



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

TEMA

“ALGORITMOS DE MIGRACIÓN EN TIEMPO, ANTES Y DESPUÉS DE
APILAR, DE DATOS SÍSMICOS 2D”

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEOFÍSICO
P R E S E N T A:
JORGE AMADO SILVA SOSA



ASESOR

M.C. JORGE A. MENDOZA AMUCHASTEGUI



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.

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-130

SR. JORGE AMADO SILVA SOSA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor M. en C. Jorge Mendoza Amuchastegui y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

ALGORITMOS DE MIGRACIÓN EN TIEMPO, ANTES Y DESPUÉS DE APILAR, DE DATOS SÍSMICOS 2D

- I INTRODUCCIÓN**
- II PRINCIPIOS BÁSICOS**
- III ACONDICIONAMIENTO DE LOS DATOS**
- IV MIGRACIÓN SÍSMICA**
- V CONCLUSIONES**
- REFERENCIAS**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”

Cd. Universitaria, D. F., a 9 de febrero de 2004

EL DIRECTOR

M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*JAGC*gtg

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: Silva Sosa Jorge Amado

FECHA: 24/Mar/04

FIRMA:

AGRADECIMIENTOS

Doy las gracias a mi padre Jorge Silva Guerra, por su total apoyo y confianza durante toda mi vida.

A mi hermano Cesar Odín Silva Sosa, como parte fundamental de mí.

A Susana Nájera y la Familia Nájera por su gran apoyo durante mi trayecto final como estudiante.

A mis amigos Juan, Ricardo e Hiram, que siempre me han apoyado y por los momentos tan importantes de mi vida.

A mis amigos universitarios, por su apoyo moral.

A los que creyeron en mí.

A la **Universidad Nacional Autónoma de México**, que logro conseguir en mí lo más deseado, y a los profesores, por los cuales hoy estoy aquí.

Si pudiera vivir nuevamente mi vida
en la próxima trataría de cometer más errores
no intentaría ser tan perfecto, me relajaría más
sería más tonto de lo que he sido,
de echo tomaría muy pocas cosas con seriedad.
Sería menos higiénico.

Correría más riegos, haría más viajes,
contemplaría más atardeceres,
subiría más montañas, nadaría más ríos.

Iría a más lugares a donde nunca he ido,
comería más helados y menos habas,
tomaría más riesgos,
tendría más problemas reales y menos imaginarios.

Yo fui una de esas personas que vivió
sensata y prolíficamente
cada minuto de su vida; claro que tuve momentos de alegría.

Pero si pudiera volver atrás trataría
de tener solamente buenos momentos
por si no lo saben, de eso esta hecha la vida
solo de momentos
No te pierdas el ahora.

Yo era uno de esos
que nunca iban a ninguna parte sin un termómetro
una bolsa de agua caliente,
un paraguas y un paracaídas,
Si pudiera volver a vivir, viajaría más liviano.

Si pudiera volver a vivir
comenzaría a andar descalzo a principios
de la primavera y seguiría así hasta concluir el otoño.

Daría más vueltas en calesita,
contemplaría más amaneceres
y jugaría con más niños si tuviera otra vez
la vida por delante.

A MI MADRE

INDICE

LISTA DE FIGURAS	1
RESUMEN	3
CAPITULO I	4
1. INTRODUCCIÓN	5
1.1 OBJETIVO	6
1.2 METODOLOGÍA	7
CAPITULO II	8
2. PRINCIPIOS BÁSICOS	9
2.1 COMPORTAMIENTO DE LAS ONDAS SÍSMICAS EN LAS ROCAS	9
2.2 SECCIÓN SÍSMICA	10
2.3 PUNTO DE PROFUNDIDAD EN COMÚN	11
2.4 REGISTRO DE OFFSET CERO CON REFLECTORES LINEALES	11
2.5 MODELO DEL REFLECTOR EXPLOSIVO	12
2.5.1 LIMITACIONES DEL MODELO	13
CAPITULO III	15
3. ACONDICIONAMIENTO DE LOS DATOS	16
3.1 MÚLTIPLES	16
3.2 DIFRACCIONES	17
3.3 ANÁLISIS DE VELOCIDADES	18
3.3.1 Ecuación de sobre tiempo normal	19
3.3.2 Tipos de velocidades	20
3.3.2.1 Velocidad RMS y Velocidad Promedio	20
3.3.2.2 Velocidad de Intervalo	22
3.3.2.3 Velocidad de apilamiento	23
3.3.2.4 Velocidad instantánea	24
3.3.2.5 Velocidad de migración	24
3.3.2.6 Función de velocidad	24
3.3.3 Análisis del Espectro de velocidad	25
3.4 PRESERVACIÓN DE AMPLITUDES	26

