_{n_2s}(\tau) + c_{n_2n_2}(\tau) \quad (4.7)$$

La correlación cruzada de las trazas $s_1(t)$ y $s_2(t)$ se define como:

$$c_{12}(\tau) = c_{ss}(\tau) + c_{sn_2}(\tau) + c_{n_1s}(\tau) + c_{n_1n_2}(\tau) \quad (4.8)$$

y la correlación cruzada de $s_2(t)$ y $s_1(t)$ como:

$$c_{21}(\tau) = c_{ss}(\tau) + c_{sn_1}(\tau) + c_{n_2s}(\tau) + c_{n_2n_1}(\tau) \quad (4.9)$$

Puesto que la señal y el ruido no se correlacionan, al igual que el ruido de las trazas 1 y 2, estas se igualan a cero.

$$c_{s n_1}(\tau) = c_{n_1 s}(\tau) = c_{s n_2}(\tau) = c_{n_2 s}(\tau) = c_{n_1 n_2}(\tau) = c_{n_2 n_1}(\tau) = 0$$

Por tanto las ecuaciones 4.6, 4.7, 4.8 y 4.9, se simplifican como:

$$c_{11}(\tau) = c_{ss}(\tau) + c_{n_1 n_1}(\tau) \quad (4.10)$$

$$c_{22}(\tau) = c_{ss}(\tau) + c_{n_2 n_2}(\tau) \quad (4.11)$$

$$c_{12}(\tau) = c_{ss}(\tau) \quad (4.12)$$

$$c_{21}(\tau) = c_{ss}(\tau) \quad (4.13)$$

en consecuencia:

$$c_{ss}(\tau) = \frac{1}{2} [c_{12}(\tau) + c_{21}(\tau)] \quad (4.14)$$

sustituyendo la relación 4.14 en 4.10 y 4.11:

$$c_{n_1 n_1}(\tau) = c_{11}(\tau) - \frac{1}{2} [c_{12}(\tau) + c_{21}(\tau)] \quad (4.15)$$

$$c_{n_2 n_2}(\tau) = c_{22}(\tau) - \frac{1}{2} [c_{12}(\tau) + c_{21}(\tau)] \quad (4.16)$$

Esto indica que se pueden encontrar las autocorrelaciones de la señal y ruido de dos trazas sísmicas adyacentes con las suposiciones iniciales.

Del teorema de descomposición (Wold, 1938), una serie de tiempo puede representarse como la convolución de una ondícula y una serie aleatoria.

Si $s(t) = \alpha(t) * A(t)$; $n_1(t) = k_1 \beta(t) * B(t)$ y $n_2(t) = k_2 \beta(t) * C(t)$, entonces se tiene que:

$$s_1(t) = \alpha(t) * A(t) + k_1 \beta(t) * B(t) \quad (4.17)$$

$$s_2(t) = \alpha(t) * A(t) + k_2 \beta(t) * C(t) \quad (4.18)$$

Donde las series A, B y C no se correlacionan. Los factores k_1 y k_2 son razones rms de las series de ruido en las dos trazas, por ello $1/k_1$ y $1/k_2$ son las razones señal/ruido, donde los valores de k_1 y k_2 son menores a 1. El promedio $c'_{12} = (c_{12} + c_{21}) / 2$ es el estimado de la autocorrelación de la ondícula α ($c_{\alpha\alpha}$) y la diferencia $c_{11} - c'_{12}$ y $c_{22} - c'_{12}$ es el estimado de la autocorrelación de la ondícula β ($c_{\beta\beta}$) de las trazas 1 y 2. Los espectros de potencia se obtienen con la transformada de Fourier de las autocorrelaciones respectivas (Robinson, 1983)

4.1.2. ANALISIS LINEAL DE FASE (LPA)

Los registros de impedancia $Z_i^{reg}(\tau)$ en tiempo doble τ de N pozos, se filtran a la máxima frecuencia estimada en MCA, dejando las bajas frecuencias para el modelado de impedancia acústica. Posteriormente se convierten a coeficientes de reflexión para calcular las trazas sísmicas sintéticas, las cuales se comparan con las trazas sísmicas observadas cercanas al pozo.

Entre las trazas observadas y las sintéticas se advierte un desplazamiento en tiempo que no permite alinear los eventos, por otra parte, la fase de la ondícula no permite obtener la máxima correspondencia. Por esta razón el análisis LPA tiene por objeto modificar la forma de la ondícula conservando el espectro de amplitud MCA por mínimos cuadrados para darle mayor fuerza o confianza respecto a los errores del registro de pozo. Así mismo se cambia el espectro de fase para obtener una fase constante que dé la máxima correlación de eventos.

Si $w(t)$ en el punto inicial del análisis se supone de fase cero, entonces $w(\theta, t)$ es una ondícula que tiene una corrección de fase constante θ respecto a $w(t)$:

$$w(\theta, t) = \text{Cos } \theta \cdot w(t) + \text{Sen } \theta \cdot H [w(t)] \quad (4.19)$$

Donde $H[\]$ es la transformada de Hilbert.

El análisis de fase puede considerarse en dos etapas (Richard, 1986; Nyman et al, 1987):

1) Alineación de eventos sísmicos reales con sintéticos de pozo. Se comparan datos sísmicos reales con los sintéticos de pozo mediante la correlación cruzada de la parte real de la señal analítica, en este caso la envolvente tiene mas características de baja frecuencia que la función de correlación cruzada original y además no depende de sus propiedades de fase. El desplazamiento en tiempo se determina del retraso de la envolvente.

2) Análisis de fase independiente de la frecuencia. Para encontrar el ángulo de fase que dé la fase constante de corrección para la mejor aproximación entre sintético de pozo y dato sísmico real, se emplea el coeficiente de correlación normalizado o norma VARIMAX de la correlación cruzada como una medida de semejanza. La norma VARIMAX es más sensible al ancho de banda sísmica que el coeficiente de correlación, que es más estable y se aprecia mejor.

Los dos análisis anteriores se realizan en las trazas sísmicas adyacentes con el propósito de seleccionar:

a) Posición de la traza sísmica más coherente con la serie de coeficientes de reflexión del pozo (posición de referencia).

b) Ventana de tiempo más confiable para una estimación mas precisa de la ondícula.

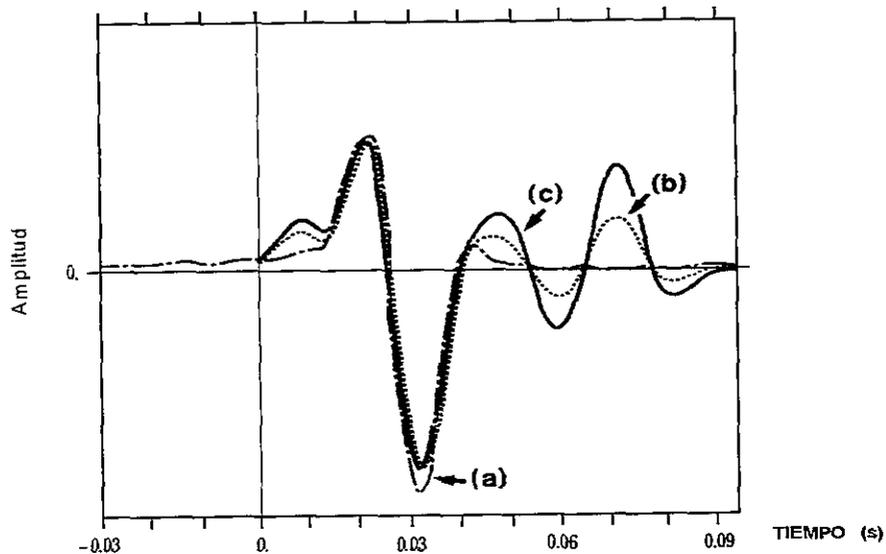
c) Desplazamiento en tiempo, de trazas vecinas, que son consistentes con la traza sísmica de referencia.

La traza sísmica de referencia, se forma de una combinación lineal de segmentos desplazados en tiempo de algunas trazas de campo cercanas; de esta manera se detecta el CDP más coherente con los datos de pozo y la ventana de tiempo más adecuada. Un escalamiento de energía adecuado, completa el proceso de ondícula. La solución es por mínimos cuadrados, limitada por un espectro de amplitud y fase constante. Esta

aproximación permite una relación entre precisión y confianza que da mas oportunidad de encontrar ondículas casi idénticas cuando se usan varios pozos.

4.1.3. ANALISIS DE FASE Y AMPLITUD VARIABLE (VPA)

La ondícula que se obtiene por LPA puede ser suficiente para la deconvolución de las trazas sísmicas observadas, sin embargo, para la interpretación estratigráfica de detalle o cuando aún existe desajuste entre datos reales y sintéticos, se requiere una mejor recuperación de fase de la ondícula. Este refinamiento se lleva a cabo con el Análisis de Fase y Amplitud Variable (VPA), como un problema inverso controlado, que supone a la ondícula LPA como una función que suaviza la ondícula desconocida. La función que se desea minimizar contiene una mezcla de errores sísmicos y de ondícula, que equivalen a parámetros "pesados" que controlan la suavidad de la solución. La ondícula extraída esta limitada por dos soluciones extremas, la ondícula LPA y la ondícula obtenida por estimación convencional de mínimos cuadrados. Esto permite al interprete mejorar la correspondencia entre datos sísmicos observados y sintéticos de pozo, evitando las inestabilidades generadas por factores de distorsión, especialmente aquellos que aparecen en una ventana corta.



Richard y Brac, 1988

Figura 4.2. Ondículas de fase constante (a), fase variable restringida (b) y con fase variable sin restricción (c).

La calidad de la ondícula que se extrae, depende de la correspondencia entre el sintético de pozo y los datos observados. Si el resultado no es aceptable, se puede aplicar una función que alargue o comprima el registro de impedancia para eliminar las pequeñas discrepancias entre ambos datos. En la práctica debe tenerse cuidado con esta función. La figura 4.2 representa las ondículas de fase constante (a), con fase variable restringida (b) y con fase variable no restringida (c); cuyos espectros de amplitud se muestran en la figura 4.1, donde se aprecia que los tres quedan dentro del espectro de la señal obtenida de los datos sísmicos.

La facilidad de inter-actuar con la información durante esta calibración, da al interprete la oportunidad de abordar las diferentes situaciones que surgen cuando se calibran los datos sísmicos y de pozo y sísmicos. Una vez que la ondícula $w_i(t)$ se ha extraído en cada pozo; la suposición de cambios laterales de la ondícula permite construir una sección de ondícula $w(x,t)$. Sin embargo en la práctica estas variaciones son difíciles de inferir de los datos sísmicos únicamente.

Duijndam et al (1986) describe en dos partes la extracción de ondícula y la corrección de impedancia:

1.- El análisis VPA tiene por objeto mejorar el ajuste entre datos observados y sintéticos sin introducir inestabilidades oscilatorias en la ondícula estimada. Para ello se supone un modelo de impedancia multitraza para una región restringida alrededor del pozo.

Se usa una ondícula CP truncada como información inicial para la estimación estadística de parámetros de ondícula en el dominio del tiempo, considerando que la traza sísmica representada en la ecuación 4.1 es una identidad que relaciona tres procesos aleatorios (datos, señal y ruido), donde la señal y el ruido son procesos independientes.

El problema inverso de mínimos cuadrados generalizado (Franklin, 1970) propone encontrar w de manera que:

$$(d^{obs} - R w)^t C_d^{-1} (d^{obs} - R w) + (w^{ini} - w)^t C_w^{-1} (w^{ini} - w) \quad (4.20)$$

sea mínima. En la aproximación multitraza general, el vector d^{obs} de la traza observada, el vector de la ondícula inicial w^{ini} , el vector de la ondícula desconocida w , la matriz de los coeficientes de reflexión R , la matriz de covariancia de datos C_d y la matriz de covariancia de la ondícula C_w toman una forma dividida de las N traza elegidas alrededor del pozo. Suponiendo el modelo físico dado por las ecuaciones 4.1 y 4.2 y que la matriz C_w es diagonal, la inversión multitraza proporciona la ondícula que minimiza la suma promedio de las energías de error de la sísmica y la ondícula para N trazas de entrada. La forma de la ondícula de entrada, considerada como inicial, muestra su dependencia respecto a los datos sísmicos observados. Las variaciones en C_w evitan oscilaciones locales indeseables en la estimación de la ondícula final.

2.- Los valores de impedancia del pozo, pueden ajustarse en tiempo mediante un proceso que alarga o comprime el registro de impedancia, a fin de que las trazas observadas y sintéticas coincidan mejor, ya que los datos sísmicos pueden mostrar cambios relativamente significativos en los coeficientes de reflexión cerca de los pozos. La extensión lateral de la impedancia se determina usando el método de inversión multitraza con información *a priori* descrito por Brac et al (1988). La ondícula de salida en el paso anterior se usa en el modelo convolucional de la ecuación 4.2 y permanece fija. La inversión multitraza permite forzar la consistencia lateral del modelo de impedancia, lo que resulta más confiable que la aproximación a una sola traza. La figura 4.3 se refiere a una sección sísmica con dos pozos cuyas trazas sintéticas se calcularon con la ondícula promedio que se obtiene del Análisis de Fase Variable. Se aprecia la gran coincidencia con los datos sísmicos observados.

4.2 MODELADO DE IMPEDANCIA ACUSTICA

Una vez que se obtiene la ondícula se efectúa una deconvolución para obtener una sección sísmica de fase cero que permita interpretar estructural y estratigráficamente los horizontes que servirán de modelo geológico para construir el modelo de impedancia acústica $Z^{estrat}(\tau)$ junto con los registros de impedancia disponibles. El interprete puede cambiar el modelo como considere necesario.

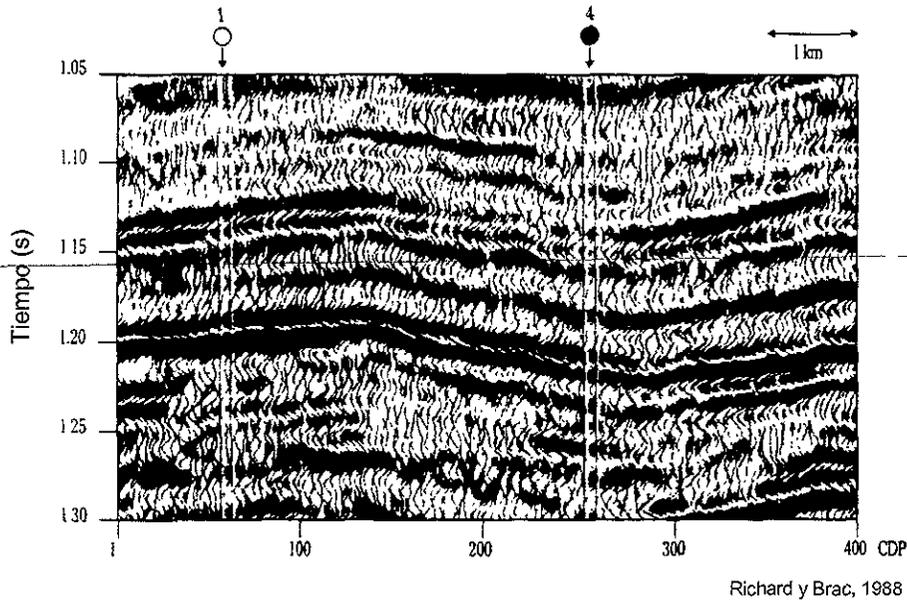


Figura 4.3. Trazas sintéticas de dos pozos, construidas con una ondícula de fase y amplitud variable.

Se considera que el subsuelo está formado por capas que dependen de la sedimentación y que son heterogéneas en sentido perpendicular a las mismas, además que pueden seguirse líneas de isofacías, de modo que el substrato aparece más suave pero todavía heterogéneo. Las líneas de isofacías pueden definir líneas de correlación, las cuales pueden terminar (discordancias) o ser discontinuas (fallas). La geometría puede obtenerse de los horizontes en tiempo identificados en la sección de fase cero y de la definición de secuencias de depósito entre estos horizontes (superior, inferior, concordante). La información estratigráfica se describe por un vector unitario $f(x,t)$ tangente a la línea de correlación en cada punto (x,t) del dominio que está examinándose $\{x_{\text{Inicial}}, x_{\text{Final}}\}$ vs $\{T_{\text{Inicial}}, T_{\text{Final}}\}$. Para ajustar los registros de impedancia filtrados con alta frecuencia $Z_i^{\text{regf}}(\tau)$ se usa la siguiente restricción:

$$Z^{\text{estrat}}(x_i, \tau) = Z_i^{\text{regf}}(\tau) \quad \text{donde } i = 1, \dots, N \quad 4.21$$

Donde N es el número de pozos incluidos en la operación. Esta técnica permite establecer un modelo de impedancia estratigráfica $Z^{\text{estrat}}(x_i, \tau)$ mediante la variación lineal entre los valores $Z_i^{\text{regf}}(\tau)$ a lo largo de las líneas de correlación $\tau(x)$, con la ecuación 4.21. Las líneas de correlación se usan como guías entre la extrapolación lateral de un registro o la interpolación lateral entre dos o más registros.

Para calcular la sección sísmica sintética $S(x,t)$ a partir de un modelo de impedancia $Z(x,\tau)$ se usan solo los primarios unidimensionales, en la ecuación siguiente:

$$S(x, t) = \int R(x, \tau) w(x, t-\tau) d\tau \quad (4.22)$$

donde
$$R(x, \tau) = \frac{d}{d\tau} \log Z(x, \tau) \quad (4.23)$$

Cuando la diferencia entre la sección sísmica original y la sección sísmica sintética del modelo de impedancia estratigráfico se aproxima a cero, el ajuste es bueno y se acepta el modelo, aunque en la práctica esto no sucede y el modelo estratigráfico debe cambiarse con una nueva hipótesis o integrando mas datos sísmicos.

Si $Z^{\text{prio}}(x,\tau) = Z^{\text{estrat}}(x,\tau)$, el modelo *a Priori* es independiente de los datos sísmicos observados. Con ello se puede encontrar la sección de impedancia acústica óptima que se asemeje mas al modelo *a Priori* y se ajuste con la información de la señal de los datos sísmicos observados. La interpretación estratigráfica integrada es un problema inverso con información *a Priori*.

La sección de impedancia se define como una función de probabilidad *a Priori* que se supone Gaussiana con Esperanza $Z^{\text{prio}}(x,\tau)$. Al construir el operador de covariancia de impedancia, se supone que el interprete da un grado de confianza a los registros $(Z_i^{\text{regf}}(\tau), i = 1, \dots, N)$ los cuales son parte del proceso de calibración. Considerando que los registros Z_i^{regf} son exactos y que los errores en el modelo *a Priori* solo se deben a errores en la geometría de las líneas de correlación y la naturaleza heterogénea del medio a lo largo de estas líneas. De las reglas estratigráficas establecidas durante el modelado estratigráfico directo, los errores en el modelo *a Priori* se correlacionan bien a lo largo de las líneas de correlación y no en dirección perpendicular. El operador de covariancia de impedancia se elige exponencial a lo largo de las líneas de correlación y como una función Delta de Dirac en la dirección ortogonal. Por ello el operador de covariancia de impedancia depende de dos parámetros: La desviación estándar $\sigma_z(x,\tau)$ y la longitud de correlación $\lambda_z(x,\tau)$. Ambos parámetros pueden variar en

tiempo y espacio. El operador de covarianza de impedancia debe modelar la probabilidad condicional de acuerdo a la ecuación 4.21.

El ruido sísmico se describe estadísticamente por una función aleatoria Gaussiana con Esperanza cero, independiente en espacio y correlacionada en tiempo; el espectro de amplitud de la señal y el ruido pueden ser idénticos. En este caso, el operador de covarianza C_s que describe la incertidumbre sísmica, es simple y tiene una representación diagonal en el espacio. En la practica C_s se define de la razón ruido/señal en sentido de energía $N_s(x,t)$, el cual puede variar en tiempo y espacio.

Ya que los parámetros $N_s(x,t)$, $\sigma_z(x,\tau)$ y $\lambda_z(x,\tau)$ se han especificado, el interprete busca la sección de impedancia que aumente al máximo la función de probabilidad *a posteriori*, dada la observación $S^{obs}(x,t)$. El resultado de este máximo parecido (maximum likelihood) se denomina sección de impedancia óptima. Si se suponen que las incertidumbres en el estimado *a priori* $Z^{prio}(x,\tau)$ son estadísticamente independientes de los errores de datos observados, entonces el modelo óptimo es la sección de impedancia entre las que satisfacen la ecuación 4.21 y las que minimizan la función objetivo:

$$J(z) = J_s(z) + J_z(z) \quad (4.24)$$

donde $J_s(z) = \langle S(x,t) - S^{obs}(x,t), C_s^{-1} (S(x,t) - S^{obs}(x,t)) \rangle$ (4.25)

\langle, \rangle es el producto escalar L^2 y

$$J_z(z) = \frac{1}{2} \int_{x_i}^{x_f} \int_{\tau_i}^{\tau_f} \frac{1}{\sigma_z^2(x,\tau)} \left(\frac{1}{\lambda_z(x,\tau)} (Z(x,\tau)) - Z^{prio}(x,\tau) \right)^2 + \lambda_z(x,\tau) \left(\text{grad}(Z(x,\tau) - Z^{prio}(x,\tau)) \circ I((x,\tau)) \right)^2 dx d\tau \quad (4.26)$$

Matemáticamente el comportamiento esperado de la función objetivo se expresa en términos de $N_s(x,t)$, $\sigma_z(x,\tau)$ y $\lambda_z(x,\tau)$. La elección de estos parámetros es responsabilidad del interprete.

Es el único que decide que confianza le da a los datos. Usando esta fórmula, la información *a priori* se expresa primero cuantitativamente y se incorpora en la interpretación sísmica desde el principio.

El término geológico $J_z(z)$ permite una estabilización del problema de inversión de impedancia "ill-posed". Primero se incluyen matemáticamente, las bajas frecuencias de los datos de pozo en la solución y no se adicionan directamente a los resultados deconvolucionados como en la transformación de pseudo impedancia acústica. Segundo, los registros de impedancia disponibles dentro de la banda de frecuencia sísmica, la información estratigráfica y de interpretación se usan explícitamente a través del modelo *a Priori*. Los parámetros de confianza restringen el resultado solo a características geofísicas posibles.

Además, no se pueden obtener resultados apropiados en frecuencias mas allá de la frecuencia superior sísmica ya que el desajuste sísmico no puede corregir el modelo *a Priori*. Para longitudes de correlación suficientes, los registros de pseudo impedancia son aparejados desde un CDP a otro. Lo que ha permitido conseguir una inversión de impedancia mas completa que la inversión de impedancia traza a traza (Oldenburg et al, 1983; Van Reil y Mesdag, 1988) .

La minimización de $J(Z)$ es entonces 2D y por tanto un problema a gran escala. El uso de una tendencia lateral de la impedancia, permite la exclusión de soluciones que de alguna manera no son suficientemente suaves para ser compatibles con nuestro conocimiento respecto al comportamiento de la impedancia y contribuye a prevenir la respuesta del modelo sísmico desde el ajuste de ruido incoherente en los datos sísmicos observados. El término $J_z(z)$ permite la eliminación parcial del ruido sísmico con consecuencias importantes en la resolución vertical. Se puede extraer información confiable de los lados adyacentes de la banda de frecuencia sísmica.

La estructura lateral y la alta resolución en tiempo permiten hacer la interpretación litológica del modelo óptimo mucho más fácil, que con respecto a los pseudo registros estándar obtenidos por conversión de pseudo impedancia acústica.

5. - INVERSION DE BORN GENERALIZADA.

La prospección sísmica como se describe en el capítulo 2, consiste en una fuente que emite ondas de energía que se propagan e interactúan con el medio para posteriormente ser detectadas en superficie. La información que se registra, permite inferir las características del medio transmisor, ya que si en un medio homogéneo existe alguna heterogeneidad, se observará un cambio de forma y carácter en la onda transmitida, dando lugar a un tipo de ondas denominadas "scattered waves" u ondas dispersadas que individualmente se conocen como ondas reflejadas, refractadas o difractadas. (Bleistein, 1984).

El modelo físico que describe la propagación de las ondas sísmicas, puede ser acústico, elástico o anelástico en una, dos o tres dimensiones. En el caso acústico, la diferencia de la respuesta de onda que se esperaría en un medio de referencia, se denomina onda acústica dispersada (Weglein, 1985). Las ondas que se propagan en un medio, transportando energía y con velocidad finita, son funciones que dependen del tiempo y el espacio y se denominan campos de onda, los cuales pueden ser escalares o vectoriales. La estructura espacial del campo de onda y su dependencia temporal se determinan por el carácter de la fuente y las propiedades del medio por donde se propagan las ondas (Sobczyk, 1985).

Para el análisis de la propagación de ondas se considera que: 1) Los cambios en las propiedades del medio no dependen del tiempo. 2) Las ondas son armónicas y 3) Las ecuaciones que describen el movimiento son lineales. Las ondas dispersadas están sobre la onda incidente primaria y generan fluctuaciones del campo total, las cuales se manifiestan como variaciones de amplitud y fase, así como en su correlación espacial - temporal. Esto se advierte como una atenuación y retardo de la onda (Sobczyk, 1985).