3.4.1	Aplicación de ganancias	27
3.4.1.1	Corrección por divergencia esférica	27
3.5	DOMINIO F-K	28
3.5.1	La transformada de Fourier en 2D	28
3.5.2	Filtrado en el dominio F-K	29
3.6	DOMINIO τ -p	30
3.6.1	Apilado de pendientes	31
3.6.2	Aspectos físicos importantes	33
3.6.3	Atenuación de Múltiples	36
3.7	ELIMINACIÓN DE MULTIPLES	37
3.7.1	DECONVOLUCIÓN	37
3.8	DMO	39
CAPITULO IV		42
4	MIGRACIÓN SÍSMICA	43
4.1	Principios básicos	43
4.1.1	Migración de un impulso	45
4.1.2	Migración de reflectores buzantes	46
4.1.3	Migración de difracciones	48
4.1.4	Tipos de migración sísmica	50
4.1.5	algoritmos de migración en tiempo	51
4.1.5.1	Migración en frecuencia número de onda	51
4.1.5.2	Migración por el método de corrimiento de de fase	55
4.1.5.3	Migración por diferencias finitas	57
4.1.5.4	Migración de kirchhoff	58
4.2	MIGRACIÓN EN TIEMPO ANTES Y DESPUÉS DE APILAR	58
4.2.1	Migración en tiempo después de apilar	60
4.2.2	Migración en tiempo antes de apilar	60
4.3	APLICACIÓN DE LOS ALGORITMOS DE MIGRACIÓN	63

4.3.1	RESULTADOS DE LA MIGRACIÓN DESPUES DE APILAR	70
4.3.1.1	Algoritmo de Kirchhoff después de apilar	70
4.3.1.2	Algoritmo de Diferencias Finitas después de apilar	71
4.3.1.3	Algoritmo de Stolt después de apilar	72
4.3.1.4	Algoritmo de corrimiento de fase después de apilar	73
4.3.2	RESULTADO DE LA MIGRACIÓN ANTES DE APILAR DE KIRCHHOFF	74
4.4	DESCRIPCION GENERAL DE LOS RESULTADOS	75
CAPITULO V		77
5.	CONCLUSIONES	78
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS		79
ANEXOS		81

LISTAS DE FIGURAS

Figura 2.1	Registro Sísmico.
Figura 2.2	Geometría del CDP y CMP.
Figura 2.3	Registro de offset cero.
Figura 2.4	Geometría de una sección de offset cero.
Figura 2.5	Modelo del reflector explosivo.
Figura 2.6	Limitaciones del modelo del reflector explosivo.
Figura 3.1	Múltiples.
Figura 3.2	Difracción.
Figura 3.3	Sobre tiempo normal NMO.
Figura 3.4	Corrección NMO a un conjunto de CDPs.
Figura 3.5	Modelo geológico de tierra estratificada.
Figura 3.6	Propagación de un rayo a través de estratos.
Figura 3.7	Hipérbola de sobre tiempo normal.
Figura 3.8	Espectro de velocidades.
Figura 3.9	Corrección por divergencia esférica de un registro tipo fuente.
Figura 3.10	Plano f-k mostrando los diferentes ruidos de un registro.
Figura 3.11	Filtro f-k.
Figura 3.12	Transformación τ -p de un evento hiperbólico.
Figura 3.13	Esquema de la transformada τ -p.
Figura 3.14	Propagación de ondas en forma de rayos.
Figura 3.15	Geometría de propagación de ondas sísmicas.
Figura 3.16	Geometría de la recepción de ondas sísmicas.
Figura 3.17	Transmisión y Reflexión de rayos con un valor de p.
Figura 3.18	Transformación de un evento y sus múltiples al dominio τ -p.
Figura 3.19	Autocorrelograma.
Figura 3.20	Respuesta al impulso por DMO.
Figura 3.21	Elipse de respuesta al impulso por DMO con sus posibles trayectorias.
Figura 3.22	Corrección por DMO de una hipérbola de sobre tiempo normal.
Figura 3.23	Corrección por DMO a un conjunto de CDPs.
Figura 4.1	Sección apilada y su correspondiente migración.
Figura 4.2	Respuesta al impulso de la migración.
Figura 4.3	Migración de un reflector buzante.
Figura 4.4	Modelo geológico y su correspondiente migración.
Figura 4.5	Modelo geológico de una difracción y su correspondiente migración.
Figura 4.6	Migración de eventos planos.
Figura 4.7	Migración de una sección apilado mostrando reflectores planos.
Figura 4.8	Esquema de los tipos de migración sísmica.
Figura 4.9	Migración de un punto.
Figura 4.10	Hipérbola de difracción con diferentes pendiente.
Figura 4.11	Transformación f-k de eventos con presencia de buzamientos.
Figura 4.12	Extrapolación de un campo de ondas.
Figura 4.13	Diagrama de la extrapolación de un campo de ondas.
Figura 4.14	Esquema de la migración en el dominio f-k.
Figura 4.15	Migración en tiempo de un evento hiperbólico.
Figura 4.16	Sección sísmica migrada antes y después de apilar.
Figura 4.17	Sección sísmica migrada antes y después de apilar.
Figura 4.18	presentación de los datos en CDPs.
Figura 4.19	Corrección por Divergencia Esférica.
Figura 4.20	Edición de trazas con la aplicación del mute.
Figura 4.21	Análisis FK.

Figura 4.22	Respuesta al filtro FK.
Figura 4.23	Registro en CDP después del filtro FK.
Figura 4.24	Dominio Tau-p en CDPs.
Figura 4.25	Registros con la eliminación de múltiples.
Figura 4.26	Análisis de velocidades.
Figura 4.27	Aplicación de la Corrección Dinámica.
Figura 4.28	Aplicación de la corrección DMO.
Figura 4.29	Sección apilada.
Figura 4.30	Sección migrada después de apilar con el algoritmo de Kirchhoff.
Figura 4.31	Sección migrada después de apilar con el algoritmo de Diferencias finitas.
Figura 4.32	Sección migrada después de apilar con el algoritmo de Stolt.
Figura 4.33	Sección migrada después de apilar con el algoritmo de Phase Shift.
Figura 4.34	Sección migrada antes de apilar con el algoritmo de Kirchhoff.
Figura 4.35	Esquema de la forma apropiada para aplicar la migración.
Figura A.	Ventana del Software ProMax.

RESUMEN

Con el fin de establecer una clasificación práctica de los algoritmos de migración en tiempo antes y después de apilar, se hace una investigación mediante la cual se explican la definición de migración sísmica y de sus algoritmos básicos. Como estos algoritmos están basados en el modelo del reflector explosivo es necesario acondicionar los datos con respecto a las limitaciones de este para que la sección resultante luzca más a una sección geológica. Una vez acondicionados los datos sísmicos es posible realizar la migración esperando una imagen mas real del subsuelo, para esto se migro una línea sísmica 2D de datos marinos antes y después de apilar utilizando los algoritmos básicos. El resultado es un conjunto de secciones con características similares en las cuales se puede concluir que el algoritmo de Kirchhoff de migración antes de apilar nos da la imagen más clara con respecto a los algoritmos de migración después de apilar. Mientras que en los métodos de migración después de apilar los algoritmos en orden de más a menos con respecto a la claridad de las imágenes son: Kirchhoff, Diferencias Finitas, Corrimiento de Fase y Stolt.

CAPITULO I

1. INTRODUCCIÓN

La prospección geofísica aplicada a la industria petrolera, es el arte de buscar y encontrar depósitos ocultos de hidrocarburos (petróleo y gas), en estructuras complejas que se encuentran en el subsuelo. Esto se logra mediante la toma mediciones físicas mediante métodos exploratorios los cuales dependen de las propiedades de las rocas, que suministran información acerca de las propiedades elásticas de estas. El método más empleado en la industria petrolera para la adquisición de datos es el de reflexión sísmica. Con esta técnica se obtienen los datos para poder desarrollar el mapa de la estructura del subsuelo (representación sísmica), haciendo uso de los tiempos requeridos para que una onda sísmica viaje desde una fuente hacia el interior de la tierra y regrese, es decir reflexiones. Estas reflexiones son registradas por instrumentos colocados en la superficie (geófonos y sismógrafos). Las variaciones espaciales en los tiempos de reflexiones nos indican características estructurales de las rocas del subsuelo. El procesamiento de estas mediciones ayuda a mejorar en gran parte la calidad de los datos obtenidos (datos sísmicos) y a la interpretación de las secciones obtenidas, que nos representan la estructura del subsuelo.

La sección resultante del procesado sísmico es una sección apilada (sección si migrar), la cual nos presenta los resultados en forma errónea a consecuencia de los efectos de propagación de las ondas sísmicas en el subsuelo. La migración de estas secciones tiene como finalidad corregir los efectos de la propagación de las ondas para mostrar una imagen más real, posicionando reflectores en su verdadera ubicación y colapsando difracciones. Existen diversos métodos de migración, como la migración en tiempo y profundidad antes y después de apilar, estos son usados de acuerdo a la complejidad del problema o de la estructura del subsuelo.

La migración en tiempo constituye una herramienta de uso frecuente en la industria petrolera, debido a su gran aproximación al modelo real y por sus bajos tiempos de procesado, por tanto, menos costosos que los métodos en profundidad. Con ayuda de las computadoras en el proceso de migración se logran obtener secciones que son determinantes para encontrar estructuras que corresponden a trampas geológicas en el sentido geológico de que estas estructuras albergan hidrocarburos. El uso de las computadoras, para realizar los diferentes métodos de migración sísmica, se ha convertido en la herramienta principal y esencial en el análisis y procesamiento de datos sísmicos, debido a la gran cantidad de información que se procesa, al ahorro de tiempo y por tanto en el aspecto económico.