En un medio isotrópico donde los esfuerzos son hidrostáticos, se considera que el medio elástico es acústico puesto que se ignoran los esfuerzos de cizalla. Esta suposición permite simplificar las operaciones y utilizar los datos sísmicos de campo, los cuales representan la

componente vertical de la velocidad (Morgan, 19??). De la ecuación de movimiento, en términos de dilatación cúbica (Δ):

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Delta \quad (5.1)$$

Donde μ y λ son las constantes de Lamé, se obtiene la ecuación de onda homogénea, a partir del teorema de Helmholtz, el cual dice que el vector de desplazamiento de una partícula \mathbf{u} se puede describir como la suma del gradiente de un potencial escalar y el rotacional de un potencial vectorial (McQuistan, 1985).

$$\mathbf{u} = \nabla \chi + \nabla \times \mathbf{B} \quad (5.2)$$

Si el medio se considera acústico, el rotacional $\nabla \times \mathbf{B} = 0$, y si además, $\Delta = \text{div } \mathbf{u}$ y $\mathbf{u} = \nabla \psi$, entonces de la ecuación 5.1, se obtiene la ecuación de onda homogénea:

$$\nabla^2 \psi - \frac{1}{c_\psi^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = 0 \quad (5.3)$$

Donde $c_\psi = \left(\frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho} \right)^{1/2}$ es la velocidad de una señal que viaja a través del medio. En la ecuación no se incluye información de la fuente del campo de onda (Morgan, 19??).

Si se considera una onda de presión P respecto a las posiciones \mathbf{r}_s y \mathbf{r} de la fuente puntual en superficie y del campo de onda respectivamente. La ecuación de onda multidimensional más simple para un medio no homogéneo con densidad acústica constante es:

$$\left(\nabla^2 - \frac{1}{c^2(\mathbf{r})} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \right) P(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, t) = \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_s) \delta(t) \quad (5.4)$$

Donde $c(\mathbf{r})$ es la velocidad acústica y δ es una función delta de Dirac que representa una fuente puntual.

El análisis de este tipo de ecuaciones diferenciales es difícil, por lo que se emplean métodos de aproximación basados en hipótesis físicas sencillas, por ejemplo, que las inhomogeneidades del medio son suficientemente pequeñas para representar el proceso de onda como una expansión respecto a un pequeño parámetro, que correspondería a índices de refracción no constantes (Sobczyk, 1985). Uno de los métodos de aproximación que se ajusta a las características de la ecuación de onda acústica es el de perturbación, donde se requiere una función continua de cierto parámetro que mida la intensidad de la perturbación. La onda total P puede descomponerse en onda incidente y onda dispersada: $P = P_i + P_s$ (Morse y Feshbach, 1953).

La velocidad $c(\mathbf{r})$ en la ecuación 5.4 esta compuesta por una velocidad de referencia constante c_0 y una variación o perturbación en el índice de refracción $\alpha(\mathbf{r})$.

$$\frac{1}{c^2(\mathbf{r})} = \frac{1}{c_0^2}(1 - \alpha(\mathbf{r})) \quad (5.5)$$

sustituyendo 5.5 en 5.4 y tomando la transformada de Fourier temporal

$$\left(\nabla^2 - \frac{\omega^2}{c_0^2}(1 - \alpha(\mathbf{r})) \right) \tilde{P}(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, \omega) = \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_s) \quad (5.6)$$

Donde $\tilde{P}(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, \omega) = \int P(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, t) e^{-i\omega t} dt$ es la transformada de Fourier y ω es la frecuencia temporal. La solución de 5.6 incluye la solución del medio de referencia \tilde{P}_0 y se expresa como:

$$\tilde{P}(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, \omega) = \tilde{P}_0(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, \omega) + \int \tilde{P}_0(\mathbf{r}', \mathbf{r}_s, \omega) \frac{\omega^2}{c_0^2} \alpha(\mathbf{r}') \tilde{P}(\mathbf{r}', \mathbf{r}_s, \omega) d\mathbf{r}' \quad (5.7)$$

Donde $\tilde{P}_0(\mathbf{r}', \mathbf{r}_s, \omega)$ es la función de Green para el medio de referencia constante; dicha función representa una onda esférica que se propaga de \mathbf{r}_s a \mathbf{r} y satisface la ecuación:

$$\left(\nabla^2 + \frac{\omega^2}{c_0^2} \right) \tilde{P}_0(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, \omega) = \delta(\mathbf{r} - \mathbf{r}_s) \text{ donde } \tilde{P}_0 = -\frac{1}{4\pi} \frac{\exp(-(\omega/c_0)|\mathbf{r} - \mathbf{r}_s|)}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_s|}$$

La ecuación integral 5.7 se conoce como de Lippmann-Schwinger y describe el campo total \tilde{P} como la suma del campo del medio de referencia \tilde{P}_0 y el campo dispersado (scattered field) \tilde{P}_s debido a la desviación respecto al medio de referencia (Weglein, 1985). El campo dispersado se representa por la siguiente ecuación:

$$\tilde{P}_s = \int \tilde{P}_0(\mathbf{r}, \mathbf{r}_s, \omega) \frac{\omega^2}{c_0^2} \alpha(\mathbf{r}') \tilde{P}(\mathbf{r}', \mathbf{r}_s, \omega) d\mathbf{r}' \quad (5.8)$$

Iterando sucesivamente la ecuación integral 5.7 para \tilde{P} , iniciando con \tilde{P}_0 , se demuestra la relación no lineal entre los datos \tilde{P} y el parámetro α del modelo.

$$\tilde{P} = \tilde{P}_0 + \tilde{P}_1 + \tilde{P}_2 + \dots + \tilde{P}_{n-1} + \tilde{P}_n \quad (5.9)$$

Donde el término \tilde{P}_{n-1} es una onda que se origina en \mathbf{r}_s , experimenta n-1 interacciones de dispersión con α y es registrada en \mathbf{r} . \tilde{P}_{n-1} es la superposición de todas las n posibles interacciones de dispersión que inician en \mathbf{r}_s y terminan en \mathbf{r} .

Para obtener una relación lineal aproximada entre los datos \tilde{P} y el parámetro del modelo α , se trunca la serie 5.9 después del segundo término, y se obtiene la ecuación integral 5.7 conocida como aproximación de Born. La velocidad acústica multidimensional requiere invertir la serie 5.9, para obtener la solución de $\alpha(\mathbf{r})$ y encontrar $c(\mathbf{r})$ en términos de \tilde{P} (Weglein, 1985).

Foster y Carrion (1986) basan la inversión de Born generalizada en un medio bidimensional, donde la ecuación de onda acústica es:

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{1}{c^2(z)} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \right) P(x, z, t) = f(t) \delta(x) \delta(z) \quad (5.10)$$

Para los intervalos $-\infty < x < +\infty$ y $0 \leq z \leq H$. Las variables que intervienen son: Onda de presión $P(x, z, t)$, fuente lineal $f(t) \delta(x) \delta(z)$, distribución de la fuente respecto al tiempo $f(t)$ y la velocidad total de la onda $c^2(z)$, que equivale a:

$$c(z) = \frac{c_0(z)}{[1 - \alpha(z)]^{1/2}} \quad (5.11)$$

Donde $c_0(z)$ es la velocidad de fondo con variación lenta y $\alpha(z)$ una componente de perturbación de variación rápida, siempre que la condición básica del modelo de Born: $|\alpha| \ll 1$ se respete.

El modelo de referencia o velocidad de fondo que más se acerque a la velocidad real del medio, permitirá disminuir los errores de aproximación respecto al modelo de Born, donde se consideran variaciones o perturbaciones muy pequeñas. El empleo de una velocidad de fondo constante no es una buena aproximación, por lo que se usa una velocidad de fondo variable que permite reducir los errores y extender a profundidad la recuperación de velocidad. La dificultad con esta velocidad, es encontrar el campo de onda incidente, así que solo se consideran funciones de velocidad de fondo relativamente simples (Foster y Carrion, 1984).

A fin de reducir el efecto de los múltiples y del ruido aleatorio, Foster y Carrion (1984) toman en cuenta los offsets de las trazas mediante un apilamiento inclinado ("slant stack"), que consiste en una transformación del dominio $x - t$ al dominio $\tau - p$ (tiempo de intercepción - parámetro de rayo). El "slant stack" es un tipo de apilamiento de onda donde el efecto de tiempo dinámico ó "moveout" es independiente del tiempo, de esta manera se conserva el campo de onda para poder usar técnicas de ecuación de onda, como en el caso de inversión de Born (Schultz & Claerbout, 1978). La función escalar en el "slant-stack" es adecuada para un modelo de estratificación horizontal, donde un registro sísmico se descompone en ondas planas, quedando los arribos en función del tiempo de intercepción y facilitando cualquier método de inversión en un medio unidimensional. (Phinney, et al, 1981).

El tiempo de viaje de una onda se puede expresar como la suma de dos funciones que dependen del recíproco de velocidad horizontal ("horizontal slowness") o parámetro de rayo (p) y del recíproco de velocidad vertical ("vertical slowness") (q). La velocidad aparente del frente de onda es función de p, mientras que el tiempo de intercepción τ depende solo de q. Para un tendido de punto medio común ó CMP ("Common Mid-Point"), el recíproco de velocidad horizontal es el promedio de los rayos descendentes y ascendentes para un medio estratificado con echado. El recíproco de velocidad horizontal se encuentra de la pendiente del tiempo de viaje, y el tiempo de intercepción es una función de la relación velocidad - profundidad y el recíproco de velocidad vertical (Diebold y Stoffa, 1981).

Los datos en el dominio $\tau - p$ permiten determinar el espesor de una capa y su velocidad. En un medio homogéneo horizontal, el tiempo de intercepción o retraso vertical τ se interpreta como la contribución del tiempo de viaje total t desde la componente vertical de propagación $\tau = t - px = 2 \sum_{j=1}^n q_j z_j$ (Stoffa et al, 1981).

$$\tau = t - px = 2 \sum_{j=1}^n q_j z_j \quad (\text{Stoffa et al, 1981}).$$

Para obtener una relación lineal de la ecuación de onda, Foster y Carrion (1986) analizan la ecuación 5.10 mediante métodos espectrales, con lo cual obtienen la siguiente relación:

$$\left(\frac{d^2}{dz^2} - k_x + \frac{\omega^2}{c_0^2(z)} \right) \tilde{P}(z, k_x, \omega) = \tilde{F}(\omega) \delta(z) + \frac{\omega^2}{c_0^2(z)} \alpha(z) \tilde{P}(z, k_x, \omega) \quad (5.12)$$

Incluyen una variable de tiempo de viaje igual a:

$$\theta = \int_0^z \left(\frac{1}{c_0^2(\xi)} - p \right)^{1/2} d\xi \quad (5.13)$$

Que se hace igual al tiempo de intercepción t cuando $p = 0$. Sustituyendo esta nueva variable y la relación $k_x = \omega p$ en la ecuación 5.12, obtienen la relación:

$$\left[\frac{d^2}{d\theta^2} + \frac{1}{2} \frac{d}{d\theta} \left(\ln \left(\frac{1}{c_0^2(\theta)} - p^2 \right) \right) \frac{d}{d\theta} + \omega^2 \right] \tilde{P}(\theta, \omega p, \omega) = \tilde{F}_p(\omega) \delta(\theta) + \omega^2 V_p(\theta) \tilde{P}(\theta, \omega p, \omega) \quad (5.14)$$

donde la fuente primaria ahora es función de ω y p

$$\tilde{F}_p(\omega) = \frac{\tilde{F}(\omega)}{\left(\frac{1}{c_0^2(\theta)} - p^2 \right)^{1/2}}$$

y el potencial de dispersión o fuente virtual como función de θ y p

$$V_p(\theta) = \frac{\alpha(\theta)}{1 - p^2 c_0^2(\theta)} \quad (5.14a)$$

El cual se vuelve singular para $p = 1/c_0(\theta)$ cuando el conjunto de puntos corresponde a las reflexiones que tienen un ángulo mayor o igual al ángulo crítico; por ello solo se consideran las reflexiones pre-críticas, es decir, cuando se cumple la relación: $p^2 c_0^2 < 1$.

Con el propósito de simplificar la relación, Foster y Carrion (1986) basados en el teorema de reconstrucción de Bracewell y Riddle (1967) obtienen una distribución $f(x,y)$ a partir de una franja unidimensional a diferentes ángulos, es decir, que la transformada de Fourier unidimensional de una proyección, es igual a una franja de la transformada de Fourier bidimensional de la distribución proyectada, con lo cual pueden considerar que:

$$\tilde{S}_p(\omega) = \tilde{P}(\omega, -\omega p) \quad (5.14b)$$

Donde $\tilde{S}_p(\omega)$ es la transformada unidimensional de Fourier del apilamiento inclinado ("slant-stack"). Considerando la simetría de la ecuación 5.14 y tomando en cuenta que la velocidad de fondo tiene una variación lenta y que los datos son pre-críticos y de alta frecuencia en su mayoría, sustituyen $\tilde{P}(\omega, -\omega p)$ por $\tilde{S}_p(\omega)$ y obtienen la relación:

$$\left[\frac{d^2}{d\theta^2} + \omega^2 \right] \tilde{S}_p(\omega, \theta) = \tilde{F}_p(\omega) \delta(\theta) + \omega^2 V_p(\theta) \tilde{S}_p(\omega, \theta) \quad (5.15)$$

La cual se resuelve para $\tilde{S}_p(\omega)$ mediante la aproximación de Born:

$$\tilde{S}_p(\omega, \theta) = \tilde{S}_p^i(\omega, \theta) + \omega^2 \int G_p(\theta - \theta', \omega) V_p(\theta') \tilde{S}_p^i(\omega, \theta') d\theta' \quad (5.16)$$

Donde el campo incidente es $\tilde{S}_p^i(\omega, \theta) = G_p(\theta, \omega) \tilde{F}_p(\omega)$ y G_p es una función de Green que cumple la relación $\left(\frac{d^2}{d\theta^2} + \omega^2 \right) G_p(\theta, \omega) = \delta(\theta)$.

Aplicando la transformada inversa de Fourier: $S_p(\tau) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{S}_p e^{i\omega\tau} d\omega$ donde $\tau = t -$

px

a la ecuación 5.16, se obtiene:

$$S_p(t, \theta) - S_p^i(\tau, \theta) = \int \frac{\partial^2}{\partial \tau^2} \int_0^\tau G_p(\theta, \theta', \tau') S_p^i(\tau - \tau', \theta) d\tau' V_p(\theta') d\theta' \quad (5.17)$$

Agrupando ciertos términos, simplifican la expresión anterior como sigue:

$$D_p(\tau, \theta) = \int k_p(\theta, \theta', \tau) V_p(\theta') d\theta' \quad (5.18)$$

Donde los datos dispersados $D_p = S_p(t, \theta) - S_p^i(\tau, \theta)$ equivalen a la diferencia entre los datos del sismograma de entrada y los del modelo inicial, y el kernel de Fréchet a:

$k_p(\theta, \theta', \tau) = \frac{\partial^2}{\partial \tau^2} \int_0^\tau G_p(\theta, \theta', \tau') S_p^i(\tau - \tau', \theta) d\tau'$, (Keys, 1983). El cual depende de la función

causal de Green, que satisface la ecuación de onda unidimensional, mientras que el campo incidente es la convolución de la función de Green y la fuente.

Una ventaja de usar los datos con apilamiento inclinado es que la ecuación de dispersión 5.18 para un medio estratificado 2-D se expresa usando una función de Green de una dimensión. Esto simplifica el problema inverso a una dimensión donde cada offset de traza puede tratarse como la respuesta a una onda incidente plana.

Utilizando la función de Heaviside como la función de Green que resuelve la ecuación de onda unidimensional y sustituyendo en el kernel de Fréchet, obtienen la relación:

$$k_p(\theta, \tau) = - \int_0^{\tau} H(\tau' - \theta) \frac{\partial^2}{\partial \tau'^2} S_p^i(\tau - \tau', \theta) d\tau' = - \frac{\partial^2}{\partial \tau^2} S_p^i(\tau - \theta, \theta) \quad (5.19)$$

y por tanto, la convolución de G_p y la fuente de $f_p(\tau)$ será

$$S_p^i(\theta, \tau) = - \int_0^{\tau} H(\tau - \tau' - \theta) f_p(\tau') d\tau' = \int_0^{\tau} f_p(\tau') d\tau' \quad (5.20)$$

por lo que:

$$k_p(\theta, \tau) = f_p(\tau - 2\theta) \quad (5.21)$$

sustituyendo 5.21 en 5.18 se produce una relación lineal entre los datos dispersados y la convolución de la fuente y la variable de perturbación

$$D_p(\tau) = \int_0^{\tau} f_p(\tau - 2\theta) V_p(\theta) d\theta \quad (5.22)$$

Esta expresión es una ecuación integral Volterra de primer tipo. Sus soluciones se conocen como mal establecidas ("ill-posed"), cuando no satisfacen tres condiciones: 1) Existe una

ESTA TESIS NO DEBE VALER DE LA BIBLIOTECA

solución. 2) La solución es única y 3) La solución depende continuamente de los datos originales. Si un problema tiende a ser mal establecido, los errores en los datos pueden producir grandes inestabilidades en la solución inversa (Tikhonov y Arsenin, 1977), y puesto que siempre habrá imprecisión en los datos, la ecuación 5.22 se resuelve con una solución regularizada de manera aproximada.

Keys y Weglein (1983) presentaron inicialmente un tipo de solución óptima para la perturbación V_p en el dominio espacial y temporal (Foster y Carrion, 1986). Para datos proyectados en el dominio $\tau - p$, y un parámetro de rayo fijo, la función cuadrática se puede minimizar como:

$$E_p(V) = \left\| D_p(\tau) - \int_0^\theta f_p(\tau - 2\theta') V_p(\theta') d\theta' \right\|_2^2 + \Omega \| V_p(\theta) \|_2^2 \quad (5.23)$$

Donde $\|\cdot\|_2$ es la norma media cuadrada L_2 , Ω es un escalar no negativo y $D_p(\tau)$ es el dato disperso con apilamiento inclinado. Al seleccionar el modelo óptimo, esta funcional satisface dos condiciones: 1) El primer término del lado derecho de la ecuación 5.23 requiere que V_p se elija de tal manera que la diferencia entre el campo de onda linealizado y los datos sea pequeña. 2) El segundo término restringe la diferencia absoluta entre la perturbación V_p y el modelo de referencia. Esta restricción se debe a que el modelo de Born requiere que las variaciones respecto a un modelo de referencia se conserven mínimas.

Desarrollando la funcional E y diferenciando respecto a V_p se obtiene:

$$\frac{dE}{dV} = 2 \int_0^{\hat{\theta}} \left[-b_p(\theta) + \int_0^{\hat{\theta}} R_p(\theta, \theta') V_p(\theta') d\theta' + \Omega V_p(\theta) \right] d\theta \quad (5.24)$$

Donde, $b_p(\theta) = \int_0^{\hat{\theta}} D_p(\tau) f_p(\tau - 2\theta) d\tau$ y el kernel simétrico, $R_p(\theta, \theta') = \int_0^{\hat{\theta}} f_p(\tau - 2\theta) f_p(\tau - 2\theta') d\tau$.

Cuando se iguala la ecuación 5.24 a cero, se encuentra el punto estacionario.

$$b_p(\theta) = \Omega V_p(\theta) + \int_0^{\hat{\theta}} R_p(\theta, \theta') V_p(\theta') d\theta' \quad (5.25)$$

y la función V_p , que satisface esta ecuación, minimiza la funcional cuadrática E .

Puesto que los datos de reflexión son generalmente digitales, la forma discreta de la ecuación 5.25 es:

$$b_p(\theta_i) = \Omega V_p(\theta_i) + \sum_j R_p((\theta_i, \theta_j)) V_p(\theta_j) \Delta\theta_j \quad (5.26)$$

Donde el subíndice p es un offset de traza fijo. Recordando que las perturbaciones de velocidad α pueden determinarse de V_p para un valor de p , si se usan varios valores de p , el problema inverso tiene grados de libertad adicionales, los cuales se utilizarán para reducir el ruido aleatorio y los múltiples. La ecuación 5.26 puede expresarse en forma matricial como:

$$\mathbf{b} = (\Omega \mathbf{I} + \mathbf{R})\mathbf{V} \quad (5.27)$$

donde \mathbf{I} es la matriz identidad y la solución para \mathbf{V} es:

$$\mathbf{V} = (\Omega \mathbf{I} + \mathbf{R})^{-1} \mathbf{b} \quad (5.28)$$

La forma de la ecuación 5.27 es idéntica a la de un filtro de Wiener restringido, con los coeficientes del filtro representando la magnitud de la perturbación variable. Treitel y Lines (1982) discuten la relación de un filtro de Wiener restringido y la teoría inversa lineal generalizada.

Cuando el escalar $\Omega = 0$, la ecuación se reduce a la ecuación normal.

$$\mathbf{b} = \mathbf{R}\mathbf{V} \quad (5.29)$$

La solución inversa de esta ecuación puede ser inestable ya que la deconvolución está mal condicionada, Drachman (1984). Un problema está mal condicionado cuando una pequeña cantidad de ruido en los datos, permite un gran error en la solución inversa. Al mostrar el mal condicionamiento de la ecuación 5.29 suponen que \mathbf{R} es exacto y una pequeña cantidad de ruido se encuentra en los datos. El error $\Delta \mathbf{V}$ en la solución inversa \mathbf{V} , como resultado del error $\Delta \mathbf{b}$ en \mathbf{b} está dado por:

$$\frac{\|\Delta \mathbf{V}\|_2}{\|\mathbf{V}\|_2} \leq \text{cond}(\mathbf{R}) \cdot \frac{\|\Delta \mathbf{b}\|_2}{\|\mathbf{b}\|_2} \quad (5.30)$$

Donde la definición: "condición de número" de la matriz es:

$$\text{cond}(\mathbf{R}) = \|\mathbf{R}^{-1}\|_2 \cdot \|\mathbf{R}\|_2 = \frac{\lambda_{\max}}{\lambda_{\min}} \quad (5.31)$$

y λ_{\max} y λ_{\min} son los eigenvalores mayor y menor de la matriz de autocorrelación de la fuente, respectivamente. La matriz de autocorrelación puede contener pequeños eigenvalores cuando la función fuente es de banda limitada y la ecuación 5.30 muestra que el error puede ser arbitrariamente grande cuando \mathbf{R} es casi singular ($\lambda_{\min} \rightarrow 0$). Cuando el error $\Delta \mathbf{V}$ es grande, la solución \mathbf{V} puede oscilar rápidamente de manera muy inestable. Una restricción positiva ($\Omega > 0$) mejora el condicionamiento debido a que los eigenvalores son desviados del cero. Para $\Omega > 0$ la condición de número es

$$\text{cond}(\Omega \mathbf{I} + \mathbf{R}) = \frac{\lambda_{\max} + \Omega}{\lambda_{\min} + \Omega} \quad (5.32)$$

el cual tiende a la unidad cuando Ω aumenta y entonces:

$$\frac{\|\Delta \mathbf{V}\|_2}{\|\mathbf{V}\|_2} < \frac{\|\Delta \mathbf{b}\|_2}{\|\mathbf{b}\|_2} ; \Omega \rightarrow \infty \quad (5.33)$$

La solución inversa es estable y bien condicionada debido al filtro positivo restringido, pero la resolución disminuirá cuando Ω aumente. Cuando Ω aumenta, \mathbf{V} será más suave y la resolución disminuirá ya que la funcional $E(\mathbf{V})$, ecuación 5.23, será menos sensible a la precisión con la cual la perturbación ajusta los datos medidos. El valor de Ω representa un

intercambio entre precisión y estabilidad (Backus y Gilbert, 1970; Wiggins, 1972; Aki y Richards, 1980; en Foster y Carrion, 1986). Una elección adecuada de Ω es determinada por iteración a través de un rango de valores.

La implementación de un programa Fortran (anexo 5) para calcular las variaciones de velocidad a partir de una traza sintética y una ondícula de referencia, se basó en el algoritmo de Marquardt – Levenberg propuesto por Keys (1986). Los supuestos para el desarrollo del algoritmo son: La velocidad del medio solo varía con la profundidad, el módulo elástico es constante y el espacio donde se obtiene la velocidad de propagación es $[0,H]$.

Para calcular la velocidad de propagación, Keys (1986) introduce un parámetro auxiliar denominado índice de refracción:

$$m(z) = \left(\frac{c_0}{c(z)} \right)^2 \quad (5.34)$$

Donde c_0 es una velocidad de entrada constante y $c(z)$ la variación de velocidad. Puesto que el módulo elástico es constante, $m(z)$ también se puede considerar como la densidad normalizada del medio.