Con la llegada de las computadoras digitales, llegó un considerable mejoramiento en el diseño de sistemas ópticos complejos, el desarrollo de estos sistemas acarreo el desarrollo de métodos de migración sísmica en los años sesenta y setenta. Aunque la teoría básica fue trabajada por Hagedoorn (1954) en términos de gráficas de frentes de ondas y curvas de difracción (Robinson, 1983). Años más adelante, diferentes métodos gráficos y mecánicos fueron desarrollados para ejecutar la migración, y en los presentes años muchos métodos fueron desarrollados para la migración de datos sísmicos. En los años sesenta la

computadora mejoro enormemente la calidad de los datos sísmicos de reflexión, facilitando la tarea del intérprete. El concepto del modelo del reflector explosivo se llevo a cabo a partir de 1974 por Loewenthal (1976), con este modelo Stolt (1978) introdujo su método de migración en el dominio de la frecuencia – número de onda. Este método fue mejorado más tarde por Gazdag en (1978). Posteriormente los métodos integrales fueron desarrollados por Schneider (1978), después se desarrollada la migración en profundidad antes y después de apilar por Judson en (1980) y Schultz y Sherwood (1980). En ese mismo año se crea la migración en tres dimensiones. En 1990 se uso comercialmente la migración en profundidad en tres dimensiones después de apilar. Hoy día es utilizada la migración en dos y tres dimensiones antes y después de apilar en tiempo y en profundidad.

Las computadoras para poder realizar los métodos de migración sísmica en tiempo antes y después de apilar utilizan soluciones de la ecuación de onda escalar. Esta ecuación de onda describe el movimiento de ondas generadas por un experimento físico sencillo. El desarrollo histórico de esta ecuación es descrito por Enders A. Robinson (1983), el cual describe una extensa historia de la solución de la ecuación de onda. En el cual la ecuación de onda que representa el tipo de movimiento de onda que ocurre en cualquier parte de nuestro ambiente físico.

No obstante la toma de datos sísmicos no corresponde a datos provenientes de experimentos físicos sencillos, ya que habiendo muchas fuentes excitadas secuencialmente, estas podrían ser representadas como si todas las fuentes llegaran a ser activadas simultánea mente. Para así justificar el uso de la ecuación de onda se hipotetizó un experimento físico teórico llamado modelo del reflector explosivo el cual opera en secciones apiladas que representan el movimiento de la onda.

Actualmente existe muchos métodos para la solución de la onda escalar, dentro de estos los más importantes son los descritos por las técnicas de frecuencia numero de onda, Diferencias Finitas y Kirchhoff. Con el fin de establecer una clasificación y descripción en estos métodos se hace una investigación de estos métodos así como una aplicación práctica.

1.1 OBJETIVO

El objetivo de esta tesis es presentar las diferencias, alcances, ventajas, limitaciones de los métodos de migración sísmica en tiempo antes y después de apilar a una secuencia de datos sísmicos 2D, los cuales corresponden a datos reales marinos. Con el fin de establecer una clasificación práctica en el uso de estos métodos con respecto a la complejidad del modelo estructural y de las velocidades presentes.

1.2 METODOLOGÍA

La metodología es, en el capítulo uno se habla sobre la geofísica en la industria petrolera y el método mas utilizado (sísmica de reflexión), del procesamiento de datos sísmicos y la migración en tiempo como herramienta esencial para la obtención e interpretación de secciones estructurales en la industria petrolera. El capítulo dos corresponde a los conceptos básicos necesarios para la comprensión de los temas. En el capítulo tres se describe el acondicionamiento de los datos necesario para cumplir con el modelo del reflector explosivo. En el capítulo cuatro se explica el concepto de migración sísmica y los algoritmos usados, así como la aplicación práctica. Por último en el capítulo cinco las conclusiones. Al final se colocan la bibliografía, referencias y anexos.

Dentro de la aplicación práctica que corresponde al acondicionamiento de un conjunto de datos sísmicos 2D del tipo marinos, abarcando los temas vistos, es decir tomando en cuenta las limitaciones del modelo del reflector explosivo, las cuales son secciones diferentes de offset cero, ruido coherente e incoherente y múltiples. Una vez que se acondicionaron los datos se procederá a aplicar los diferentes algoritmos de migración en tiempo antes y después de apilar los cuales corresponden a los algoritmos de Diferencias Finitas, Kirchhof, Stolt y Gazdag. Posteriormente se clasificaran estos métodos de acuerdo a los resultados.

CAPITULO II

2. PRINCIPIOS BÁSICOS

Como sabemos una sección sísmica apilada es considerada como una gráfica de amplitudes de los eventos de reflexión con respecto al tiempo en que se registran y la distancia donde se registran. Esta sección nos representa la estructura del subsuelo, pero normalmente estos registros no son mostrados con claridad o las estructuras mostradas no se encuentran en su verdadera posición debido principalmente a los buzamientos que presentan estas o a la complejidad de los sistemas de fallas. Por estos motivos la sección apilada no muestra con claridad los eventos estructurales ni su posición verdadera con respecto a su buzamiento real.

Para corregir estos efectos de distorsiones se ha aplicado desde hace años la migración sísmica para obtener secciones en las cuales los eventos con buzamientos o difracciones son corregidos, para obtener una sección sísmica apilada que busca más a una sección geológica para poder caracterizar con más detalle las estructuras de interés. La migración en tiempo antes y después de apilar es una herramienta muy importante en la industria petrolera, ya que constituyen los métodos más usados dentro de este ramo.