A diferencia de Foster y Carrion (1986), Keys (1986), plantea desde el principio una ecuación de onda unidimensional:

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{1}{c^2(z)} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \right) U(z,t) = f(t) \delta(z) \quad (5.35)$$

Para $0 \leq z \leq H$, con las condiciones límite:

$$\frac{d}{dz} U(0,t) = 0 \quad \text{y} \quad \frac{d}{dz} U(H,t) + \frac{d}{dt} U(H,t)/c_0 \quad \forall t \quad (5.36)$$

Después de aplicar la transformada de Fourier a la ecuación anterior y la ecuación 5.34 del parámetro $m(z)$; obtiene una expansión de Taylor respecto al parámetro de referencia $m_0(z)$.

$$U_L(z,k;m) = U(z,k;m_0) + \frac{\partial}{\partial m} U(z,k;m_0) \cdot (m - m_0) \quad (5.37)$$

Donde $U_L(z,k;m)$ es la aproximación lineal de $U(z,k;m)$. El segundo término de la relación anterior es la derivada de Fréchet del campo de onda en el dominio de la frecuencia, de tal manera que para cada k , la derivada parcial $\frac{\partial}{\partial m} U(z,k;m_0)$ es un operador lineal que mapea los parámetros del modelo desde el espacio M dentro del espacio de campos de onda W definido en el dominio $[0,H]$.

Sustituyendo la derivada de Fréchet en la relación 5.37 se obtiene la forma integral de la ecuación de onda Lippmann – Schwinger

$$U_L(z,k;m) = U(z,k;m_0) - k^2 \int_0^H G(z,x,k;m_0) (m - m_0)(x) \cdot U(z,k;m_0) dx \quad (5.38)$$

Reemplazando el campo de onda exacto $U(z,k;m)$ en lugar del campo de referencia $U(z,k;m_0)$ dentro del integrando de la ecuación Lippmann – Schwinger, se obtiene la primera aproximación de Born. Pero si se sustituye el campo de onda exacto con $U(z,k;m_0)$ se encuentra la aproximación lineal U_L , obtenida por el truncamiento de la expansión de la serie de Taylor (Keys, 1986).

Considerando un parámetro de referencia constante $m_0 = 1$, Keys (1986) obtiene la relación del campo dispersado:

$$D(t) = u_d(t) + c_0 \int_0^t f(t') dt' \quad (5.39)$$

La correlación cruzada del campo de onda dispersado y la fuente:

$$b(z) = \int_0^t D(t) f(t - 2z/c_0) dt \quad (5.40)$$

y la autocorrelación de la fuente como el kernel:

$$r(z, x) = \int_0^t f(t - 2z/c_0) f(t - 2x/c_0) dt \quad (5.41)$$

Si $\lambda \geq 0$, el parámetro óptimo del modelo será la solución de la ecuación integral

$$\lambda [m(z) - 1] + \int_0^H r(z, x) [m(x) - 1] dx = b(z) \quad \text{para } 0 \leq z \leq H \quad (5.42)$$

La ecuación anterior, considerando que $m_0 = 1$, se puede escribir en forma discreta como:

$$\hat{b}(j) = \lambda [m(j \Delta z) - m_0(j \Delta z)] + \sum_{p=0}^{N_z-1} \hat{r}(j-p) \cdot [m(p \Delta z) - 1] \Delta z \quad (5.43)$$

Esta relación es similar a la ecuación 5.26 obtenida por Foster y Carrion (1986), pero cuando $p = 0$ como se indica a continuación:

$$b_0(j \Delta \theta) = \Omega \alpha(j \Delta \theta) + \sum_{p=0}^{N-1} R_0(j \Delta \theta, p \Delta \theta) \cdot \alpha(j \Delta \theta) \Delta \theta \quad (5.44)$$

La diferencia entre los índices de refracción ($m(j \Delta z) - m_0(j \Delta z)$) en la ecuación 5.43, equivale al parámetro de la perturbación de velocidad $\alpha(j \Delta \theta)$ en la ecuación 5.44. Es por eso que se utilizó la relación 5.43 para elaborar el programa en Fortran para calcular la velocidad a partir de una traza sísmica y una ondícula.

Para manejar los datos de una sección sísmica formal y de registros geofísicos de pozo, se utilizó el software STRATA de Hamson & Russel con el módulo de Inversión de Bloque ("Blocky Inversion"), la cual consiste en producir una serie de bloques de pseudovelocidad de un tamaño propuesto por el usuario, pero siempre mayores a la razón de muestreo de los datos, el modelo es unidimensional y en forma de capas horizontales. Como valor inicial, se estima una traza sísmica modelo a partir de una serie de coeficientes de reflexión, que pueden ser de los registros sísmico y densidad de pozo(s) o de velocidades de apilamiento. El error será la diferencia entre la traza observada y la traza modelada, por tanto la reflectividad correcta será: $r(i) = r_0(i) + \Delta r(i)$ para $i = 1, 2, \dots, N$. Las correcciones se determinan

diferenciando una función objetivo respecto a $r(i)$ e igualando a cero. De ahí, se obtiene un sistema de ecuaciones normales que se resuelve por métodos iterativos:

$$\mathbf{r} = (\mathbf{W}^T \mathbf{W})^{-1} \mathbf{W}^T \mathbf{T} \quad (5.45)$$

Donde \mathbf{r} es el vector de longitud N con los coeficientes de reflexión desconocidos, \mathbf{W} es una matriz de dimensión $N \times M$ con elementos de la ondícula sísmica y \mathbf{T} es el vector de longitud M con muestras de la traza sísmica.

Para estabilizar la solución, se añade un factor de pre – blanqueo en la ecuación 5.45

$$\mathbf{r} = (\mathbf{W}^T \mathbf{W} + \lambda \mathbf{I})^{-1} \mathbf{W}^T \mathbf{T} \quad (5.46)$$

Es importante hacer notar que esta relación es similar a la que obtienen Foster y Carrion (1986) y Keys (1986), ya que $\mathbf{W}^T \mathbf{W}$ es la autocorrelación de la ondícula de entrada y $\mathbf{W}^T \mathbf{T}$ es la correlación cruzada de la ondícula con la traza sísmica. El vector \mathbf{r} sería la perturbación de velocidad, en tanto que es el factor de amortiguamiento en el caso propuesto por Keys (1986) o de estabilización propuesto por Foster y Carrion (1986).

6. - APLICACIÓN DE LOS METODOS DE INVERSIÓN.

Los métodos de Inversión Sísmica descritos en los capítulos precedentes, se aplicaron a un campo de gas situado en el Norte de México con el propósito de comparar y evaluar su aplicación en la descripción de los límites de secuencia inferidos con la información sísmica tradicional, así como la posibilidad de mostrar variaciones de porosidad asociadas a cambios en valores de impedancia acústica y/o velocidad. Lo cual permite definir mejor la continuidad de zonas con mayor porosidad entre pozos, que por la interpolación de valores puntuales de porosidad entre cada uno de ellos, independientemente del método de interpolación empleado. La información consistió de dos secciones sísmicas apiladas e información de cinco pozos colocados a lo largo de dichas secciones. Solo uno de los pozos cuenta con una serie completa de registros geofísicos, en tanto que los otros cuatro tienen únicamente el registro sísmico. No se tuvo acceso a información litológica de muestras de núcleo o recortes, solamente a una descripción general de las unidades litoestratigráficas del área y su interpretación en términos de secuencias estratigráficas.

6.1 ANALISIS DE REGISTROS GEOFISICOS

En la figura 6.1 se muestra la localización de las secciones sísmicas L-1 y L-2, y de los pozos "A", "B", "C", "D" y "E". Las dos secciones sísmicas se cortan perpendicularmente entre sí en la posición del pozo "B". Los parámetros de campo y la secuencia de procesamiento de la información sísmica se muestran en los anexos 2 y 3.

De acuerdo a la tabla estratigráfica descrita por López Ramos (1981), la Formación "Jackson" es la más antigua de la columna estratigráfica en el pozo "B" y corresponde al Eoceno; está constituida por arenas y areniscas interestratificadas con lutitas arenosas fosilíferas de color gris verde; con capas de ceniza volcánica y madera silicificada en la parte media y superior. En la parte inferior es discordante con la Formación "Yegua" y en su parte superior con la Formación "Vicksburg", la cual pertenece al Oligoceno Inferior. Los sedimentos de esta Formación se depositaron en ambientes marinos y salobres o transicionales. Se observa además una alternancia de cuerpos arenosos separados por horizontes arcillosos, depositados en ambientes Nerítico a Batial.

La Formación "Frío" en facies Marina y Continental corresponde al Oligoceno Medio. La facie Marina consiste de arenas y la facie Continental de lutitas de color pardo, rojizo, gris y verde, con fragmentos de anhidrita y yeso. La Formación "Catahoula" del Mioceno consiste de lutitas y arenas con abundante material tobáceo y lutitas gris verde y arenas de color gris. El conglomerado "Norma" del Oligoceno Superior forma un gran abanico de clastos gruesos, desde gravilla hasta cantos rodados, depositados por corriente fluvial. Los clastos gruesos son de rocas calcáreas, ígneas y areniscas. Se tienen también fragmentos de pedernal y lechos arenosos lenticulares.

Nieves et al (1996) describen en su informe, que la producción de hidrocarburos se obtiene básicamente de la Formación "Vicksburg" pero también de la Formación "Jackson". La estructura del campo productor donde se localizan las secciones sísmicas L-1 y L-2, así como los pozos "A", "B", "C", "D" y "E" consiste de una estructura alargada en dirección Norte - Sur con buzamiento hacia el Norte, la parte culminante de la estructura es afectada por intrusiones arcillosas.

También mencionan que la roca generadora consiste de cuerpos arcillosos de la Formación "Jackson" donde el Contenido orgánico total varía de pobre ($COT < 0.5 \%$) en ambiente Salobre a Nerítico Interno, a regular ($0.5 < COT < 1.0 \%$) en un ambiente Nerítico Externo a Batial Superior. La madurez va de $RO < 0.5 \%$ a $RO > 0.5 \%$ en la ventana de gas húmedo. El tipo de materia orgánica es kerógeno del tipo III por lo que solo se espera gas seco y escaso gas húmedo. La migración de hidrocarburos fue a través de fallas y se depositó en los cuerpos de areniscas permeables.

La roca almacenadora la constituyen las arenas depositadas en el Oligoceno Inferior (Formación "Vicksburg") las cuales presentan condiciones favorables de saturación y porosidad para la acumulación de hidrocarburos, sin embargo no tiene grandes valores de permeabilidad. Las areniscas son de color gris a gris claro de grano fino a medio con cementante calcáreo y matriz arcillosa a poco arcillosa. Los espesores van de 2 a 5 m para las de origen deltáico y de 5 a 20 m las que se depositaron en canales distributarios. La porosidad oscila de 12 a 19 % y la saturación de agua de 32 a 57 %. Las areniscas O-3 a O-18 corresponden a un ambiente Nerítico Interno en tanto que el resto a un ambiente Nerítico

Externo a Batial. La mayor producción se obtiene de la arenisca O-60, en segundo lugar de la arenisca O-30 y finalmente de la O-28 y de la O-29.

PLANO DE LOCALIZACION

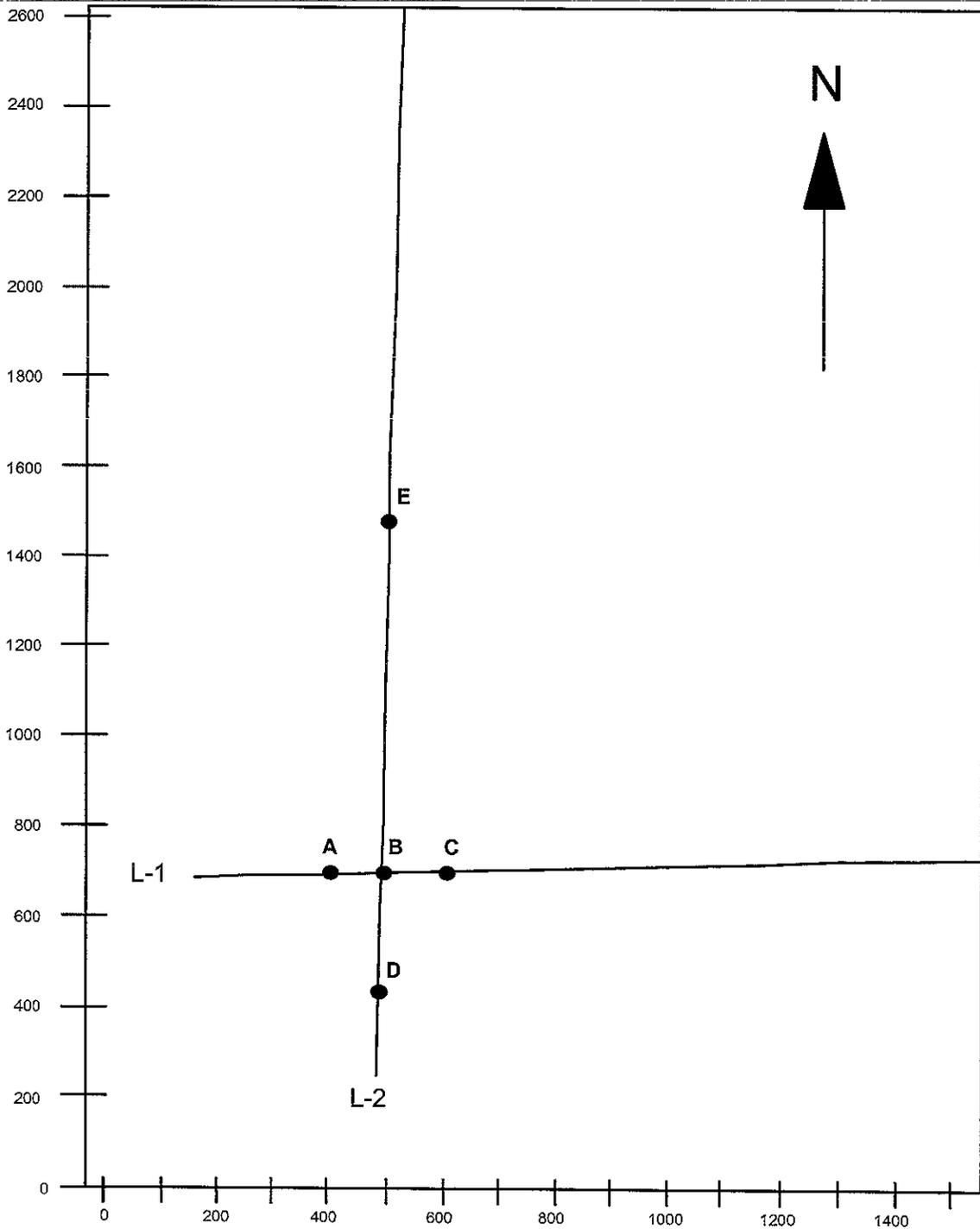


Figura 6.1. Plano de localización de las secciones sísmicas L-1 y L2, y de los pozos "A", "B", "C", "D" y "E".

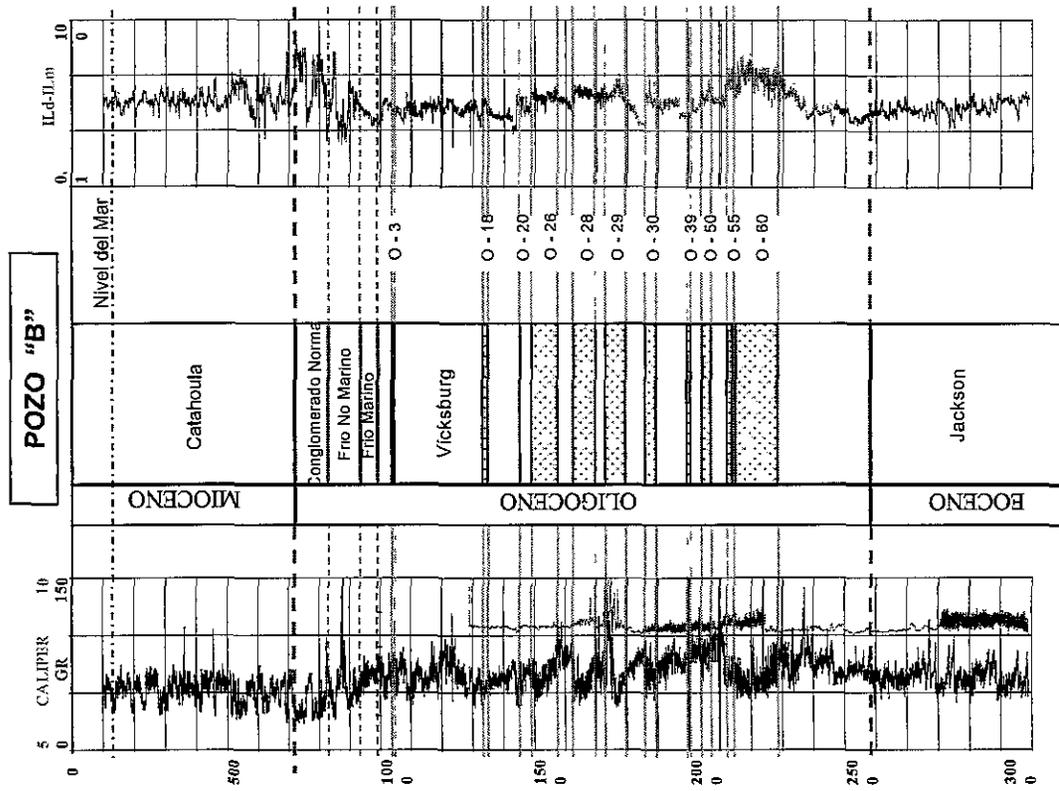


Figura 6.2. Columna estratigráfica

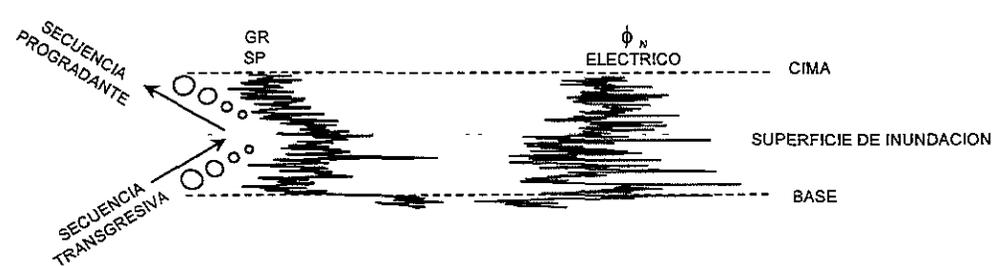


FIGURA 6.3 a. Variación del tamaño del grano, en base a registros GR.

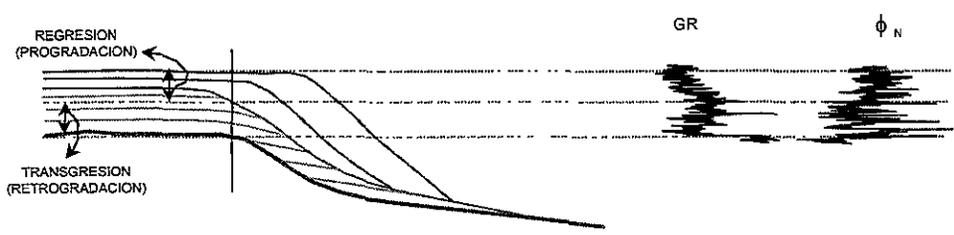


FIGURA 6.3 b. Descripción de secuencias estratigráficas respecto a registros GR.

La roca sello está constituida por lutitas de color gris oscuro con espesores que van de 40 a 80 m, lo cual indica cuatro eventos mayores de inundación, los más importantes sellan la parte superior de las areniscas del paquete productor O-60 y O-30. El tercero de 8 a 15 m sobreyace la arenisca O-28 y el cuarto de 60 m cubre la O-20. Además de estos cuatro eventos regionales hay intervalos arcillosos de 5 a 15 m que sellan los yacimientos por encima y por abajo. Los autores antes mencionados proponen un sistema deltáico como modelo geológico para las arenas productoras.

La figura 6.2 muestra la columna estratigráfica descrita por Nieves et al (1996) del pozo "B", así como los registros de radioactividad natural, doble inducción y calibrador del agujero. Los horizontes de arena reportados en el pozo se clasificaron como Oligoceno O-3, O-18, O-20, O-26, O-28, O-29, O-30, O-39, O-50, O-55 y O-60. De acuerdo al registro GR, los horizontes arenosos con menos contenido de arcilla son el O-26, O-28, O-29, O-30 y O-60. La respuesta de los registros iLd e iLm en estos tramos es alta respecto a la tendencia general, sobresaliendo el valor de resistividad en la capa O-60, lo que indica un probable contenido de hidrocarburos.

La interpretación de unidades litoestratigráficas en términos de estratigrafía de secuencias, permite describir el acomodo de los sedimentos en función de la variación del nivel del mar. La distribución del tamaño del grano de los sedimentos permite interpretar una secuencia transgresiva o regresiva (progradante), indicando en su parte intermedia una zona de máxima inundación. La figura 6.3a muestra como influye la variación del tamaño del grano en los registros de rayos gamma (GR) y/o potencial natural (SP) (Richardson et al, 1989). De esta manera se pueden inferir los eventos de transgresión y progradación a partir de los registros antes indicados (figura 6.3b).

Los principales horizontes de arena productora de gas (O-60, O-30, O-29 y O-28) se localizan en el intervalo de 1600 m a 2300 m del pozo "B" como se muestra en la figura 6.4. La curva del registro GR en el cuerpo de arena O-60 tiene un descenso de hasta 50 unidades API respecto a la línea general de lutitas, lo que significa ausencia de partículas radioactivas asociadas a los sedimentos arenosos en la formación y por tanto la presencia de cuerpos limpios de arcilla.