2.1 COMPORTAMIENTO DE LAS ONDAS SÍSMICAS EN LAS ROCAS

Los parámetros característicos de las rocas, que se determina con los métodos sísmicos son la velocidad de las ondas p y s, el coeficiente de reflexión, la densidad y constantes elásticas. Las propiedades de las rocas, que influyen estos parámetros son: Petrografía, estado de compacidad, porosidad, relleno del espacio vacío, es decir de los poros como aire, agua, petróleo, gas, textura, estructura de la roca, temperatura y presión.

Normalmente la variación en alguna de estas propiedades se relaciona por ejemplo con un límite entre dos estratos litológicos, con una falla o una zona de fallas, con un cambio en el relleno del espacio poroso de la roca, etc. Durante el cambio de un medio al otro las ondas sísmicas tienen que cambiar su velocidad, esto significa que van a separarse en una parte reflejada y otra refractada. Principalmente se puede detectar con la sismología límites de capas, fallas, rellenos de poros (como hidrocarburos), propiedades elásticas de las rocas.

Por estas razones es necesario que durante el procesado de los datos, se trate de conservar la ondícula sísmica sin alteraciones, es decir deben de marcarse los contrastes en las amplitudes de las trazas sísmicas.

2.2 SECCIÓN SÍSMICA

Una traza sísmica es un registro que se considera como una gráfica de amplitud de los eventos de reflexión y difracción de las ondas sísmicas que se propagan en un medio elástico, medidos en tiempo contra distancia, con respecto a un origen (fuente). A un conjunto de trazas sísmicas se le llama registro sísmico o sección sísmica. La siguiente figura esquematiza un conjunto de trazas sísmicas.

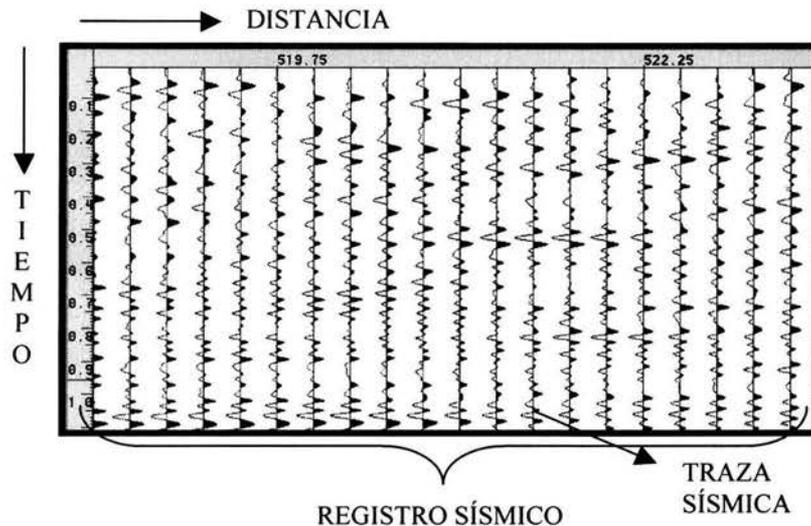


Figura 2.1. Sismograma o registro sísmico.

La finalidad de estas secciones es procesar los datos obtenidos para deducir o interpretar la estructura geológica del subsuelo. Sin embargo los eventos estructurales, normalmente no se muestran con claridad, sobre todo cuando se trata de estructuras complejas con echados pronunciados (tales como fallas, anticlinales, sinclinales, domos de sal, o un conjunto de estos), a las múltiples reflexiones y difracciones que se producen en el límite entre cada uno de los diferentes medios que atraviesan las ondas sísmicas, límites llamados interfases. Si bien no se desarrolla en detalle para cada comportamiento o fenómeno que sufre la onda a nivel de la interfase, corresponde decir que este comportamiento se basa en el *principio de Huygens*, la *Ley de Snell's* y el *principio de Fermat's*. Por tal motivo todas las secciones sísmicas tienen que ser procesadas tomando en cuenta estos principios, para así obtener una representación más real de la estructura del subsuelo. Hay muchos procesos por los cuales atraviesa una sección sísmica antes de ser interpretada, pero en esta tesis solo se abordaran los necesarios para la obtención de una imagen migrada.

2.3 PUNTO DE PROFUNDIDAD EN COMÚN

En un perfil de reflexión multicanal, Es el único punto en un reflector individual del cual la información sísmica se registra en trazas a diferentes offsets. Un conjunto de trazas que contienen información para un CDP se llama recolección de CDP y la posición media entre los disparos y sus respectivos detectores para un CDP se llama "Punto medio común" (CMP). En otras palabras un CDP es el punto en común entre cada pareja de fuente y receptor agrupado en trazas que se supone están alineadas a un punto sobre la superficie (CMP). La ventaja, es que pueden ser sumadas y los eventos de reflexiones se conservan por tener la misma fase y el ruido al estar desfasado se cancela.

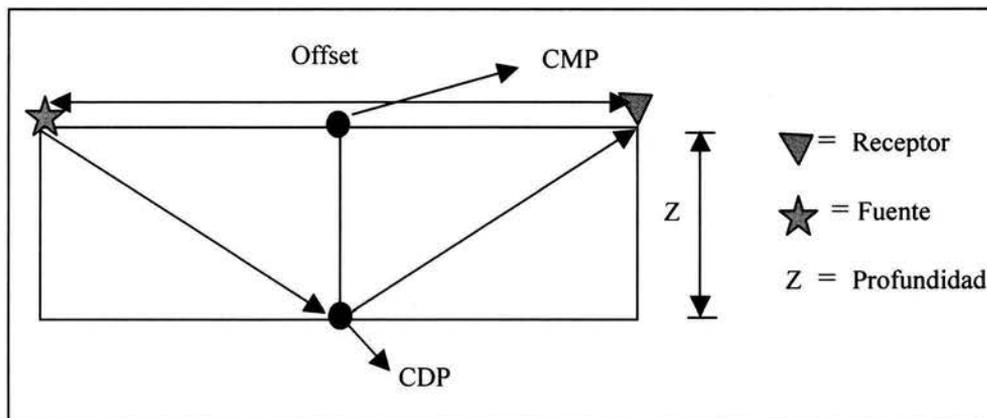


Figura 2.2. Geometría de un CDP y CMP

2.4 REGISTRO DE OFFSET CERO CON REFLECTORES LINEALES

Este concepto es muy importante, ya que con él están implicados los procesos de resolución espacial como la migración. Este comienza con una fuente y un receptor, pero la diferencia con respecto a un CDP es que se hace coincidir la fuente y el receptor, como se muestra en la siguiente figura. En A se hacen coincidir las fuentes y los receptores, B es la forma que tomaría el registro en tiempo.

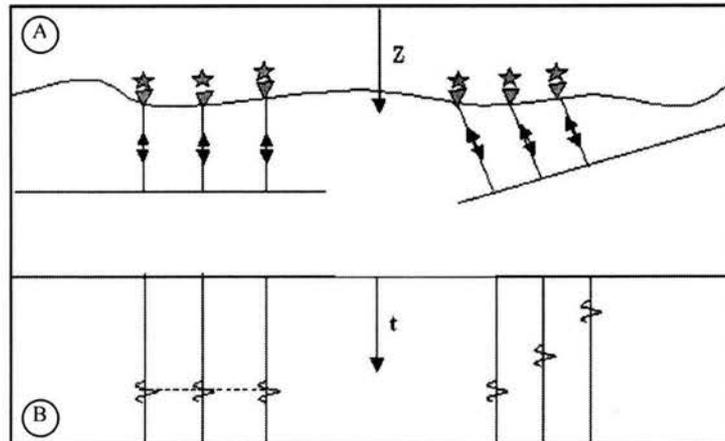


Figura 2.3. Registro de offset cero, Arriba se muestra el modelo geológico, donde las fuentes coinciden con los detectores. Abajo su correspondiente registro en tiempo.

La energía registrada sigue un patrón de rayos que es de incidencia normal a la interfase de reflexión, esta geometría de registro obviamente no es realizable en la práctica.

2.5 MODELO DEL REFLECTOR EXPLOSIVO

Cuando una sección es migrada, se usa la teoría de migración aplicada a datos registrados con fuente-receptor coincidente (offset cero).

Una sección offset cero como ya se había explicado indica el registro de una señal considerando que entre la fuente y receptor no existe ninguna separación entre ellos, como lo muestra la siguiente figura en la cual las fuentes están en la superficie.

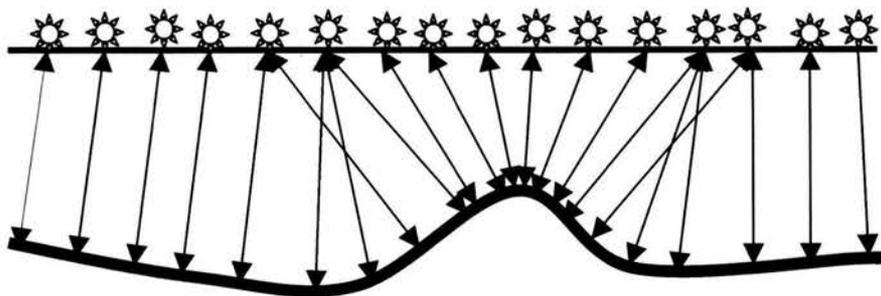


Figura 2.4. Representación de una sección offset-cero con sus respectivas fuentes y receptores en la superficie, Claerbout, 1985.

Ahora consideremos una geometría con el mismo modelo geológico mostrada en la siguiente figura, en la cual se producirá la misma sección sísmica, imaginemos fuentes que están localizadas a lo largo de la superficie de reflexión o interfase.