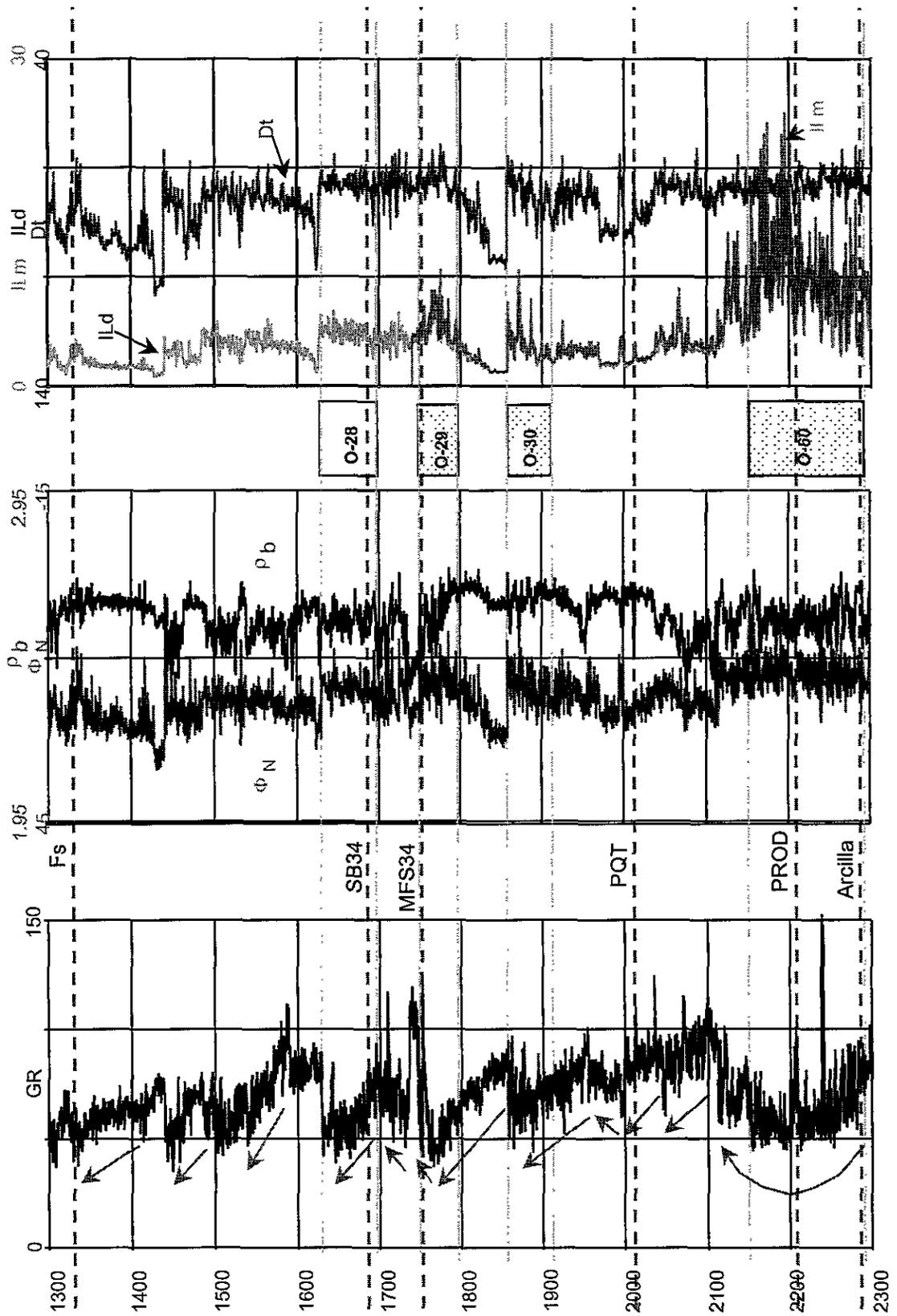


Figura 6.4. Horizontes arenosos y su relación con los registros geofísicos

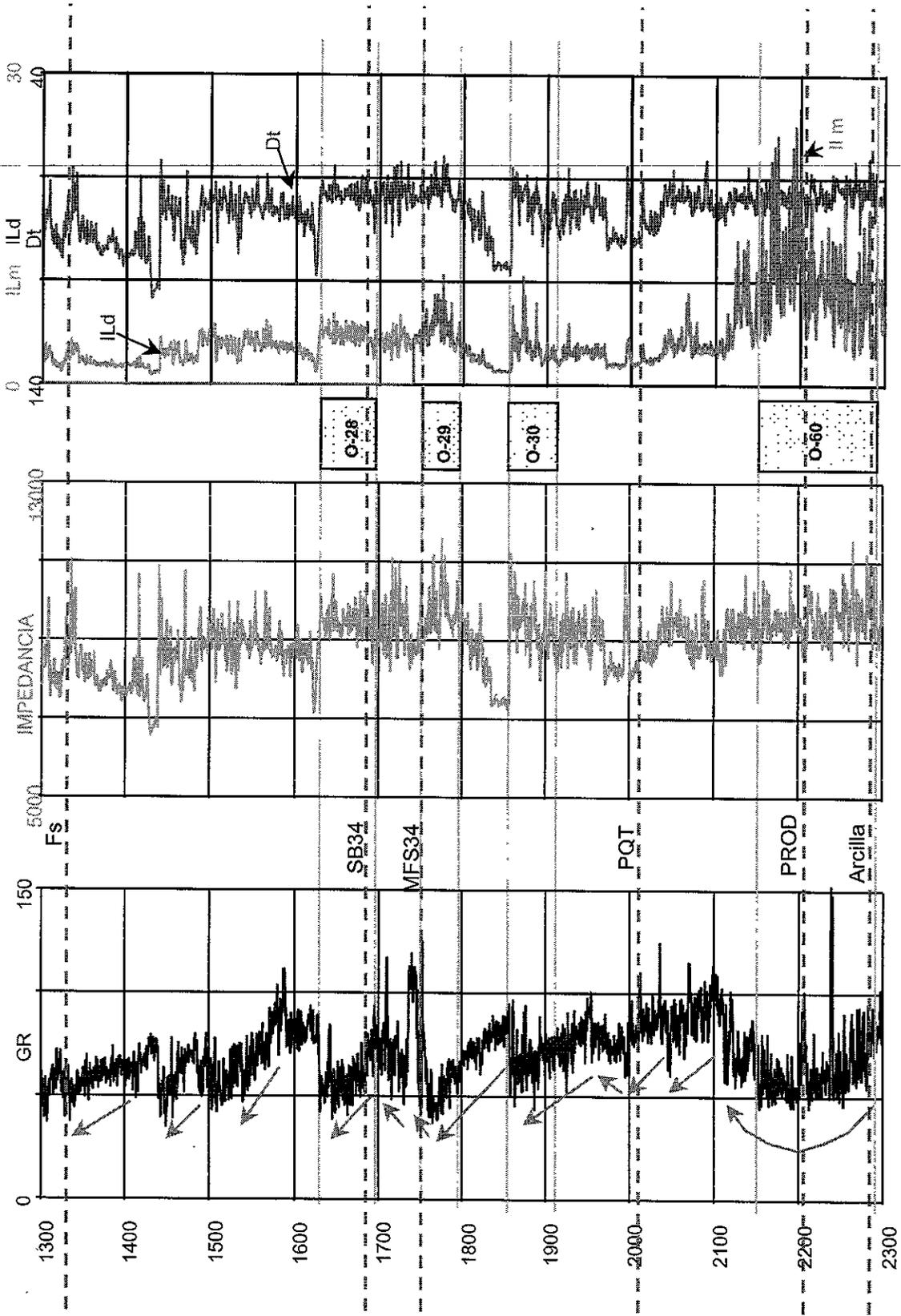


Figura 6.5. Relación de arena e impedancia. Transgresiones y regresiones

Por encima del cuerpo O-60, las secuencias de la Formación Vicksburg son principalmente progradantes, con eventos de inundación que señalan transgresiones rápidas separando diferentes cuerpos de arenas. La curva GR en el cuerpo O-30 representa una progradación que se ve interrumpida por una rápida transgresión en su cima. La arena O-29 tiene una característica similar, excepto que en la cima del cuerpo se observa un horizonte arcilloso; que posiblemente corresponda a una superficie de mayor inundación. En el cuerpo de arena O-28, también se registra un periodo progradante que se ve interrumpido por una rápida transgresión.

Las curvas I_{Lm} e I_{Ld} manifiestan valores altos de resistividad en todos los cuerpos de arena pero especialmente en la arena O - 60, lo que intuye la presencia de hidrocarburos. El registro sísmico (Dt) en los cuerpos de arena O - 28 y O - 30 tiene un descenso repentino en la cima de cada uno de ellos, conservando el mismo valor aproximadamente en ambos cuerpos, esto significa un aumento de velocidad. En las arenas O - 29 y O - 60 no se distinguen cambios bruscos en sus cimas y bases, pero sí un valor semejante a los cuerpos O - 28 y O - 30 ($\cong 80 \mu\text{s}/\text{ft}$). El contraste de la respuesta del registro Dt en estos cuerpos respecto al total, coincide con una secuencia de lutitas (valores altos) y arenas (valores bajos).

Después de calcular la impedancia acústica a partir de los registros Dt y ρ_b (figura 6.5) se observa que los cuerpos de arena coinciden con valores de impedancia del orden de $9500 \text{ m/s}\cdot\text{gr}/\text{cm}^3$ para las arenas O - 28 y O - 60 en tanto que la arena O - 29 tiene un incremento de $9000 \text{ m/s}\cdot\text{gr}/\text{cm}^3$ en su cima a $10000 \text{ m/s}\cdot\text{gr}/\text{cm}^3$ en su parte media para descender a $9500 \text{ m/s}\cdot\text{gr}/\text{cm}^3$ en su base. La arena O - 30 tiene una variación de $9500 \text{ m/s}\cdot\text{gr}/\text{cm}^3$ en su cima a $9000 \text{ m/s}\cdot\text{gr}/\text{cm}^3$ en su base. Comparando los valores de impedancia contra los de ϕ_N en el intervalo de 1300 a 2300 m (Figura 6.6a), se observa un cambio de 15 a 35 API en el intervalo de $11000 \text{ m/s}\cdot\text{gr}/\text{cm}^3$ a $7000 \text{ m/s}\cdot\text{gr}/\text{cm}^3$, lo que sugiere que a menor valor de impedancia, mayor valor de ϕ_N , sin embargo el mayor número de datos se localiza en $10000 \text{ m/s}\cdot\text{gr}/\text{cm}^3$ y 20 API. La figura 6.6b ilustra la porosidad total calculada por el método de litoporosidad (Burke et al, 1969) contra el cambio de impedancia acústica, la cual manifiesta una variación de 0 a 27 % en porosidad dentro de un intervalo de $10000 \text{ m/s}\cdot\text{gr}/\text{cm}^3$ a $9000 \text{ m/s}\cdot\text{gr}/\text{cm}^3$.

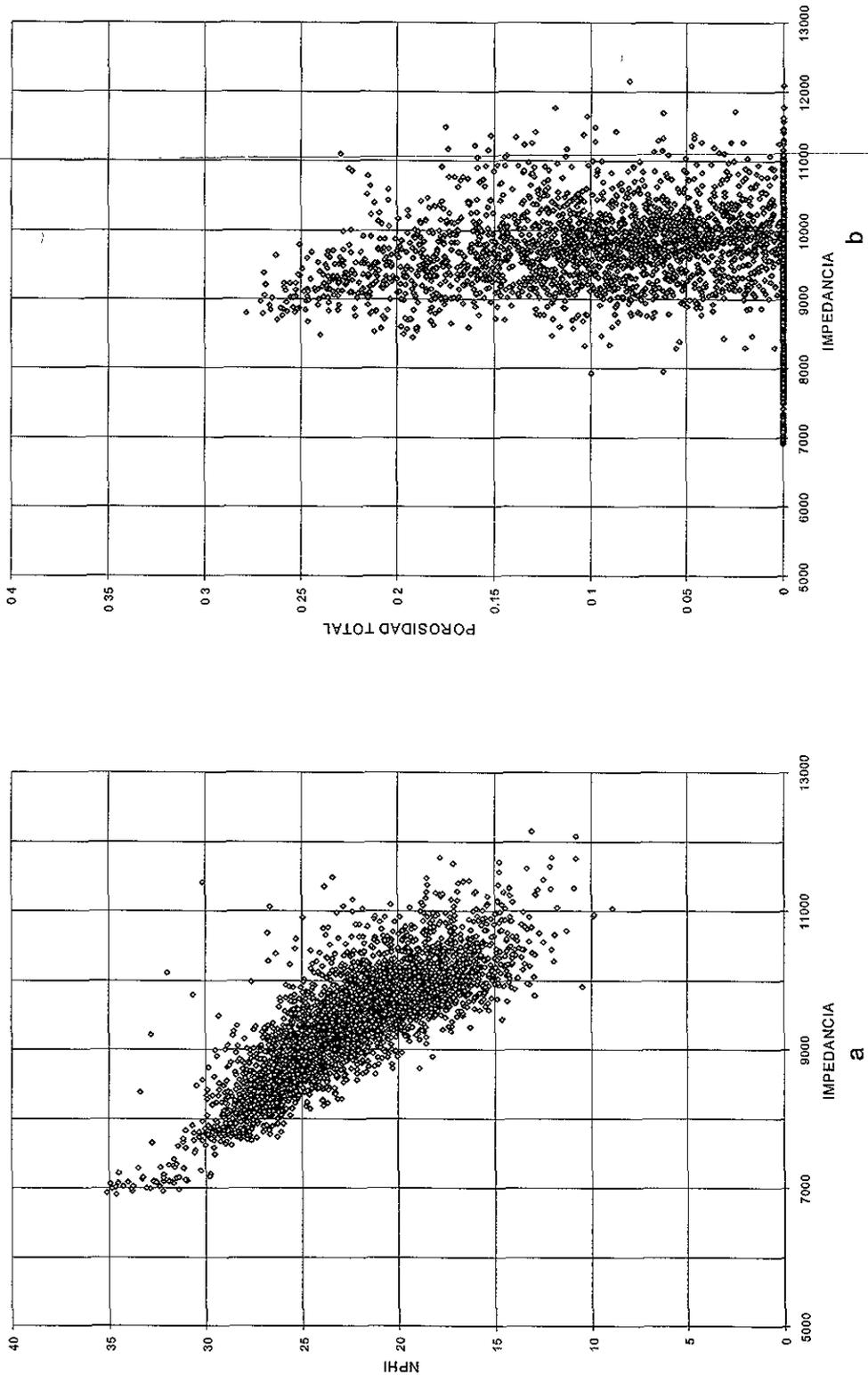


Figura 6.6. Variación de ϕ neutrón respecto a la impedancia (a). Porosidad total calculada por el método de Litoporosidad contra impedancia acústica en el tramo de 1300 m a 2300 m (b).

6.2 INTERPRETACION ESTRUCTURAL Y ESTRATIGRAFICA.

En la sección sísmica L-1 mostrada en la figura 6.7 en densidad variable, se correlaciona la información de límites de secuencia de los pozos "A", "B" y "C" que fueron proporcionadas por Exploración y Producción de PEMEX (anexo 4). Estructuralmente se interpretan fallas normales con dirección N - S, con bloques que caen hacia el Oriente; los desplazamientos son del orden de 60 milisegundos en los límites de secuencia SB.-33 y la base del Paquete Productor. Los pozos "A" y "B" cortan la cima del horizonte identificado como Paquete Productor en 1229 ms y 1351 ms respectivamente, que corresponde a la parte más alta de la estructura en esta sección. La sección L-2 en la figura 6.8, también en densidad variable, ilustra la correlación de los límites de secuencia que se interpretaron en los pozos del anexo 4. Sin embargo, las secuencias MFS-32, SB-33, SB-34 y Paquete productor en el pozo "E", tienen un desplazamiento significativo respecto a la correlación de las mismas en la sección sísmica con la información de los pozos "D" y "B", por tanto no se tomaron los límites de secuencia interpretados en el pozo "E". La estructura se profundiza en dirección S – N con fallas normales con caída de bloque hacia el Norte en el pozo "B" y entre los pozos "B" y "E".

6.3 INVERSION RECURSIVA.

De los tres métodos de inversión sísmica descritos en los capítulos 3, 4 y 5; se aplicó en principio el de inversión recursiva, el cual consiste en calcular los valores de impedancia acústica de cada traza mediante un algoritmo recursivo conociendo la impedancia de la primera capa y los coeficientes de reflexión que se obtienen mediante un proceso de deconvolución a fase cero. Utilizando el paquete de procesamiento sísmico PROMAX se realizó la inversión recursiva de las secciones sísmicas L – 1 y L – 2 con apoyo de las secciones de velocidad rms construidas a partir de las velocidades de apilamiento que se capturaron de unas secciones en papel que Exploración y Producción de PEMEX proporcionó. La sección de velocidad rms de la sección L – 1 (figura 6.9) muestra que los valores de velocidad en la parte mas alta del horizonte productor van de 2400 a 3100 m/s, en tanto que hacia la parte Oriental la velocidad disminuye de 2300 a 2900 m/s, lo que significa que los sedimentos son más recientes y en consecuencia coincide con la interpretación sísmica estructural y estratigráfica; lateralmente no se aprecian variaciones significativas de velocidad.

La sección L – 2 (figura 6.10) al igual que la sección L – 1, no tiene tampoco variaciones importantes de velocidad lateral, aunque si un descenso en los valores de velocidad a medida que la sección se extiende hacia el Norte, lo cual coincide con la interpretación de que la estructura buza hacia el Norte.

La figura 6.11 representa la sección de impedancia acústica que se obtuvo con el software de PROMAX con apoyo de la sección de velocidad rms de la sección L-1 mediante el método recursivo. Las variaciones de impedancia acústica que se observan no son relevantes, ya que la interpretación prácticamente se mantiene constante, sin embargo puede apreciarse que en la parte superior de la estructura del paquete productor hay variaciones de impedancia de menor valor (en color verde y azul claro) con respecto al valor general del paquete (en color azul oscuro).

La incorporación de valores de velocidad de pozos en las secciones para efectuar una inversión de tipo recursivo requiere una interpolación de los valores de velocidad de pozo con los de velocidad de apilamiento; así mismo, es importante la posición de los pozos en la sección. Para evidenciar lo anterior se calcularon las velocidades rms de los pozos “B”, “D” y “E” para incorporarse a la sección de velocidad rms L-2 (figura 6.10). La sección de impedancia que se obtuvo con la inversión recursiva (figura 6.12) muestra líneas horizontales de correlación entre pozos, así como también el desplazamiento de los datos de impedancia del pozo “E” respecto a su posición original. Es evidente que para efectuar una inversión recursiva adecuada se requiere hacer una interpretación previa de los horizontes y asignar valores de velocidad interpolados de los pozos siguiendo los horizontes interpretados, de otro modo solo se hace una interpolación lineal que obscurece la información y la altera. Por otra parte, el software PROMAX adolece de mayores herramientas para hacer una inversión recursiva más confiable.

Otro software que se utilizó para efectuar la inversión recursiva, fue el de HAMPSON & RUSSELL. En la figura 6.13 se muestran los registros geofísicos del pozo “B” junto con la gráfica del “checkshot” que sirvió para calibrar el registro sísmico, como se muestra en la parte derecha de la figura. Se indican también las cimas de los horizontes interpretados por estratigrafía de secuencias a fin de señalar gráficamente el intervalo de arena con respuesta de mayor resistividad que tiene manifestación de hidrocarburos.

Utilizando el registro sísmico mejor calibrado con el "checkshot", en este caso el de la extrema derecha, se construyó el sintético del pozo para realizar el ajuste con la sección sísmica. El coeficiente de correlación máximo obtenido fue de 0.416 como puede observarse en la figura 6.14.

Antes de elaborar el sintético, se extrajeron varias ondículas (figura 6.15b) a partir de los datos sísmicos:

- 1.- "wave0": No se consideraron los datos del pozo y la fase se adoptó como constante y de valor cero. El coeficiente de correlación entre sintético y sísmica fue muy pequeño, próximo al cero.
- 2.- "wave1": Se tomaron en cuenta los datos del pozo y varias trazas sísmicas adyacentes al pozo para la extracción; la fase no se mantuvo constante. El coeficiente de correlación fue de 0.416.

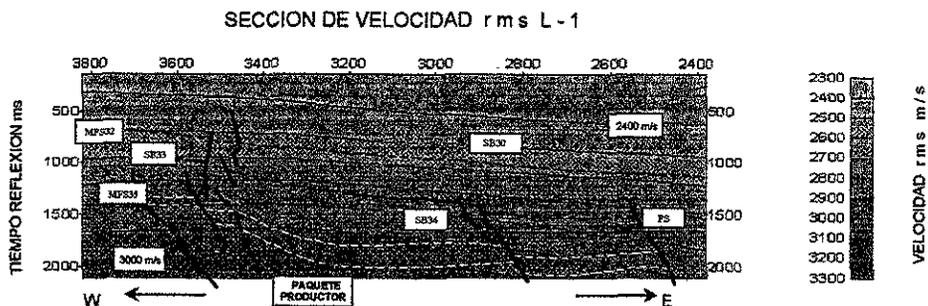


Figura 6.9

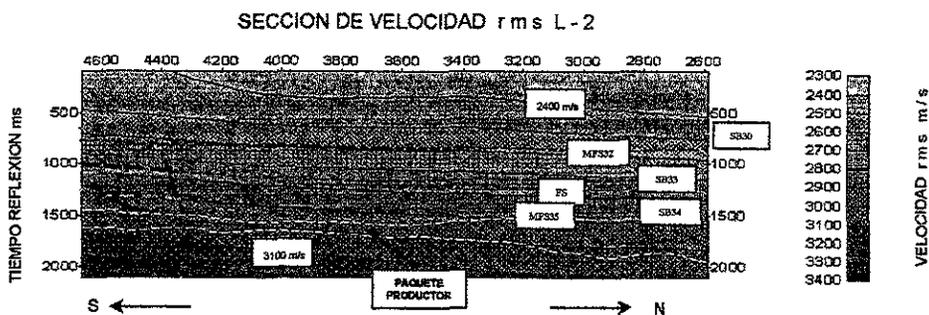


Figura 6.10

SECCION DE IMPEDANCIA ACUSTICA L - 1

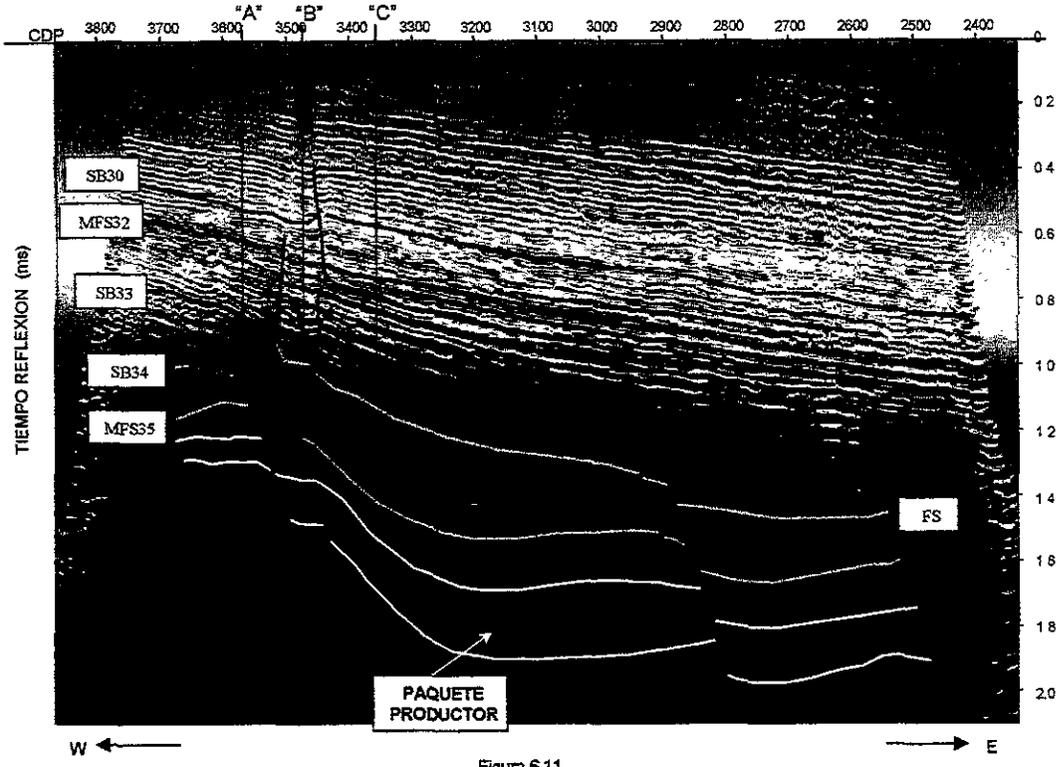


Figura 6.11

SECCION DE IMPEDANCIA ACUSTICA L - 2

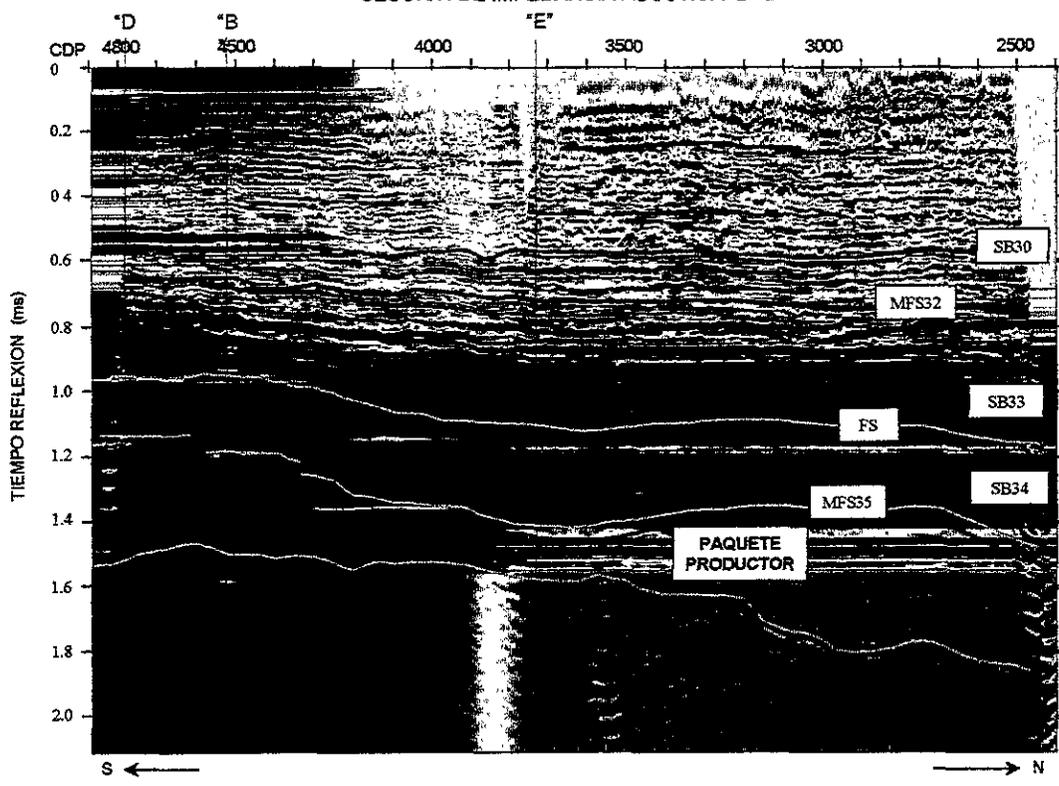
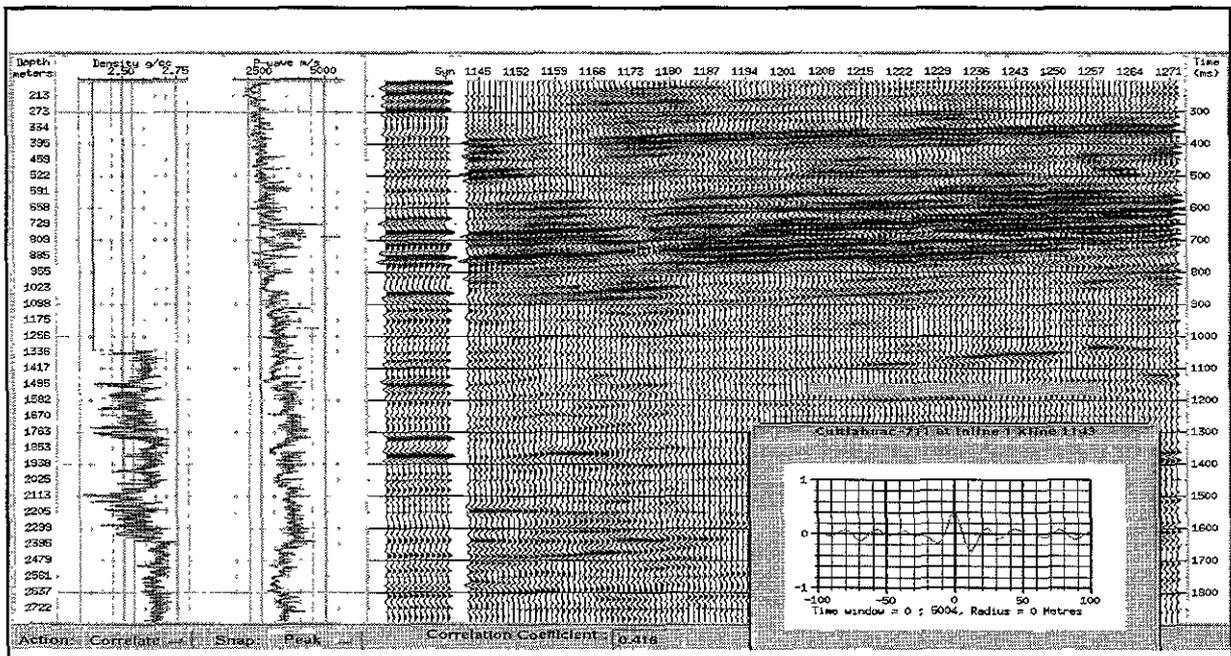
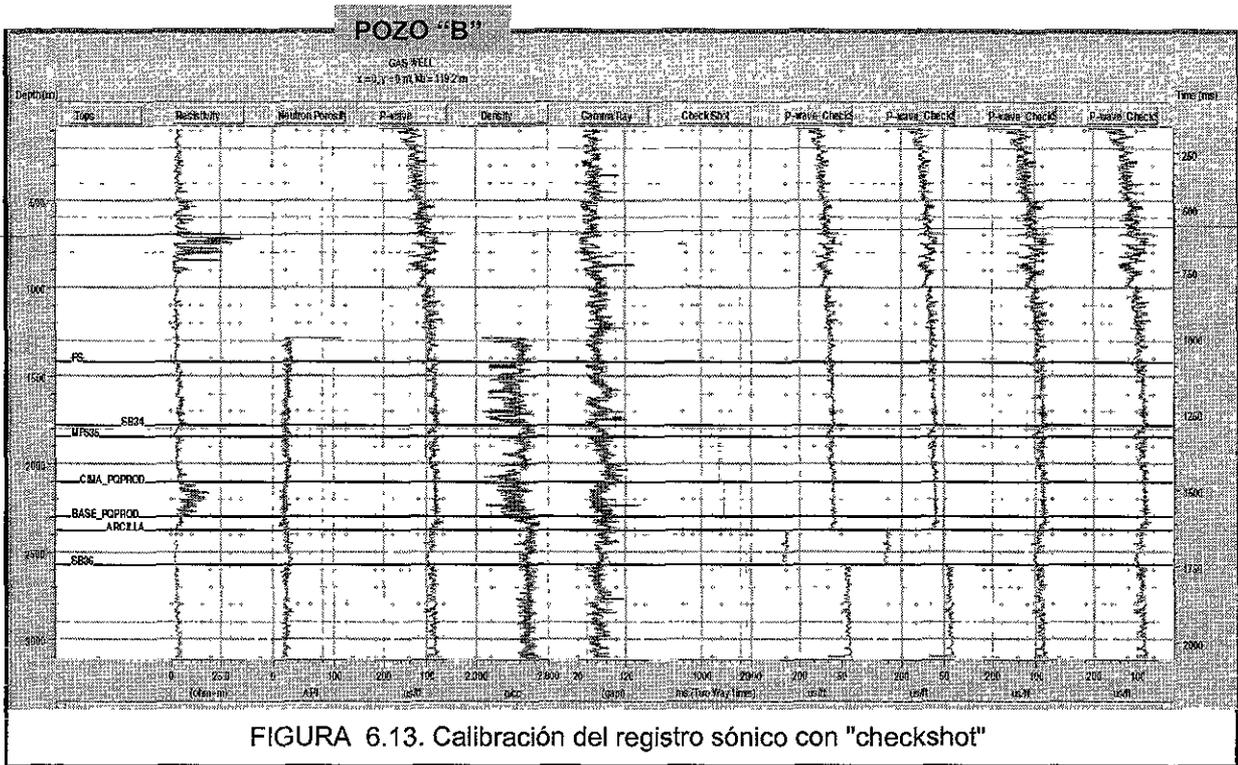