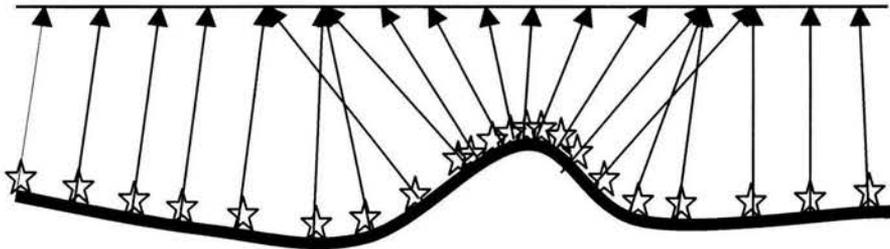


Figura 2.5. Representación del modelo del reflector explosivo, donde las fuentes están en el subsuelo y los receptores en la superficie, los frentes de ondas tienen una trayectoria normal a la superficie (Claerbout, 1985).

También considere un receptor localizado en la superficie a cada localización de CMP's. Las fuentes explotan al mismo tiempo y la señal se propaga hacia arriba, esta señal es registrada en la superficie. El modelo que describe este experimento es referenciado como **modelo del reflector explosivo**.

La sección sísmica que resulta del modelo de reflector explosivo es equivalente a la sección offset-cero, con la diferencia de que en la sección offset-cero se tiene registrado el tiempo doble de viaje (de la fuente en la superficie al reflector y de vuelta a la superficie hasta el receptor) mientras que el modelo de reflector explosivo solo se registra un solo tiempo de viaje (de la fuente en el subsuelo al receptor en la superficie) para hacer estos dos modelos compatibles, hacemos que la velocidad de propagación sea la mitad de la velocidad del medio para el modelo de reflector explosivo (Claerbout (1985)).

2.5.1 LIMITACIONES DEL MODELO.

El concepto del modelo de reflector explosivo es una analogía poderosa para la gente que trabaja en interpretación de datos, más que el procesado de datos. Uno de los defectos de este modelo es que aún no se figura como extender el concepto para aplicarlo a datos registrados con offset diferente de cero.

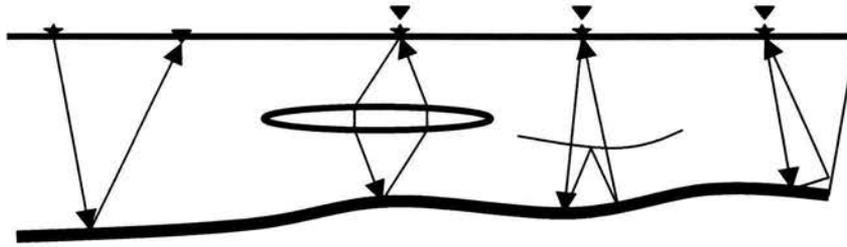


Figura 2.6. Representación de un modelo en el cual se muestran los casos donde el modelo de reflector explosivo no funciona (Claerbout, 1985).

- La figura 2.6 muestra un patrón de rayos que no pueden ser predichos por el modelo de reflector explosivo. Este patrón de rayos estará presente en una sección offset-cero, la variación lateral de velocidad es requerida para que esta situación exista.
- El concepto de reflector explosivo no estipula como tratar con reflexiones múltiples, en el cual para un piso oceánico con tiempo de viaje doble t_1 , los múltiples son predichos como los tiempos $2t_1$, $3t_1$, $4t_1$, etc.

CAPITULO III

3 ACONDICIONAMIENTO DE LOS DATOS

El acondicionamiento de los datos debe ser tal que al realizar la migración sísmica esta muestra una apariencia más clara que la sección apilada. Para que este requisito se cumpla es necesario que los datos presenten ciertas características para que los modelos de migración funcionen adecuadamente. Las principales condiciones son explicadas en el modelo del reflector explosivo, y el resto se mencionaran a continuación.

En un registro sísmico lo que se busca son señales que nos indiquen las reflexiones de las capas geológicas. Si la tierra fuera homogénea la energía, proveniente de la fuente, que viaja a través de los estratos se reflejaría al contacto con cada uno de estos y la traza sísmica resultante sería una sucesión de pulsos. Pero como la tierra no es homogénea el pulso es cambiado (convolucionado) por las diferencias en las propiedades y características de los estratos (composición mineralógica, porosidad, densidad, presión, contenido de fluidos intersticiales, etc.), a demás de las diferentes señales que pueden ser registradas a consecuencia de los factores naturales presentes en la superficie (paso de vehículos, animales, lluvia, viento, etc.) y de los mismos equipos de grabación y detección. Por estos motivos las señales sísmicas de interés (reflexiones), son acompañadas de eventos llamados ruidos coherente e incoherente.