Figura 6.12



ONDÍCULAS EXTRAIDAS DE INFORMACIÓN SÍSMICA

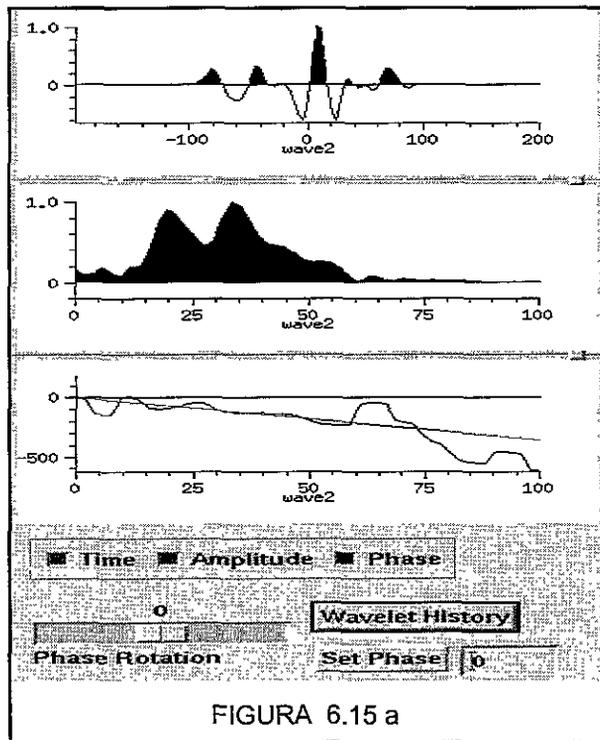


FIGURA 6.15 a

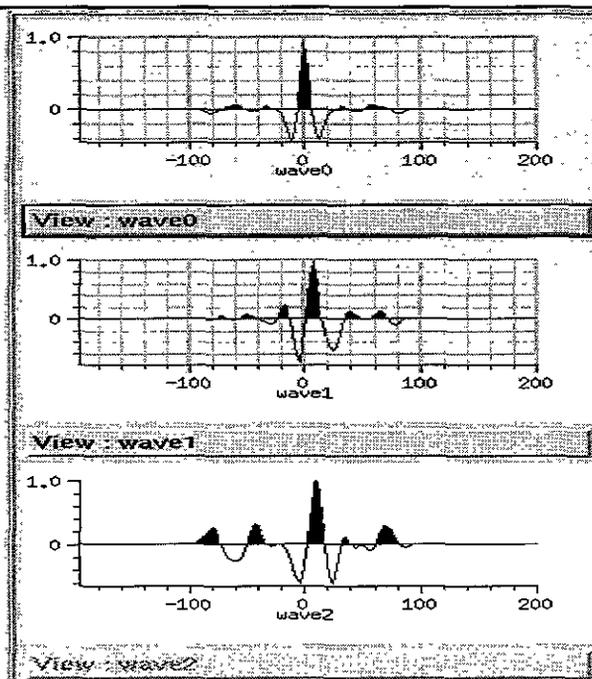


FIGURA 6.15 b

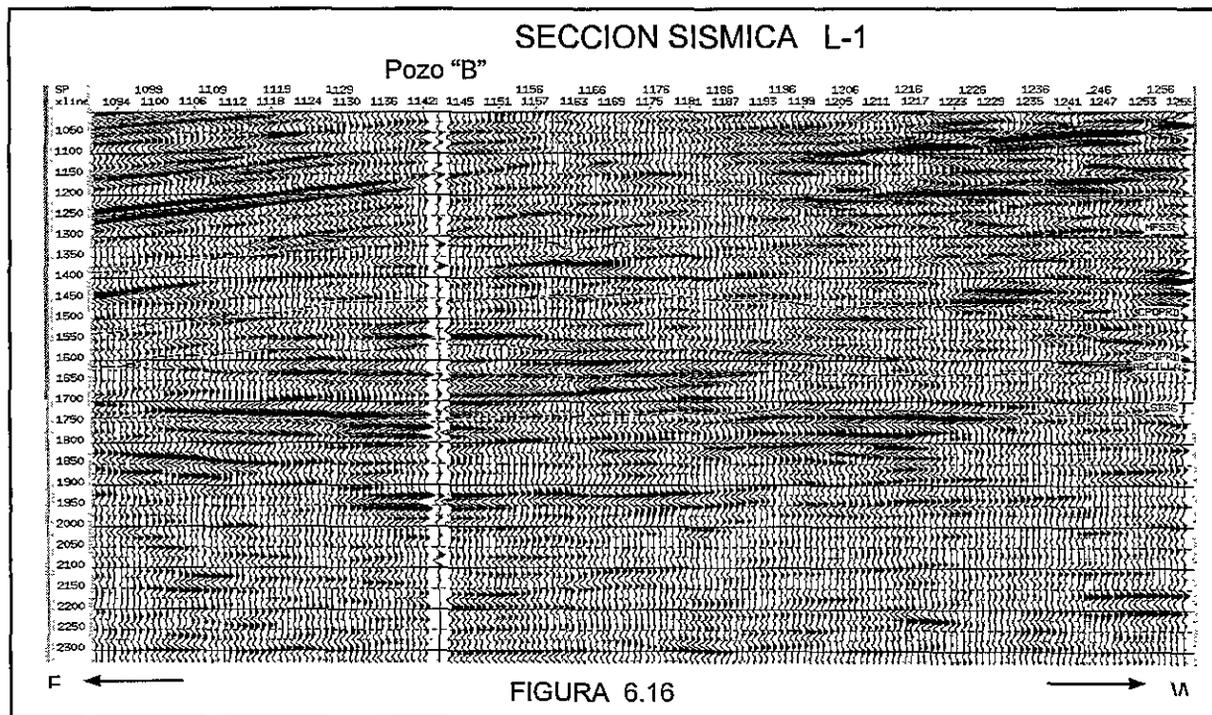


FIGURA 6.16

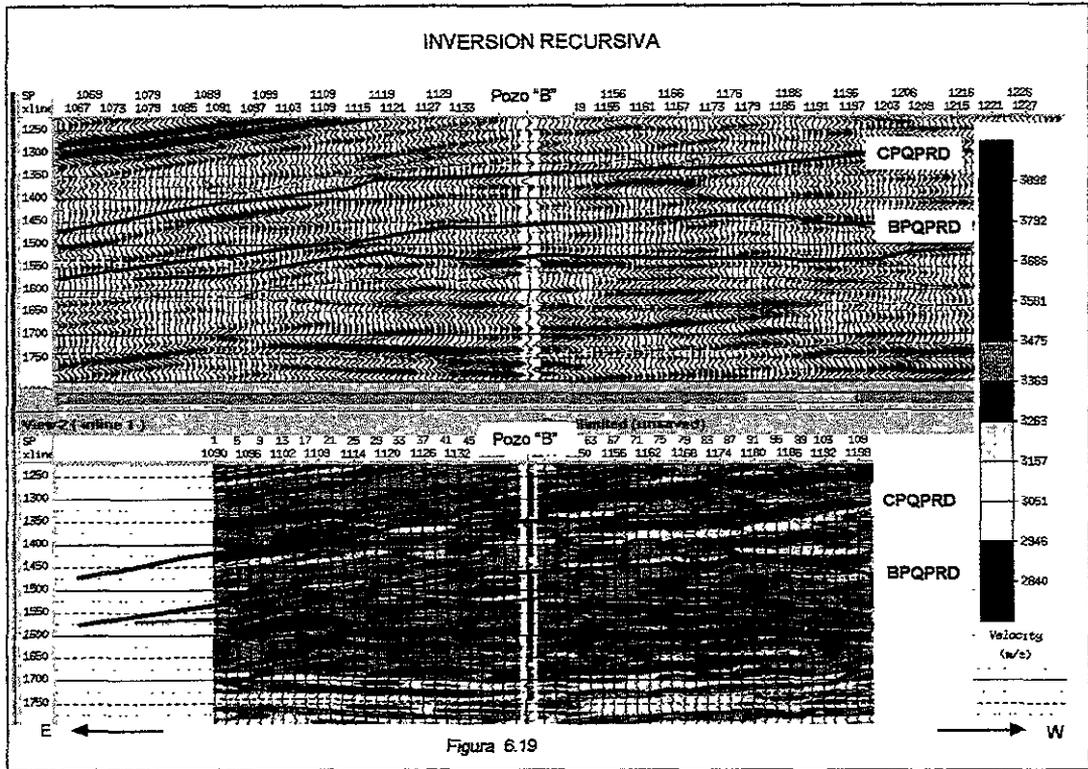


Figura 6.19

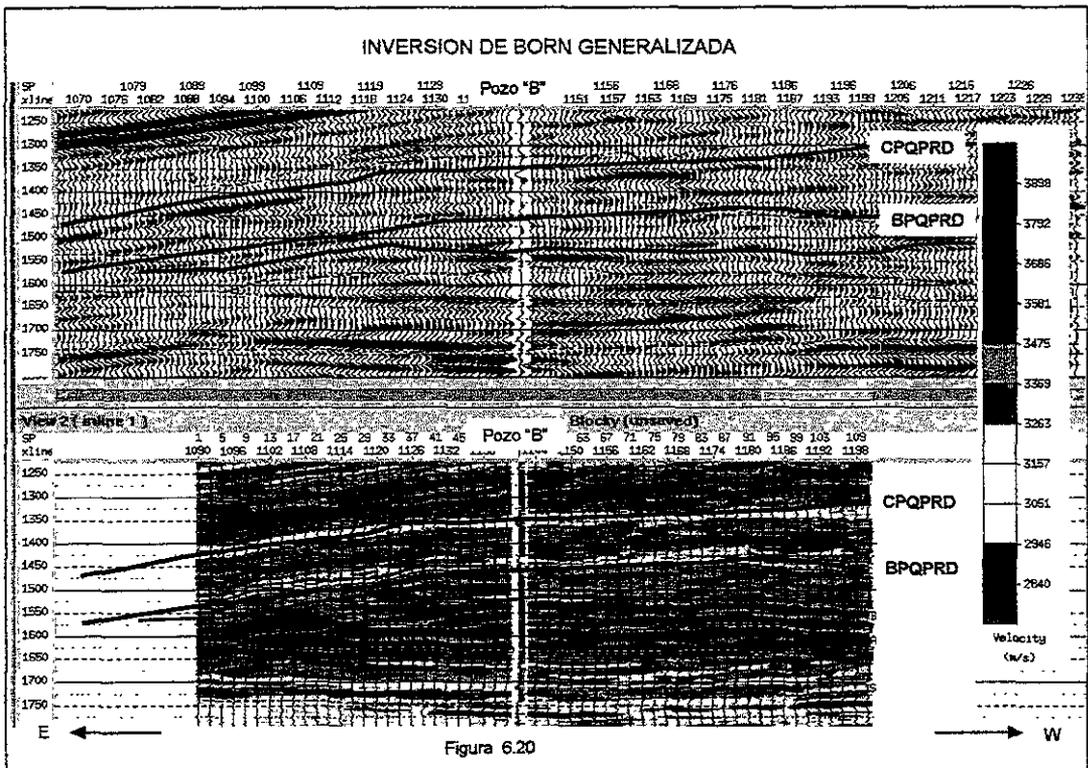


Figura 6.20

3.- "wave2": También se consideraron los datos del pozo y se dejó que la fase fuera variable como en el caso anterior, excepto que la extracción se realizó en diferentes ventanas donde se evaluaron con un criterio de longitud efectiva, en la cual se elige la mas compacta y con su energía en el centro. Las mejores ondículas son promediadas para obtener una sola (figura 6.15a). El coeficiente de correlación en este caso fue de 0.818.

La figura 6.16 muestra una porción de la sección sísmica que se utilizó para la inversión recursiva, en ella se marcaron los horizontes del pozo "B" para hacer una interpolación de los valores de velocidad (figura 6.17) e impedancia acústica (figura 6.18) del pozo, y efectuar la inversión. Se eligió una frecuencia de 10 Hz como límite para evitar que valores inferiores a este, se incluyeran en el proceso ya que generalmente los datos sísmicos que se registran en el campo están en la banda de frecuencia de 10 a 60 Hz, de acuerdo al arreglo y tipo de geófonos utilizados durante la adquisición. La inversión recursiva se aplicó en una ventana de tiempo de 1000 a 2000 milisegundos entre los CDP's 1090 y 1200. El resultado se ilustra en la figura 6.19, donde están marcados los límites del paquete productor en la sección sísmica y en la sección de velocidad. Dentro del paquete hay variaciones de velocidad entre 3000 a 3700 m/s, pero se aprecian cuerpos de baja velocidad en color amarillo (3051 m/s) que podrían asociarse a cuerpos con mayor porosidad dentro de la secuencia.

6.4 INVERSION DE BORN GENERALIZADA.

Con el mismo software (HAMPSON & RUSSELL) y siguiendo el mismo proceso que para la inversión recursiva, se obtuvo la ondícula y el modelo de velocidad para realizar la inversión de Bloque Restringido ("Blocky Constrained") que es equivalente a la de Born Generalizada, como fue descrito en el capítulo anterior.

El proceso de inversión de este tipo consiste en calcular un modelo de impedancia que se va ajustando a los valores observados hasta encontrar la diferencia menor mediante mínimos cuadrados, este ajuste se restringe mediante un parámetro de desviación que se le proporciona en porcentaje, de manera que si el valor es de 25 %, la muestra i tendrá un valor de impedancia $I(i) = I_0(i) \pm 25 \% I_{av}$, donde $I_0(i)$ es la impedancia inicial propuesta para la

muestra i , en tanto que I_{AV} es la impedancia promedio de la entrada restringida I_0 . Entre mas pequeño es el porcentaje, se hace mas estricto el ajuste.

Otro parámetro que se le proporcionó al software fue el tamaño de la muestra, el cual debe ser mayor al intervalo de muestreo de los datos. Para evitar que la solución del sistema de ecuaciones normales que se obtienen con el ajuste de mínimos cuadrados sea mal puesta ("ill -posed") se da un factor de preblanqueo, que en este caso fue de 10 %. Finalmente se indica el número de iteraciones que el software hará para encontrar el máximo ajuste entre modelo y datos observados, lo cual puede observarse si se calcula la respuesta sísmica del modelo y se le resta a la sísmica observada. El caso óptimo es cuando el residuo es nulo o cuando menos las señales residuales corresponden a ruido, En este ejercicio se hicieron cinco iteraciones.

La figura 6.20 ilustra con el mismo formato que en la figura 6.19 la sección de velocidad que se obtuvo con la inversión de Bloque Restringido o de Born Generalizada. La distribución de valores de velocidad es mas paralela y se nota que siguen los horizontes que se marcaron inicialmente en la interpretación, por tanto su calidad es relativa, sin embargo puede ser un inicio favorable para tener un primer modelo de velocidad para otro tipo de Inversión. Finalmente se puede encontrar un análisis de error relativo entre el modelo inicial y el modelo final como se muestra en la figura 6.21

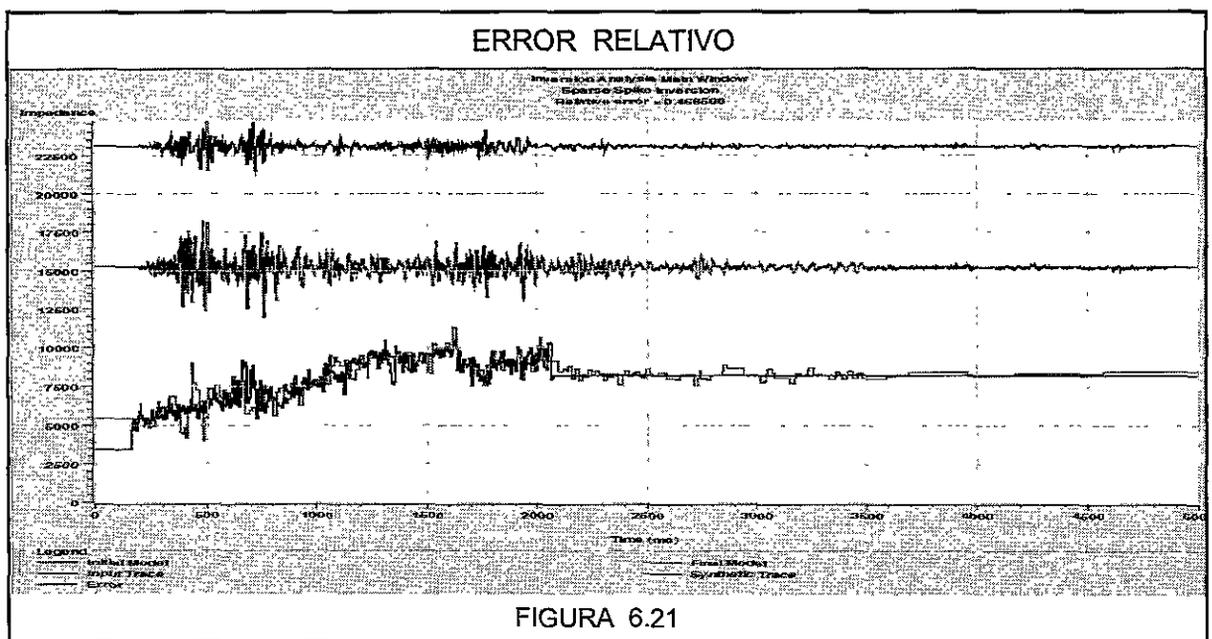


FIGURA 6.21

6.5 INVERSION CON INFORMACION "a Priori".

Este método de inversión se realizó con el paquete INTERWELL del Instituto Francés del Petróleo (IFP). El programa está formado por cinco módulos (figura 6.22) relacionados en una secuencia lógica, para que el usuario inicie desde la calibración de los registros de pozo con los datos sísmicos, la interpretación estructural y estratigráfica de la información sísmica, el modelado de impedancia, la Inversión Sísmica con el modelo anterior y el análisis de parámetros para relacionar porosidad con impedancia acústica.

El programa acepta únicamente registros de impedancia acústica de los pozos que se incluyen en la interpretación, por lo tanto fue necesario utilizar el paquete MIRA de Oklahoma Seismic a fin de calcular los registros de Impedancia de cada pozo con los registros sísmico y de densidad correspondientes. Cuando no se tuvo el registro de densidad, se calculó el registro con el método de Gardner:

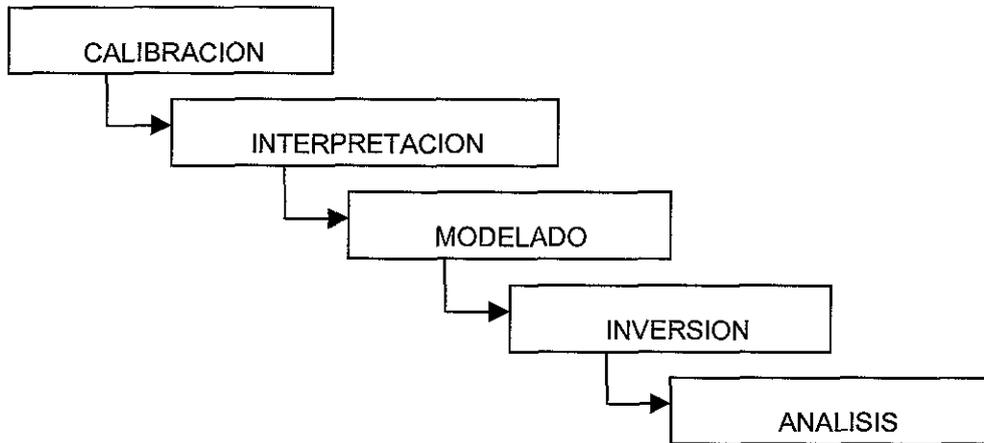


Figura 6.22. Secuencia de Inversión Sísmica con información "a Priori"

6.5.1 CALIBRACION

El medio que relaciona los coeficientes de reflexión de los registros de pozo y la traza sísmica, es la ondícula. En el módulo de calibración es posible calcular una ondícula MC

(Multitrace Coherence), por la coherencia de varias trazas utilizando únicamente la información sísmica,. Esta ondícula MC sirve de base para encontrar una ondícula LP (Linear Phase), la cual relaciona los coeficientes de reflexión en el registro de pozo con las trazas sísmicas adyacentes; o bien una ondícula VPA (Variable Phase Amplitud). La ondícula resultante permite obtener un operador de deconvolución para calcular una sección sísmica a fase cero, y de esta manera efectuar una interpretación mas precisa.

6.5.1.1 ANALISIS DE COHERENCIA MULTITRAZA.

El propósito de éste análisis es obtener los espectros de amplitud de la señal y el ruido aleatorio, y evaluar el ancho de banda de frecuencia de los datos sísmicos. También encontrar una ondícula de fase cero que servirá de base para la estimación de la ondícula de Fase Lineal. El método consiste en estimar el grado de semejanza de la señal sísmica en una ventana previamente seleccionada, mediante la autocorrelación y correlación cruzada promedio de las trazas sísmicas.

La figura 6.23 muestra el proceso de análisis de coherencia multitraza para la sección L-1 en la ventana de 748 a 2032 milisegundos entre los CDP's 2464 y 3664. La gráfica superior izquierda de la figura, representa las curva de coherencia del promedio de correlación cruzada y de la diferencia entre los promedios de la autocorrelación y la correlación cruzada de las trazas sísmicas; La gráfica inferior muestra los coeficientes de correlación y el desplazamiento en milisegundos que tiene cada traza respecto a la anterior, para que la semejanza sea máxima. En la parte superior derecha se muestra la señal y el ruido en fase cero, limitados y filtrados de acuerdo a los parámetros seleccionados en la parte inferior izquierda. . La gráfica inferior derecha representa los espectros de amplitud de la señal y ruido en fase cero, así como la razón señal a ruido. Los parámetros elegidos fueron: Longitud de corte = 136 ms., longitud de la ondícula seleccionada = 220 ms., frecuencias de corte = 10 / 20 - 55 / 75 Hz y pendiente del filtro = Hanning. Los resultados fueron: Razón señal a ruido = 15.61 dB, razón de ruido a señal = 16.34 % y banda de frecuencia sísmica = 19.5 - 53.3 HZ. La figura 6.24 representa el mismo análisis para la sección L - 2. La ventana en tiempo fue de 784 a 2004 ms, entre los CDP's 2947 a 4759.

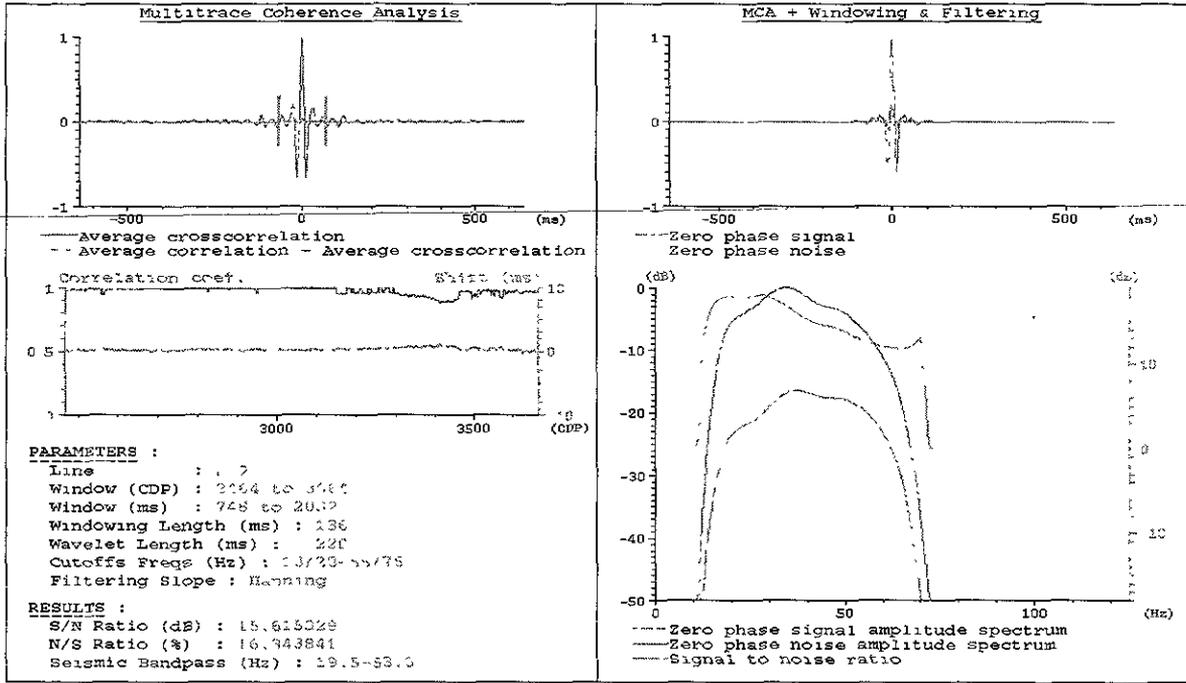


Figura 6.23. Análisis de coherencia Sección L-1

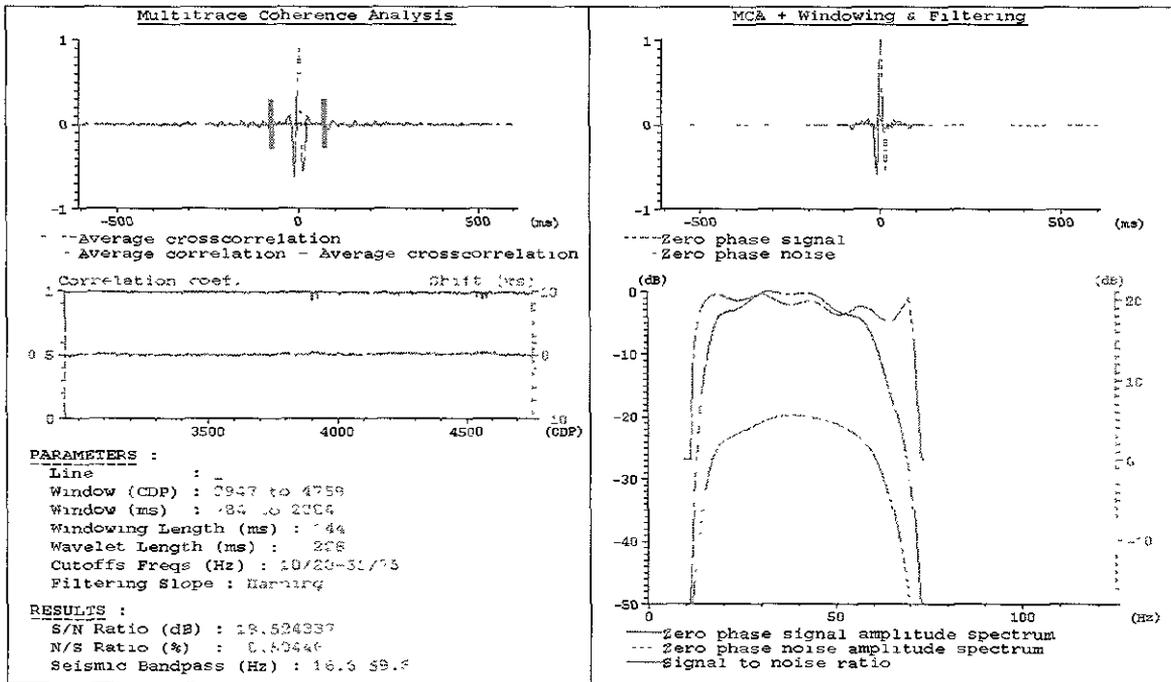


Figura 6.24. Análisis de coherencia Sección L-2

sin filtrar y filtrado y a la derecha, los mismos registros, pero sobrepuestos. En la parte inferior de la figura aparecen los datos de entrada, los parámetros de filtrado y el nombre del registro de salida.

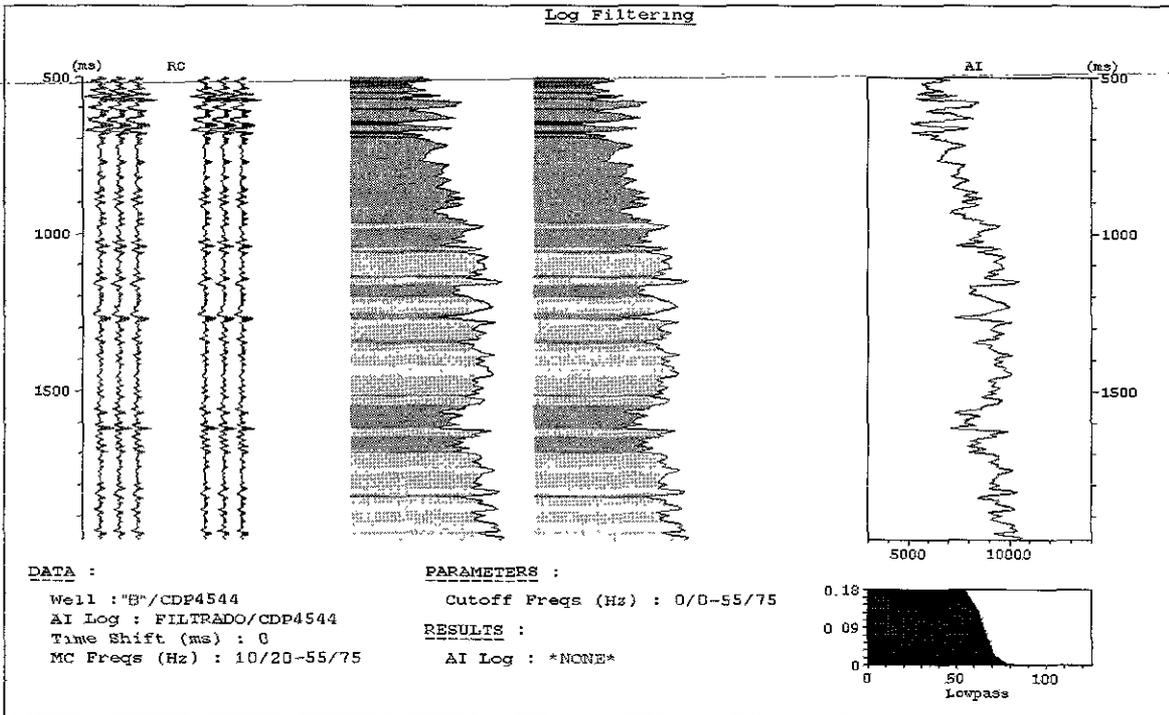


Figura 6.25. Filtrado del registro de impedancia en la banda de los datos sísmicos.

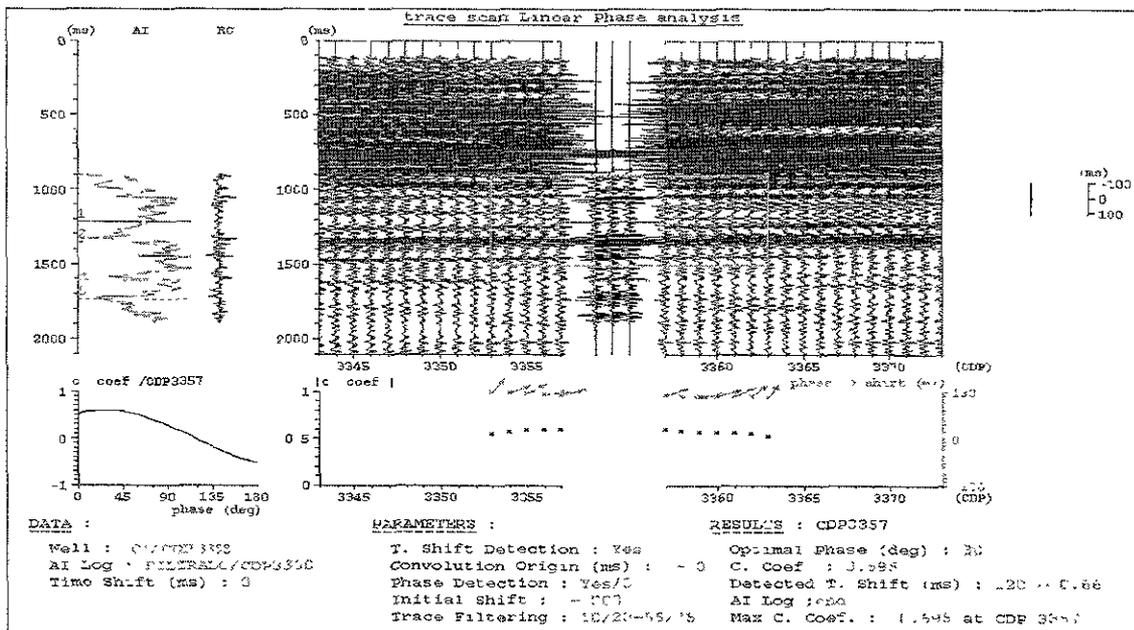


Figura 6.26. Correlación entre sintético del pozo "C" y la sección

El propósito de obtener una ondícula LP de fase lineal, es estimar el desplazamiento en tiempo que se requiere para alinear el sismograma sintético con los datos sísmicos, y también encontrar una señal de fase constante que de la máxima correlación. El espectro de amplitud de esta señal es el mismo que se calculo para la ondícula MC. El módulo permite especificar un desplazamiento inicial en tiempo del sintético o que el mismo programa lo determine; en el caso de la fase también es posible elegirla o que se detecte automáticamente. Los registros pueden filtrarse en la banda de frecuencia de la ondícula MC aun cuando no se hayan filtrado previamente con el modulo de PROCESADO DE REGISTROS.

Las figuras 6.26 y 6.27 ilustran el análisis de búsqueda de la ondícula con fase lineal de los pozos "C" en la sección L – 1 y "B" en la sección L – 2. La parte inferior de las figuras se muestra los datos de entrada, los parámetros de calculo y los resultados obtenidos. Para el pozo "C", los resultados fueron: Traza con mejor coeficiente de correlación = CDP 3357, fase optima = 30°, coeficiente de correlación = 0.595 y desplazamiento detectado = 120 ms hacia arriba. En el pozo "B", la respuesta fue: Traza con mejor coeficiente de correlación = CDP 4546, fase optima = 200°, coeficiente de correlación = 0.465 y desplazamiento detectado = 104 ms hacia arriba.

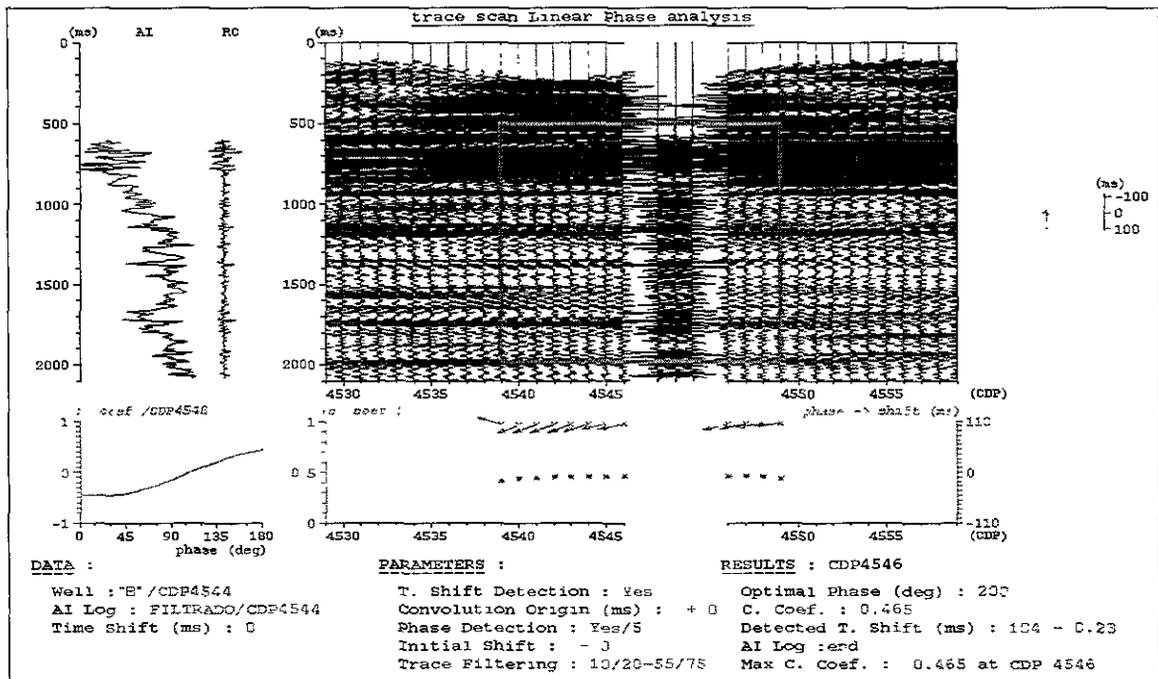


Figura 6.27. Correlación entre sintético del pozo "B" y la sección Sísmica L-2.

De diferentes análisis, el mejor coeficiente de correlación que se obtuvo fue para el pozo "C" en el CDP 3358 de la sección L – 1 donde no se aplicó ningún desplazamiento inicial de entrada ni del origen de convolución. La fase detectada fue de 10° con un coeficiente de correlación de 0.857 con el CDP 3361, el desplazamiento detectado fue de 112 ms. De manera recurrente se hizo nuevamente el proceso introduciendo el registro obtenido y de esa manera se obtuvo la ondícula con fase 55°, coeficiente de correlación de 0.845 y un desplazamiento de 120 ms.

6.5.1.3 ESTIMACION DE LA ONDÍCULA VPA (FASE Y AMPLITUD VARIABLE)

Este modulo permite hacer un análisis de amplitud y fase variable, de manera que la fase no se tome como constante sino que pueda variar al igual que la amplitud de acuerdo a los parámetros que el usuario le asigne. La ondícula de entrada debe ser del tipo LP, el grado de incertidumbre representa la posible variación que puede llegar a tener la ondícula LP en su fase y amplitud y la longitud de ondícula deseada.

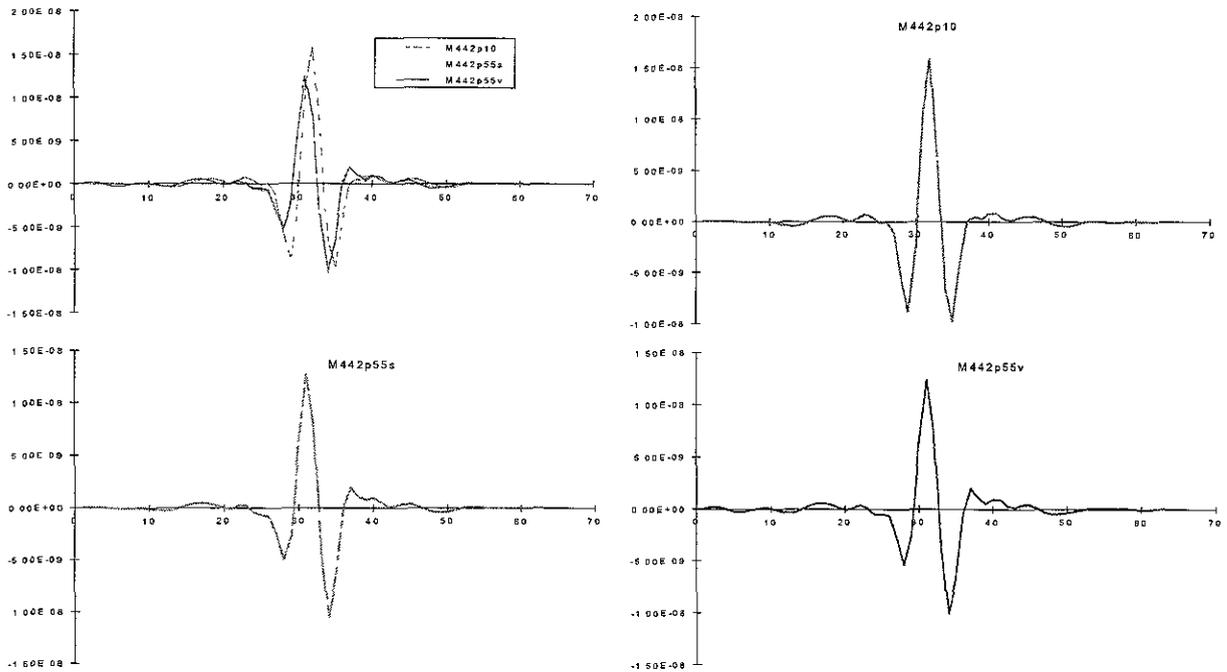


Figura 6.28. Ondículas con diferentes frecuencias y fases.

Introduciendo la ultima ondícula de fase lineal que se calculo, se determino una ondícula de fase y amplitud variable con una incertidumbre de 10 %, longitud de ondícula de 252 ms y un coeficiente de correlación de 0.854. La figura 6.28 muestra la ondícula LP con fase de 10°; la ondícula LP con fase de 55° y finalmente la ondícula VPA con fase de 55°. En parte superior de la figura se observan las tres ondículas en la misma gráfica.

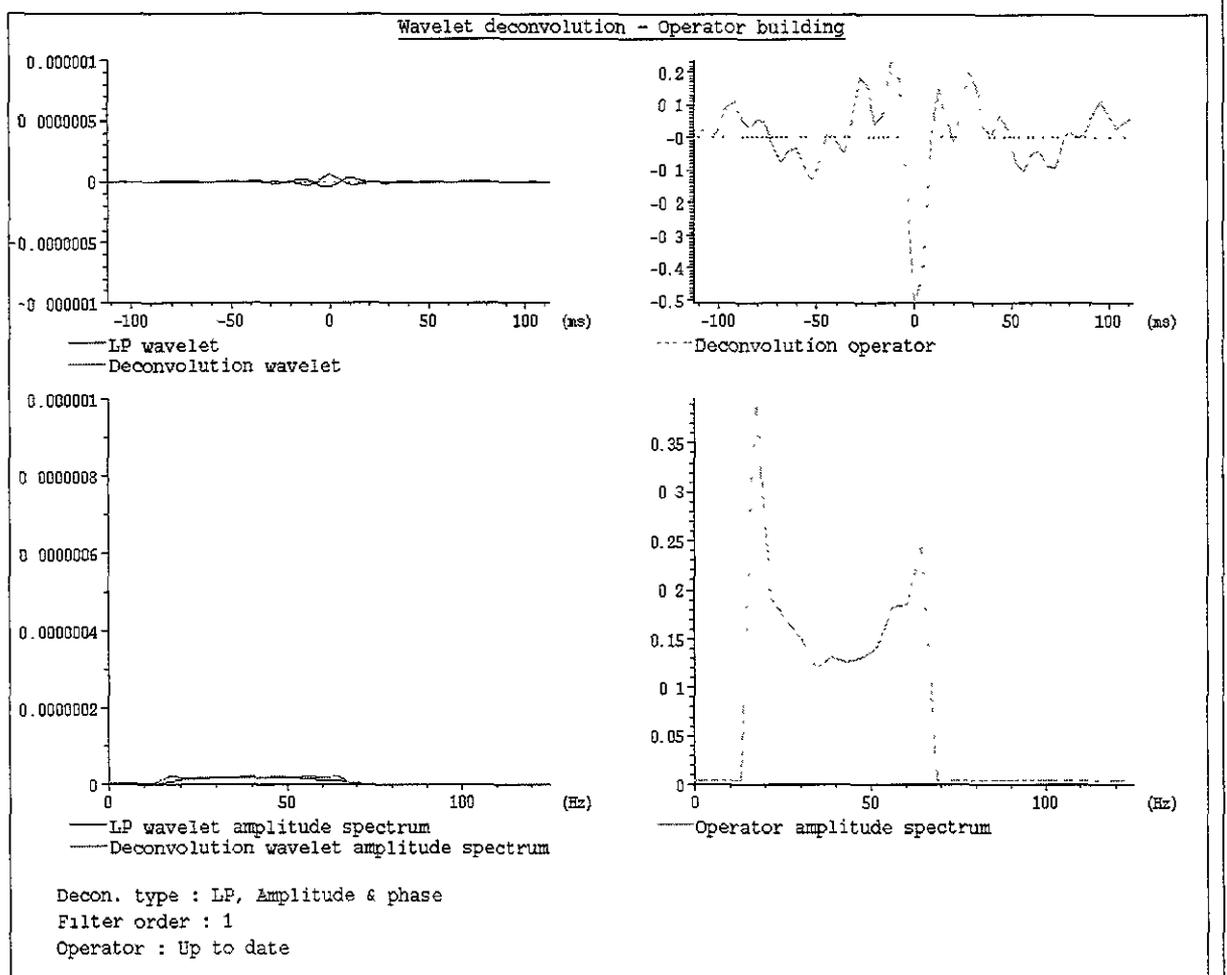


Figura 6.29. Operador de deconvolución con su espectro de frecuencia.

6.5.2 DECONVOLUCION

Después de que se ha calculado una ondícula LP o VPA, es posible encontrar un operador de deconvolución que pueda aplicarse a los datos sísmicos a fin de realizar una deconvolución determinística para obtener una sección de fase cero y con alta resolución para tener mejor correlación con los coeficientes de reflexión de los registros de pozo. La figura 6.29 muestra los resultados del calculo del operador de deconvolución. En la parte superior izquierda se observa la ondícula LP de entrada y la ondícula después de la deconvolución, el espectro de amplitud de ambas ondículas se muestra en la parte inferior de la gráfica. En la esquina superior derecha se gráfica el operador de deconvolución y por debajo del operador, se aprecia el espectro de amplitud del mismo. Los parámetros de entrada se indican abajo a la izquierda: Tipo de deconvolución = LP, Amplitud y fase; que indica que la ondícula de entrada fue del tipo LP y que el tipo de deconvolución fue de fase cero. Orden del filtro = 1; que señala que parte del espectro de amplitud de la ondícula tomara en cuenta, en función de que la razón señal / ruido sea satisfactoria. Si el valor es 1.5, la razón señal / ruido no se considerara, si el valor es 0.5, la razón si se utiliza. Finalmente el operador = Up to date, muestra el estado en que se encuentra el operador.

6.5.3 INTERPRETACION DE HORIZONTES Y CONSTRUCCION DE UN MODELO DE IMPEDANCIA.

Después de la corrección de los registros de impedancia, del ajuste de ondícula y la construcción de la sección de fase cero. Se correlacionan los registros con apoyo de los reflectores sísmicos como se ilustra en la figura 6.30. A cada horizonte se le asigna un valor estratigráfico de acuerdo al modo de depósito (paralelo a la cima, paralelo a la base y concordante entre cima y base) y a la distribución de impedancia (impedancia constante dentro de la unidad, sin continuidad entre bloques y distribuida de acuerdo a la información de los registros). Las fallas se marcan para separar los bloques con diferentes valores de impedancia. Una vez que se marcan los horizontes en la sección sísmica, se elige una de las ondículas calculada previamente para calcular el modelo de impedancia (figura 6.31), interpolando o extrapolando los valores de impedancia de los registros de pozo. También se obtiene una sección sísmica sintética mediante una sección de coeficientes de reflexión

sintética (figura 6.32) y una sección sísmica residual (figura 6.33) que resulta de la diferencia entre la sección sísmica observada y la sección sísmica sintética.

6.5.4 INVERSION DE DATOS

Para efectuar este proceso se elige una ondícula de entrada que puede ser del tipo LP o VPA, un modelo de impedancia previo, una razón de ruido / señal en porcentaje (generalmente se emplea el valor calculado en el análisis MC), una variación estándar que especifica cuanto se le permite cambiar al modelo de impedancia y longitud de correlación, que indica la cantidad de variación de impedancia lateral que puede permitirse durante la inversión. Al inicio de la inversión se asigna el número de iteraciones que el programa realizara para alcanzar el mejor modelo de impedancia acústica. La figura 6.34 muestra en la gráfica superior el criterio global de la inversión en función de los términos: Sísmico (F_s), geológico (F_g) y restrictivo del proceso de inversión (F_p). La gráfica inferior indica el criterio local entre los datos sísmicos observados y después de la inversión. La curva M_a representa los coeficientes de correlación entre la sísmica observada y la sísmica sintética asociada al modelo *a Priori* traza a traza usando la ondícula seleccionada para la inversión.

La curva M_o es la correlación entre sísmica observada y la sísmica sintética después de la inversión, si esta curva se aproxima a la unidad, la correlación es máxima y por tanto la sección sísmica residual será cero.

El resultado de la inversión es la sección de impedancia mostrada en la figura 6.35 la cual mantiene la correlación de impedancia de los pozos con los horizontes interpretados. Las figuras 6.36 y 6.37 corresponden a las ventanas donde se efectuó la Inversión Sísmica *a Priori* en las secciones L – 1 y L – 2 respectivamente.

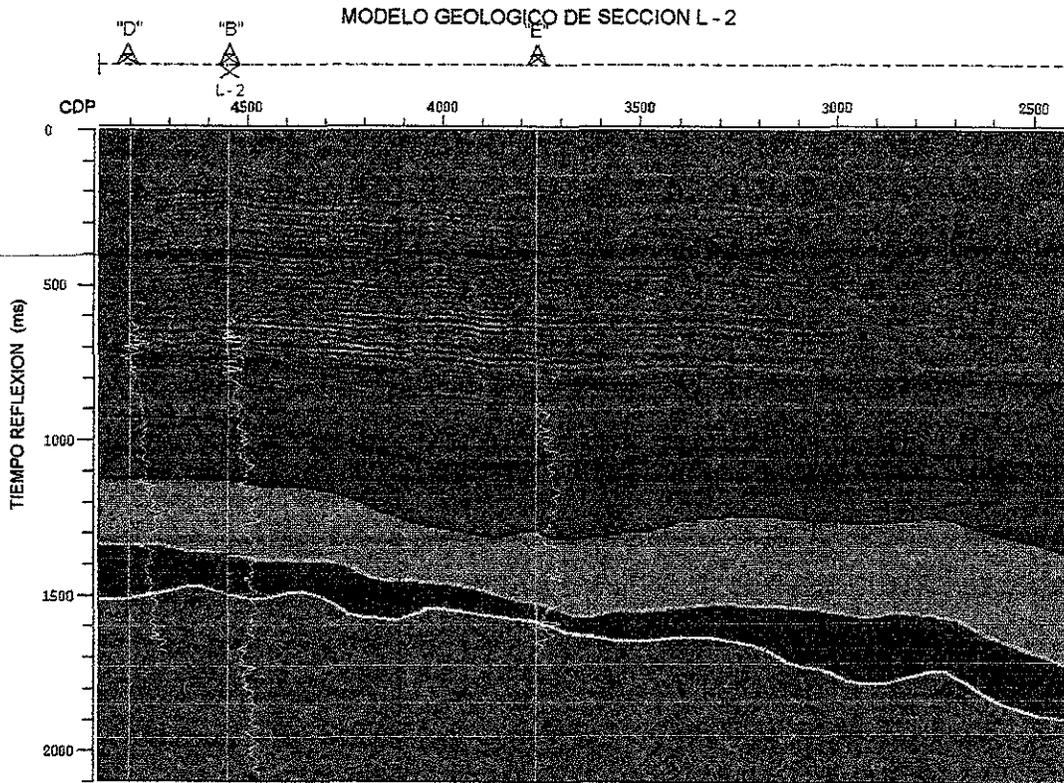


Figura 6.30

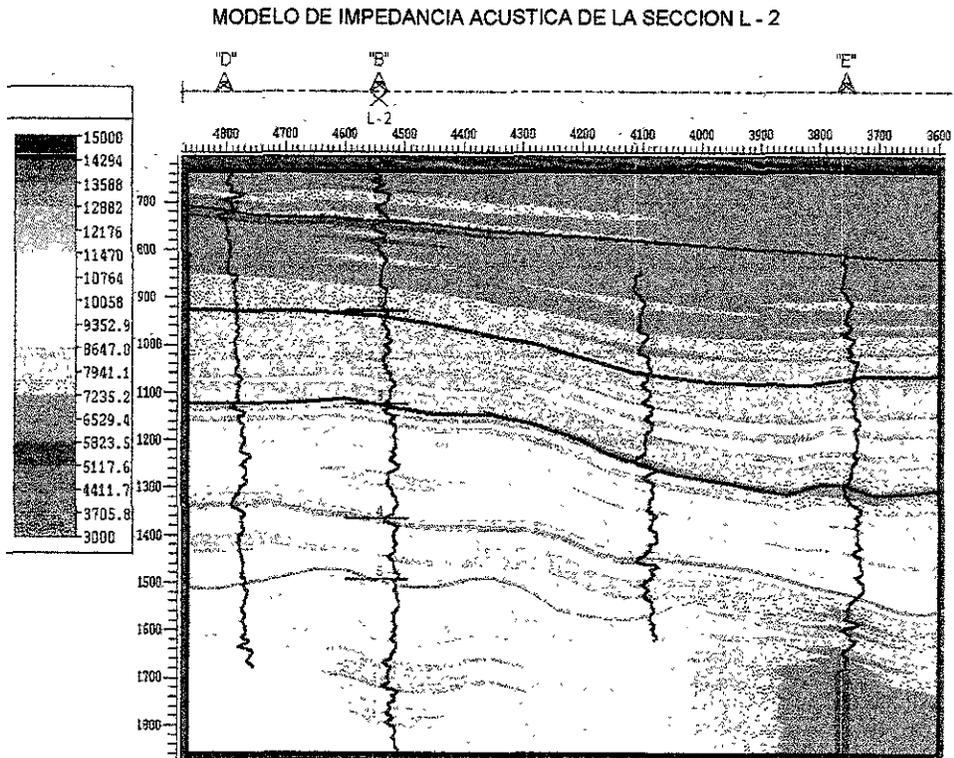


Figura 6.31

MODELO DE COEFICIENTES DE REFLEXION EN LA SECCION L - 2

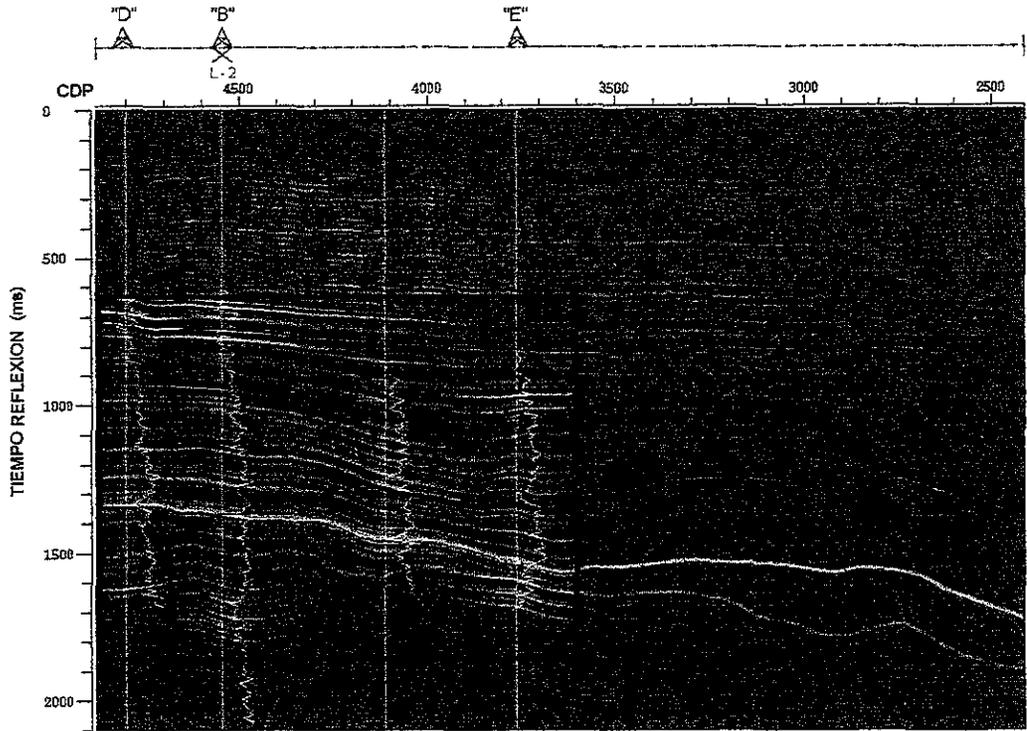


Figura 6.32

SISMICA RESIDUAL DE LA SECCION L - 2

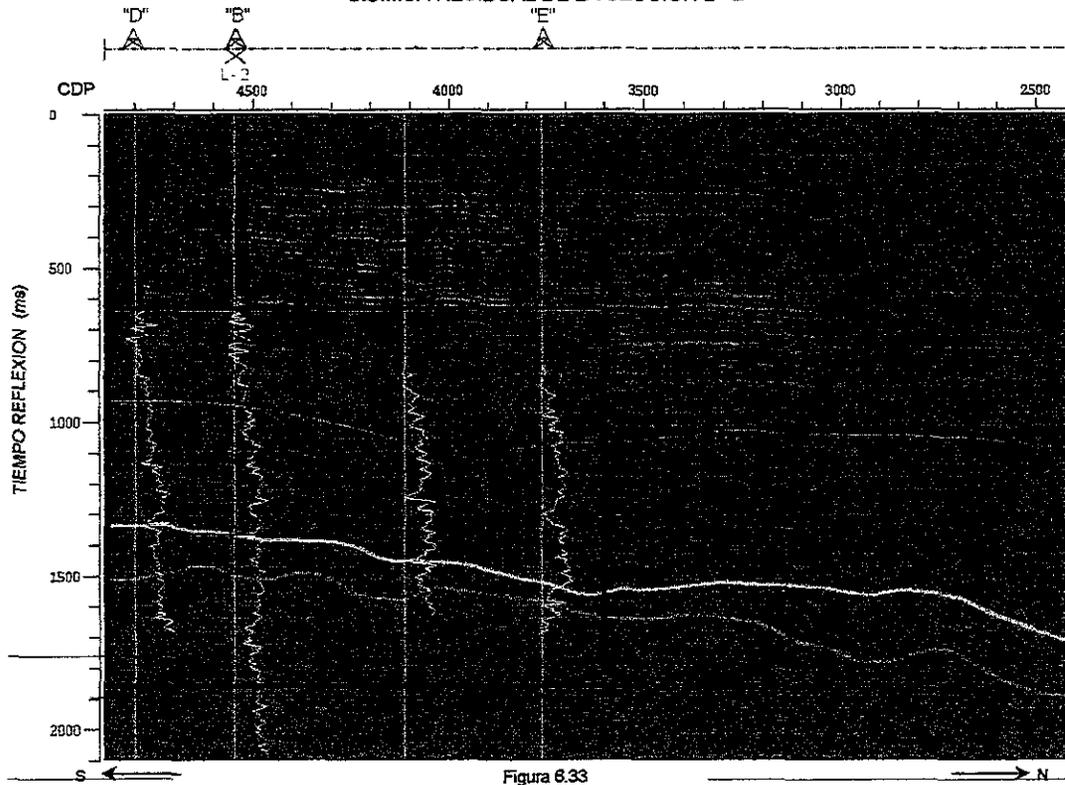


Figura 6.33

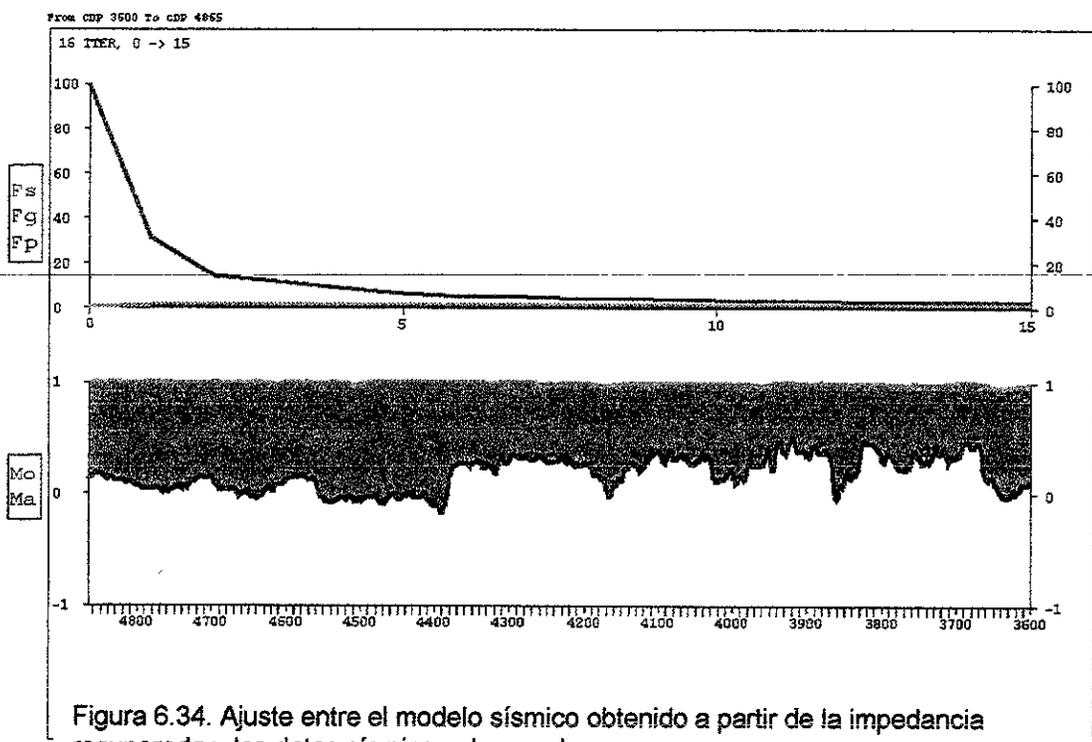


Figura 6.34. Ajuste entre el modelo sísmico obtenido a partir de la impedancia recuperada y los datos sísmicos observados.

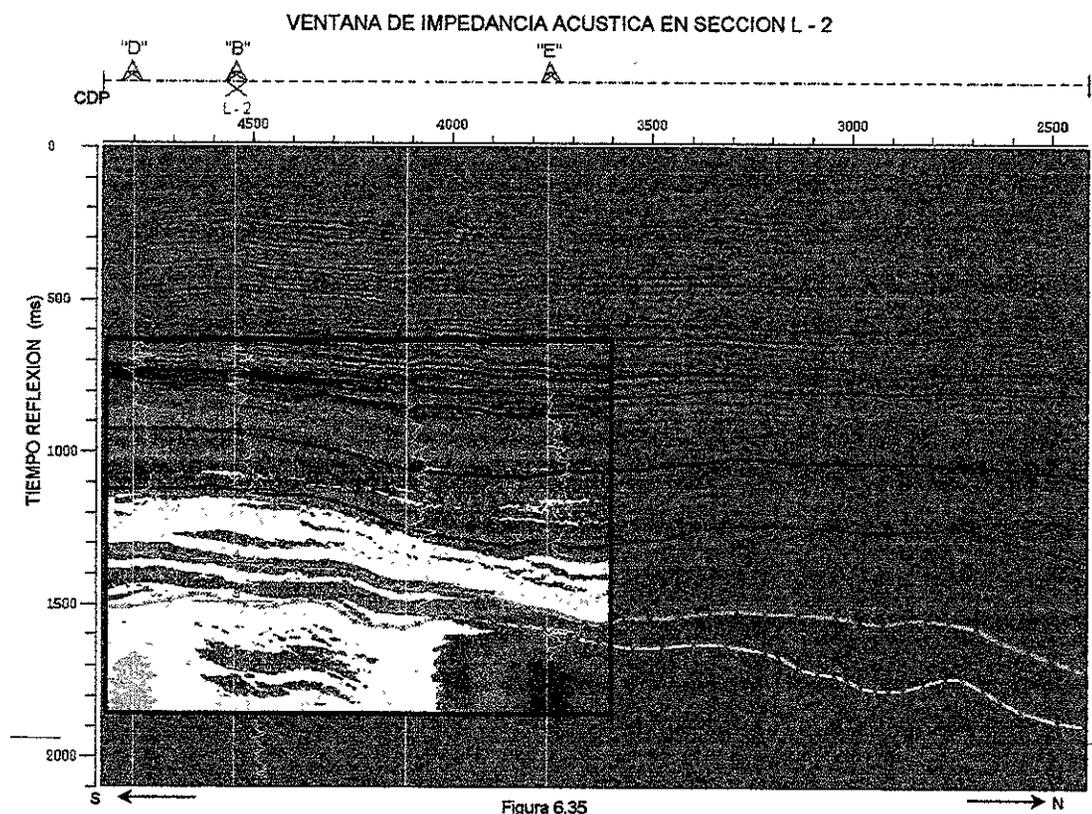


Figura 6.35

6.6 ANÁLISIS DE RESULTADOS

Como se indicó al principio del capítulo, el propósito de aplicar los métodos de Inversión Sísmica (recursivo, de modelos y de Born) a datos reales, fue comparar su respuesta y su utilidad para definir límites de secuencia, facies sísmicas y los posibles cambios de porosidad asociados a variaciones de velocidad de las rocas.

Del análisis de los registros geofísicos del pozo "B" y con las limitaciones debidas a la falta de información litológica del pozo, se interpretaron diferentes límites de secuencias indicadas por progradaciones y transgresiones que se interpretaron del registro de radioactividad natural. Los límites de secuencia proporcionados por Exploración y Producción de PEMEX coinciden satisfactoriamente con los que se obtuvieron, pero además se marcaron otros límites también significativos que indican variaciones del curso del flujo principal de sedimentos (figura 6.4). Se observa que las progradaciones tienen mayor duración que las transgresiones y están separadas por intervalos muy cortos de inundación, ésta distribución es característica de los depósitos de barra deltáicos (Richardson, 1989) donde el tamaño mayor del grano que conforma los sedimentos esta situado en la parte superior del intervalo de progradación como puede verse a la profundidad de 1750 m en el registro GR de la figura 6.4. Lo anterior se verifica por la presencia del cuerpo de arena O-29 descrito por Nieves et al (1996). La serie de progradaciones con intervalos cortos transgresivos de observa desde la profundidad de 2110 m aproximadamente hacia arriba, pero en el intervalo de 2110 a 2300 m el modelo de depósito es diferente y se asemeja más al de canal deltáico (Richardson, 1989) donde el tamaño del grano es grueso y se conserva estable durante un intervalo de profundidad mayor. A esta respuesta se asocia el cuerpo productor O-60 de mayor espesor y con una respuesta de resistividad que indica la presencia de hidrocarburos, tal como lo mencionan Nieves et al (1996). Por encima de este cuerpo existe otro denominado O-55 (figura 6.2), pero que no se ilustra en la figura 6.4 por indicarse únicamente los cuerpos de arena más importantes de acuerdo a Nieves et al (1996).

Además de utilizar los registros sónico y densidad para calcular el sismograma sintético que permite establecer una relación de tiempo y profundidad, se comparó el registro de impedancia acústica con el de ϕ neutrón y el de porosidad total obtenido por el método de Litoporosidad (Burke, 1969) mediante una serie de programas desarrollados por Zaldivar

(1998). En la figura 6.6a se observa que la relación entre la impedancia acústica del intervalo de 1300 a 2300 m del pozo "B" con la respuesta ϕ neutrón es aproximadamente lineal inversa, es decir que a medida que aumenta la impedancia, el valor de ϕ neutrón disminuye. En la gráfica (b) de la misma figura, la variación de la relación entre impedancia y porosidad total también es lineal inversa, pero el cambio de porosidad es demasiado rápido en un intervalo de impedancia pequeño. Esto significa que para poder definir cambios de porosidad total a partir de la información sísmica, se requiere que las variaciones de impedancia que se obtengan por inversión deberán tener una resolución de 200 m/s-gr/cm³ como mínimo, lo cual no se logró con ningún método.

No se debe olvidar que en el proceso de Inversión Sísmica existen serias limitaciones debido a la falta de componentes de frecuencia en los datos y al ruido que no puede eliminarse durante el procesado sísmico, es por eso que la resolución requerida para definir cambios de porosidad en este caso no pueda obtenerse. También debe quedar claro que las variaciones de Impedancia Acústica no se deben únicamente a cambios de porosidad, sino a otras propiedades del yacimiento (litología, saturación de fluidos, presión de poro y temperatura), por tal motivo puede ser posible definir con mayor precisión los límites de secuencia interpretados en las secciones sísmicas L-1 y L-2, calibradas con el registro de radioactividad natural de los pozos, considerando que las variaciones de impedancia y/o velocidad pueden estar asociados a cambios litológicos, especialmente en un ambiente de depósito deltáico.

La interpretación de límites de secuencia en las secciones sísmicas L-1 y L-2 a partir de las marcas cronoestratigráficas reportadas en el anexo 4 no presentó ninguna diferencia de correlación, excepto en el pozo "E" donde el desplazamiento entre los límites interpretados en la sección L-2 y los reportados en el pozo fue de hasta 150 ms para la cima del paquete productor; por este motivo no se consideró para la interpretación sísmica. El pozo "B" está localizado en la parte más alta de la estructura, aunque en la sección L-1 se puede apreciar otro pequeño bloque separado por dos fallas normales de orientación Sur a Norte, cortado por el pozo "A" a menor profundidad. En el marco geológico descrito por Nieves et al (1996) y del análisis del registro de radioactividad natural del pozo "B", se espera que la distribución irregular de cuerpos de arena y arcillas depositadas durante el Oligoceno Inferior (Formación

“Vicksburg”) dé lugar a variaciones fuertes e irregulares de impedancia acústica después del proceso de inversión.

Para la aplicación de los métodos de Inversión Sísmica a los datos reales, se tuvo la oportunidad de utilizar diferentes tipos de software adquiridos por el INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO; estos fueron: MIRA de Oklahoma Seismic, PROMAX de Landmark, STRATA de Hampson & Russell e INTERWELL-3D del Instituto Francés del Petróleo, lo que permitió comparar las ventajas y desventajas de cada uno de ellos. La Inversión Recursiva realizada con PROMAX tuvo serias restricciones cuando se trató de incluir la información de velocidad de intervalo de los pozos y como consecuencia, la sección L-2 presento una alineación anormal de valores de impedancia acústica. Al utilizar solamente las velocidades rms la respuesta mejoró, pero la sección de Impedancia Acústica no mostró ninguna diferencia respecto a la sección sísmica. El software STRATA de Hampson & Russell ofreció un mejor resultado para la Inversión Recursiva o de Banda Limitada, éste software es más amigable que el PROMAX ya que se pueden calibrar los registros de pozo con la sección sísmica y trazar los horizontes para definir un modelo de velocidad inicial. El resultado de la Inversión Recursiva se restringió únicamente a la amplitud de la señal sísmica (figura 6.19) ya que no existe correspondencia entre los valores de velocidad del registro del pozo “B” y la sección de velocidad obtenida. Sin embargo en un análisis cualitativo se observa la distribución irregular de bajas velocidades (~3100 m/s) asociadas a posibles cuerpos arcillosos, alojadas en cuerpos con velocidad promedio de ~3400 m/s. Se aprecian también cuerpos con velocidades mayores a 3500 m/s que se podrían relacionar a posibles cuerpos de arena con menor porosidad. La distribución de valores de velocidad permite afinar los límites de las secuencias y además definir posibles facies arenosas y arcillosas dentro de las mismas.

La Inversión de Born Generalizada es similar a la que presenta el software STRATA de Hampson & Russell, en su modulo de Bloque Restringido. La ventaja del software es que puede extraerse la ondícula de los datos sísmicos y calibrarse con un modelo de velocidad basado en información de pozos, lo cual es esencial para este método de Inversión Sísmica. El número de iteraciones necesarias para que el modelo se ajuste a los datos reales dependerá de la información que se le suministre al modelo. En este caso la distribución de las variaciones de velocidad está influenciada por la tendencia de las líneas interpretadas

como horizontes. Es notable que la correspondencia entre los valores de velocidad en el pozo y las trazas adyacentes es mayor que en el caso de la Inversión Recursiva. La parte superior del paquete productor muestra valores de velocidad del orden de 3100 m/s en tanto que en la base la velocidad es de 3200 m/s, ambos valores están inscritos dentro de un valor promedio de 3500 a 3600 m/s aproximadamente asociado al paquete productor donde se ubican los cuerpos de arena O-55 y O60 como lo señala el registro GR en la figura 6.2. El ajuste entre la velocidad del pozo y la inversión de las trazas adyacentes es bueno, se advierte que la tendencia de las velocidades en el resto de la sección esta influenciada por la interpretación de la sección sísmica, la cual sirve como un parámetro que restringe el algoritmo de inversión.

La Inversión de Modelos se llevó a cabo con el software INTERWELL-3D, el cual también tiene módulos de calibración, modelado e inversión que permiten un mejor ajuste de los valores de impedancia acústica con la amplitud real de los datos sísmicos. Los resultados de Impedancia Acústica en las dos secciones (L-1 y L-2) muestran una zona de mayor impedancia acústica (9500 m/s-gr/cm^3) asociada al paquete productor donde se encuentran las arenas O-55 y O-60 (figura 6.2 y 6.5). En la parte superior e inferior del paquete productor se observan dos franjas de menor impedancia ($8000 \text{ a } 9000 \text{ m/s-gr/cm}^3$) que corresponderían a cuerpos arcillosos. Considerando lo anterior, es posible delimitar la posible extensión de los cuerpos de arena y arcilla como se ilustra en las figuras 6.36 y 6.37.

De los tres métodos que se aplicaron a la información real, el de modelos y de Born muestran una variación controlada respecto a la información geológica conocida, sin embargo es necesario contar con la mayor cantidad de información de pozos para que la inversión sea más efectiva. Por otra parte el método recursivo es rápido y no se requiere la información de pozos, sino únicamente las variaciones de velocidad rms o de la capa superior. Su precisión es discutible pero nos acerca en forma cualitativa a la distribución de impedancia acústica o velocidad del subsuelo.

7. - CONCLUSIONES

1. – La caracterización de Yacimientos tiene por objeto describir la distribución y relación de diferentes cuerpos litológicos con propiedades petrofísicas adecuadas para una recuperación y producción eficaz de gas y aceite en un yacimiento de hidrocarburos. Sin embargo a pesar del desarrollo tecnológico y práctico no se ha conseguido.
2. – La escala de datos de diferentes disciplinas limita su uso exclusivo para la Caracterización de Yacimientos, por tanto se requiere de una evaluación interdisciplinaria
3. El método sísmico como parte de la información útil para la Caracterización de Yacimientos en sentido lateral, adolece de una resolución vertical adecuada para encontrar la distribución lateral de propiedades petrofísicas de un yacimiento.
4. La Inversión Sísmica es una técnica de proceso de datos sísmicos que permite calcular la impedancia acústica a partir de la amplitud de la señal sísmica.
5. La relación que puede existir entre la impedancia acústica y las diferentes propiedades petrofísicas de las rocas, supone la posibilidad de conocer su distribución en forma lateral a partir de la información sísmica.
6. Existen diferentes métodos de Inversión Sísmica basados en modelos de convolución y ecuación de onda para datos apilados con sus respectivas limitaciones.
7. El método de Inversión Sísmica recursivo es el más sencillo pero requiere de un proceso de deconvolución y eliminación de ruido adecuado para obtener resultados satisfactorios. Además es necesario adicionar información de baja frecuencia a partir de información de pozos.
8. De los procesos de deconvolución, algunos autores han estimado que el de deconvolución predictiva de Wiener de mínimos cuadrados es el más confiable en términos de desempeño bajo diferentes condiciones de distribución de reflectores y distorsión de la señal, siempre que la ondícula sea de fase mínima.

9. La Inversión Sísmica de modelos aventaja el método recursivo en el sentido de que los múltiples pueden eliminarse durante el proceso, además de que los resultados pueden restringirse con información adicional a la sísmica e incluir componentes de baja frecuencia antes de iniciar el proceso.
10. La Inversión de Born Generalizada como ejemplo de Inversión Sísmica de ecuación de onda requiere de la obtención de la ondícula de entrada para su desarrollo, con la ventaja de que no necesariamente debe ser de fase mínima. Sin embargo, desde el punto de vista cuantitativo sufre una desviación considerable respecto a los datos reales a medida que la profundidad aumenta.
11. El cálculo de porosidad a través de la Inversión Sísmica, independientemente de cualquier método empleado, requiere de una relación favorable entre impedancia acústica y/o velocidad con la porosidad.
12. Los resultados que se obtienen de la Inversión Sísmica, permiten una mejor delimitación de secuencias y facies sedimentarias a través de los cambios de impedancia acústica y/o velocidad.
13. El uso de software comercial para el cálculo de impedancia acústica y/o velocidad a partir de diferentes métodos de Inversión Sísmica tiene limitaciones en el manejo de datos y representación de resultados.
14. Es necesario conocer y aplicar otras técnicas de Inversión Sísmica en desarrollo que mejoren la resolución y relación de las propiedades petrofísicas para obtener una mejor distribución lateral de las mismas, lo cual siempre será mejor que los métodos de interpolación de dichas propiedades utilizando únicamente la información de pozos.

BIBLIOGRAFÍA

Angeleri, G.P. y Carpi, R., 1982. Porosity prediction from seismic data. **Geophysical Prospecting**, 30, 580-607.

Becquey, M., Lavergne, M. y Willm, C., 1979. Acoustic impedance logs computed from seismic traces. **Geophysics** 44, 1485-1501.

Berteussen, K.A. y Ursin, B., 1983. Approximate computation of the acoustic impedance from seismic data. **Geophysics** 48, 1351-1358.

Bigelow, E.L., 1994. Reservoir description and management. The impact of multidisciplinary integration. **The Leading Edge Vol. 13 No. 11**.

Bleistein, Norman, 1984. Mathematical methods for wave phenomena, **Academic Press, Inc.**

Brac, J., Déquirez, P.Y., Hervé, F., Jacques, C., Lailly, P., Richard V. y Tran Van Nhieu, D., 1988. **Annual Meeting of Society of Exploration Geophysicists. Anaheim, Cal.**

Bracewell, R. N. y Riddle, A. C., 1967. Inversion of fan-beam scans in radio astronomy. **The astrophysical J.**, 150, 427-434.

Burke, J.A., Campbell, Jr. R.L. y Schmidt, A.W., 1969. The lithoporosity cross plot. A method of determining rock characteristics for computation of log data. **SPWLA 10th Ann. Log. Sym. May 25-28**.

Dash, B.P. y Obaidullah, K.A., 1970. Determination of signal and noise statistics using correlation theory. **Geophysics** 35, 24-32.

de Buyl, M., Guidish, T. y Bell, F., 1989. Reservoir description from seismic lithologic parameter estimation. **Reservoir Characterization - 2, SPE Serie 27, 189-196**.

Delas, C., Beuchamp, J.B., de Lombares, G., Fourmann, J.M. y Postic A., 1970. An example of practical velocity determination from seismic traces. **32nd Meeting of the EAEG, Edinburgh**.

Diebold, J. B. y Stoffa, P. L., 1981. The travelttime equation tau-p Mapping, and inversion of common midpoint data. **Geophysics** 46, 238-254.

- Doyen, P. M., 1989. Porosity from seismic data: A geostatistical approach. **Reservoir Characterization - 2; Society of Petroleum Engineers serie 27, 25-37.**
- Fahlman, G. y Ulrich, T.J., 1982. A new method of estimating the power spectrum of gapped data. **Mon. Not. Roy. Astr. Soc. in press.**
- Foster, D. J. y Carrion, P. M., 1984. Born inversion with a variable background velocity. **Geophysics 49, 1794-1797.**
- Foster, D. J. y Carrion, P. M., 1986. Generalized Born inversion of seismic reflection data. **Geophys. J. R. astr. Soc. 85, 329-347.**
- Haldorsen, H.H. y Damsleth, E., 1993. Challenges in reservoir characterization. **AAPG v 77 No 4, 541-551.**
- Hampson, D. y Russell, B., 1985. Maximum-Likelihood seismic inversion. **(abstract # SP-16) National Canadian Society of Exploration Geophysicists Meeting, Calgary, Alberta.**
- Hardage, B. A. y Fertl, W. H., 1991. Synergism in formation evaluation enhances detailed reservoir description. **Atlas Wireline Services.**
- Jurkevics, A. y Wiggins, R., 1984. A critique of seismic deconvolution methods. **Geophysics 49, 2109-2116.**
- Keys, R.G. y Weglein, A.B., 1983. Generalized linear inversion and the first Born theory for acoustic media. **J. Math. Phys. Vol.24 No.6.**
- Keys, R.G., 1986. An application of Marquardt's procedure to the seismic inverse problem. **Proceeding of the IEEE, Vol. 74 No. 3, 476-486.**
- Lavergne, M. y Willm, C., 1977. Inversion of seismograms and pseudo velocity logs. **Geophysical Prospecting, 25, 231-250.**
- Lavergne, M., 1975. Pseudo diagraphies de vitesse en offshore profond. **Geophysical Prospecting, 23, 695-711.**
- Lindseth, R.O., 1972. Approximation of acoustic logs from seismic traces. **Canadian Well Logging Society, Vol 5, 13-26.**
- Lindseth, R.O., 1979. Synthetic sonic log - a process for stratigraphic interpretation. **Geophysics 44, 3-26.**

López, R. E., 1980. Geología de México. **Tomo II, Edición Escolar.**

Martínez, R. D. y Mansfield, G., 1991. Extrapolation of reservoir lithology away from wells using seismic - geologic controls. **Proceeding Indonesian Petroleum Association Twentieth Annual Convention.**

~~McQuistan, R. B., 1985. Campos escalares y vectoriales: Interpretación física. **Limusa.**~~

Morgan, T. R., 1983. Foundations of wave theory for seismic exploration. **International Human Resources Development Corporation Boston.**

Morse, P.M. y Feshbach, H, 1953. Methods of theoretical physics II. **McGraw-Hill.**

Newman, P., 1973. Divergence effects in a layered Earth. **Geophysics 38, 481-488.**

Nieves, M.E., Aguirre, M.J. y Nieto, G.C., 1996. Proyecto Integral Cuenca de Burgos. Grupo Cuitláhuac. **PEMEX Exploración y Producción. Inédito.**

Nyman, D.C., Parry, M.J. y Knight, R.D., 1987. Seismic wavelet estimation using well control. **57th Annual Meeting of Society of Exploration Geophysicists.**

O'Doherty, R. F. y Anstey, N. A., 1971. Reflections on amplitudes. **Geophysical Prospecting, 19, 430-458.**

Oldenburg, D.W., Scheuer, T. y Levy, S., 1988. Recovery of the acoustic impedance from reflection seismograms. **Geophysics 48, 1318-1337.**

Peterson, R. A., Fillippone, W. R. y Coker, F. B., 1955. The synthesis of seismograms from well-log data. **Geophysics, 20, 516-538.**

Phinney, R. A., Chowdhury, K. R., Frazer, L. N., 1981. Transformation and analysis of record sections. **J. of Geophys. Research. 86, 359-377.**

Rice, R.B., 1962. Inverse convolution filters. **Geophysics 27, 4-8.**

Richard, V. y Brac, J., 1988. Wavelet analysis using well log information. **Annual Meeting of Society of Exploration Geophysicists. Anaheim, Cal. USA.**

Richardson, J.G., Sangree, J.B. y Sneider, R.M., 1989. Sand-rich deltas. **Journal of Petroleum Technology, February.**

Robinson, E.A., 1957. Predictive decomposition of seismic traces. **Geophysics 22, 767-778.**

- Robinson, E.A., 1967. Multichannel time series analysis with digital computer programs. **Holden-Day, Inc.**
- Russell, B. H., 1990. Introduction to seismic inversion methods. **Course Notes Series, Vol. 2, SEG.**
- Schultz, P. S. & Claerbout J. F., 1978. Velocity estimation and downward continuation by wavefront synthesis. **Geophysics 43, 691-714.**
- Sheriff, R.E., 1973. Factors affecting amplitudes – A review of physical principles in lithology and direct detection of hidrocarbons using geophysical methods. **Symposium of the Geophysical Society of Houston, 3-16.**
- Silva, T.M. y Robinson, E.A., 1979. Deconvolution of geophysical time series in the exploration for oil and natural gas. **Elsevier Scientific Publishing Co.**
- Sobczyk, K., 1985. Stochastic wave propagation. **Elsevier.**
- Stoffa, P. L., Bhul, P., Diebold, J. B. y Wenzel, F., 1981. Direct mapping of seismic data to the domain of intercept time and ray parameter - A plane wave descomposition. **Geophysics 46, 255-267.**
- Tikhonov, A.N. y Arsenin, V.Y., 1977. Solutions of ill-posed problems. **Wiley, New York.**
- Treitel, S. y Lines, L.R., 1982. Linear inverse theory and deconvolution. **Geophysics 47, 1153-1159.**
- Walker, C. y Ulrich, T.J., 1983. Autoregressive recovery of the acoustic impedance. **Geophysics 48, 1338-1350.**
- Weglein, A.B, 1985. The inverse scattering concept and its seismic application. **Developments in Geophysical Exploration Methods - 6, edited by A. A. Fitch. Elsevier Applied Science Publishers, London & New York.**
- Wiggins, R.A., 1972. The generalized lineal inversion problem: Implication of surface waves and free oscillations for Earth structure. **Rev. Geophys. Space Phys. 10, 251-285.**
- Wiggins, R.A., 1978. Minimum entropy deconvolution. **Geoexpl. Vol. 16, 21-35.**

Zaldivar, R.J., 1998. Estudio genético del fallamiento y fracturamiento en rocas carbonatadas para la caracterización de yacimientos. **Tesis de Maestría en Ingeniería, Facultad de Ingeniería. División de Estudios de Posgrado. UNAM.**

ANEXO 1

RESULTADOS DE LA INVERSION DE BORN GENERALIZADA EN EL POZO "B"

Se elaboraron 6 rutinas en Fortran para el tratamiento de los datos del registro sísmico del Pozo "B", a fin de probar el método de Inversión Sísmica de Born Generalizado (Foster y Carrion, 1986 y el algoritmo de Marquardt – Levenberg (Keys, 1986).

Las rutinas basadas en subrutinas elaboradas por algunos autores (Mendoza Amuchastegui J. en comunicación personal y Robinson, 1967) se ajustaron a las condiciones del problema y del hardware disponible. La utilidad de cada una de ellas fue:

- 1.- Filtrar el registro sísmico mediante un promedio de 10 muestras y reducir la cantidad de datos a procesar, el intervalo de muestreo quedo de 2.5 m.
-
- 2.- Convertir las profundidades a tiempo doble de reflexión
-
- 3.- Calcular los coeficientes de reflexión a partir de los valores de velocidad.
-
- 4.- Obtener la traza sísmica con una ondícula y los coeficientes de reflexión.
-
- 5.- Invertir la traza sísmica anterior utilizando la ondícula. Se obtiene una serie reflectiva que se convolucionan nuevamente con la ondícula y se compara con la traza sísmica de entrada para obtener un error promedio al cuadrado.
-
- 6.- Se realiza una inversión recursiva para obtener los valores de velocidad mediante una velocidad de entrada y la serie reflectiva anterior.
-

Los resultados se muestran en las figuras A y B, en la primera se utilizó una ondícula teórica y en la segunda una ondícula extraída de los datos sísmicos. La velocidad recuperada se acerca en forma a la real, sin embargo a medida que se profundiza, los valores se separan, lo cual se hace mas patente en el segundo caso. Lo anterior fue descrito por Foster y Carrion (1986).

ANEXO 2

PARAMETROS DE CAMPO

Sismógrafo = I/O SYSTEM TWO	Fuente de energía = Vibrosismo
Intervalo de muestreo = 2 ms	Longitud de barrido = 14 seg.
Filtro de grabación = 8.7 - 135 Hz	Patrón de vibración = 3V-13.3m-1.10m-12B 4V-10.0m-1.25m- 8B
Formato de cinta SEG - D	Distancia entre PV = 20 m
Tiempo de grabación = 5 s	Frecuencia de barrido = 14 - 96 Hz

Distancia entre trazas = 20 m	Número de trazas = 240
Detectores por traza = 12	Distancia entre detectores = 1.66 m
Tipo de detectores = GS 20 DX	Patrón de detectores = lineal

Geometría del tendido: Traza =	1-----120 --- PV --- 121-----240
Offset =	2480 m 50 m 50 m 2480 m

ANEXO 3

SECUENCIA DE PROCESADO

Demultiplexado
Geometría
Edición de trazas
Aplicación de filtro = Operador de fase mínima
Eliminación de primeros arribos
Recuperación de amplitud verdadera: Corrección por divergencia esférica Constante de corrección = 4 dB/s
Atenuación de onda de aire
Deconvolución consistente con la superficie: Tipo de deconvolución = impulsiva Longitud del operador = 210 ms Nivel de ruido blanco = 2 %
Atenuación de onda de aire y mute
Cálculo y aplicación de escalares consistentes con la superficie
Reordenamiento en punto de reflejo común (CDP)
Cálculo y aplicación de estáticas de refracción: Nivel de referencia = 0 msnm. Velocidad de reemplazamiento = 2000 m/s
Selección de velocidades: Tipo = Apilado de velocidades constantes. iterativo Intervalo = 1 Km
Cálculo y aplicación de estáticas residuales consistentes con la superficie Tipo = Mastt Correlación = +/- 11 ms Ventana = variable
Aplicación de correcciones dinámicas (NMO)
Eliminación de primeros arribos
Apilado = método de sumado de trazas: min./max. exclusión
Migración = método de diferencias finitas
Filtro variable = 8/14 - 60/70 Hz entre 0 - 1000 ms 8/14 - 45/55 Hz entre 1500 - 5000 ms
Escalamiento variable con el tiempo = ventanas de 1000 ms

ANEXO 4

MARCAS CRONOESTRATIGRAFICAS

EVENTO (M. A.)	Pozo "A"			Pozo "B"			Pozo "C"		
	B.K.B. m	B.N.M. m	T.R ms	B.K.B. m	B.N.M. m	T.R ms	B.K.B. m	B.N.M. m	T.R ms
S.B.30				757	638	517			
MFS-32	885	773	613	992	873	685			
S.B.33	1260	1148	862	1357	1238	917	1617	1494	1070
FS	1265	1153	866	1428	1309	962	1722	1599	1128
S.B.34	1625	1513	1082	1785	1666	1163	2100	1977	1344
MFS-34	1695	1583	1120	1852	1733	1204	2219	2096	1408
PAQUETE	1890	1778	1229	2110	1991	1351	2435	2312	1526
PRODUCTOR	1970	1858	1275	2307	2188	1456	2730	2607	1707
ARCILLA	2000	1888	1293	2387	2268	1500			
S.B.36				2580	2461	1620			
PT	2300	2188	1462	3100	2981	1918	2730	2607	1707

SB ——— LIMITE DE SECUENCIA

MFS ——— SUPERFICIE DE MAXIMA INUNDACION

FS ——— SUPERFICIE DE INUNDACIÓN

EVENTO (M. A.)	Pozo "D"			Pozo "E"		
	B.K.B. m	B.N.M. m	T.R ms	B.K.B. m	B.N.M. m	T.R ms
S.B.30	774	651	526	845	736	582
MFS-32	937	814	642	975	866	680
S.B.33	1300	1177	880	1110	1001	770
FS	1405	1282	945	1690	1581	1118
S.B.34	1675	1552	1102	1808	1699	1182
MFS-34	1768	1645	1152	2245	2136	1428
PAQUETE	2040	1917	1310	2290	2181	1454
PRODUCTOR	2260	2137	1430	2372	2263	1498
ARCILLA				2415	2306	1522
S.B.36						
PT	2400	2277	1506	2500	2391	1574

INVERSION DE BORN GENERALIZADA EN TRAZA SINTETICA DEL POZO "B" (Con Ondícula teórica)

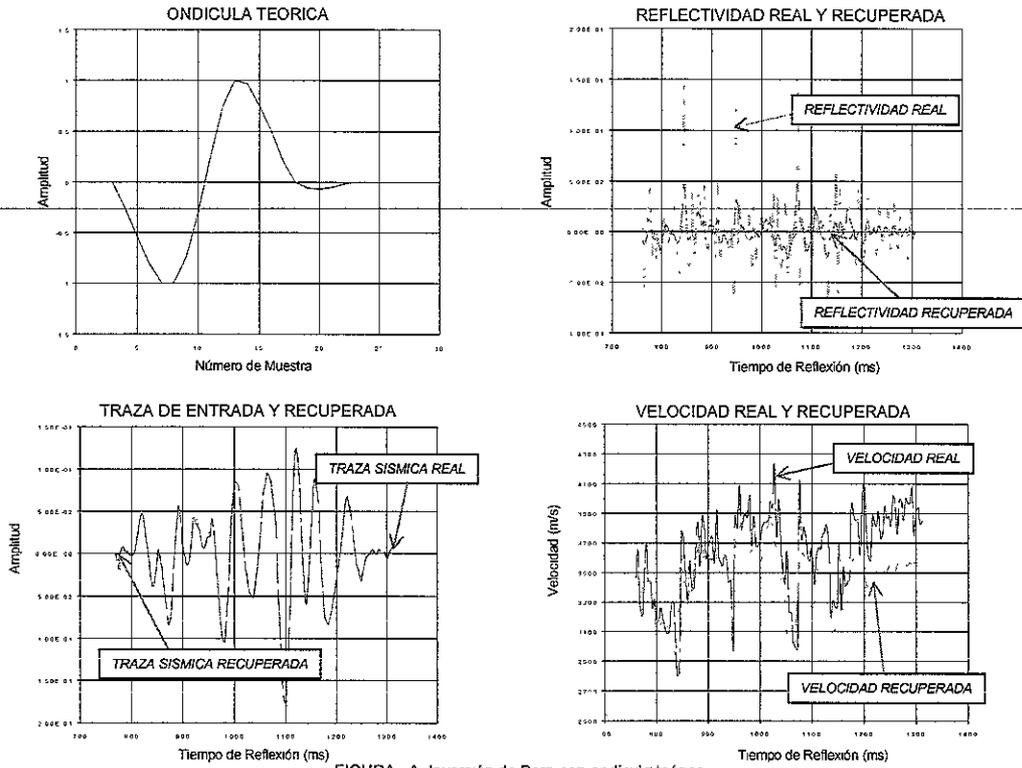


FIGURA A. Inversión de Born con ondícula teórica.

INVERSION DE BORN GENERALIZADA EN TRAZA SINTETICA DEL POZO "B" (Con Ondícula Extraída)

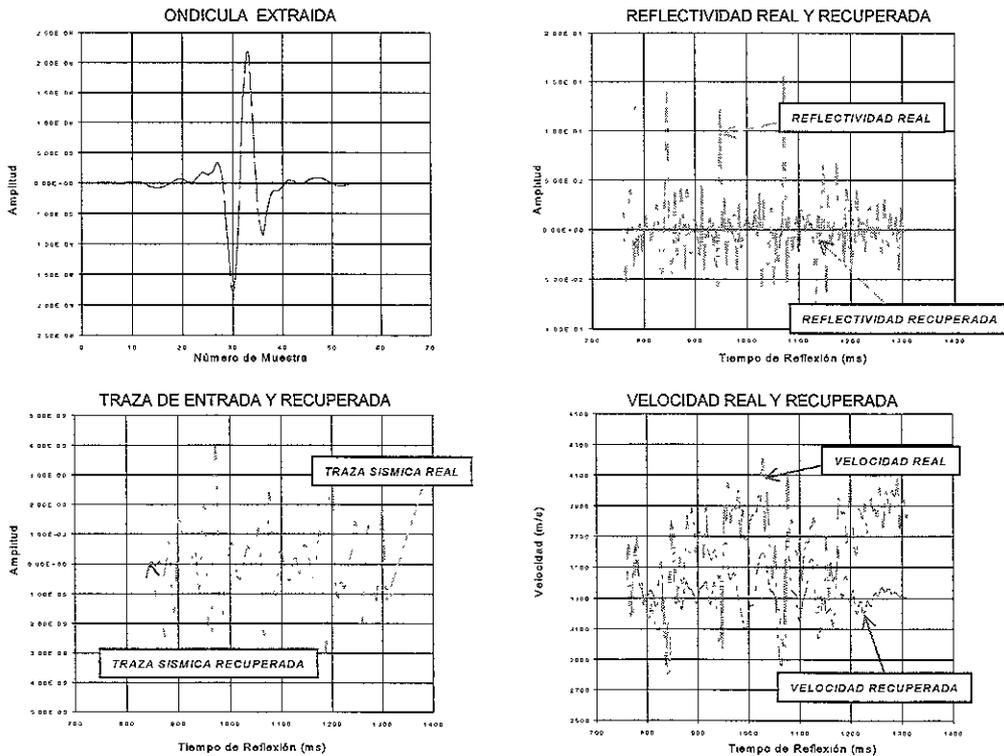


FIGURA B Inversión de Born con ondícula extraída de datos sísmicos