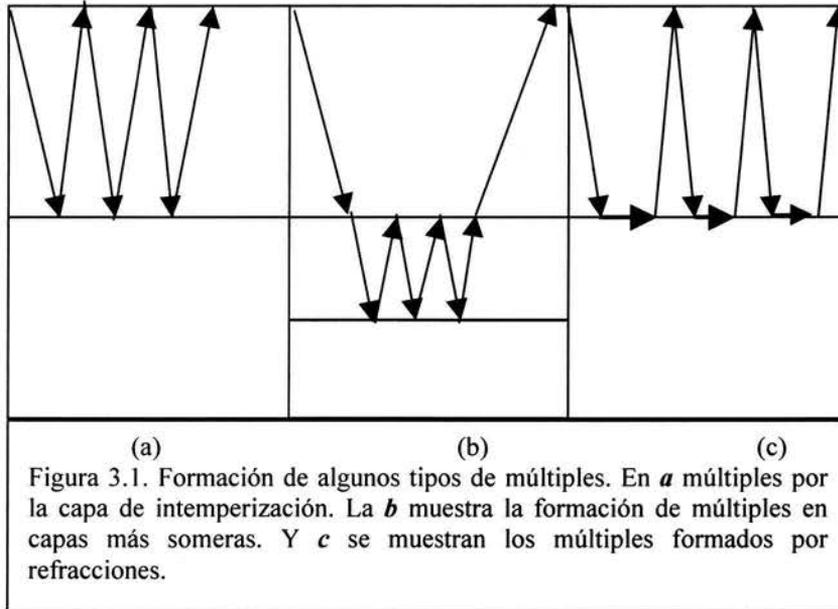
Como la finalidad de una sección migrada es mover información y colapsar energía, en ocasiones muchas de las señales registradas de interés son afectadas por interferencia constructiva, es decir aumenta su amplitud. Por tal motivo es necesario la eliminación de la energía no deseada o ruido coherente e incoherente que afecta a nuestra señal.

Una parte del ruido coherente que es de vital importancia es el estudio de los múltiples, recordemos que el modelo del reflector explosivo no toma en cuenta la existencia de múltiples, por tal motivo, estos tienen que ser eliminados antes que la migración sísmica se efectúe. Otra parte correspondiente al ruido coherente es la presencia de difracciones que corresponde a una parte importante en el estudio de los métodos de migración. A continuación explicaremos los conceptos de Múltiples y Difracciones.

3.1 Múltiples

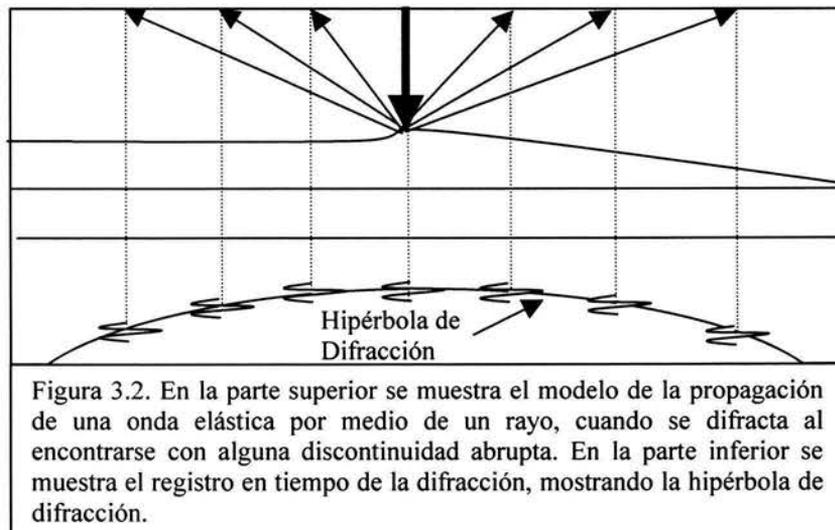
Cuando una onda elástica (sísmica) se propaga, al contacto con una interfase, parte de la energía se transmite y la otra parte se refleja, por los contrastes de velocidades ocasionados entre las interfases aire capa intemperizada y capa consolidada. La onda después de ser reflejada puede regresar a la superficie y ser nuevamente reflejada o transmitida y llegar al límite de la capa de intemperismo y nuevamente ser reflejada hacia la superficie, este proceso se puede repetir múltiples veces hasta que las pérdidas sucesivas de energía ocasionen que esta se pierda o se atenúe lo suficiente para no ser detectada. A este tipo de reflejos se les llama "**Reflejos Múltiples**", También pueden provenir de capas mas someras con altos contrastes de velocidades o por refracciones.

Este efecto es notorio mas en las secciones de offset cero que de offset común, ya que en las secciones de offset cero muestran una periodicidad notable, la cual no es observable en una sección de offset común.



3.2 Difracciones

Si durante la propagación de una onda elástica esta encuentra una discontinuidad abrupta, la energía es dispersada en forma radial a partir del punto donde incide la onda, esto se muestra en la figura 3.2.



3.3 ANÁLISIS DE VELOCIDADES

La importancia del análisis de velocidades radica en que la precisión de estos métodos depende directamente de la función de velocidades. Es decir, cuando se migra una sección y las velocidades aplicadas al algoritmo son inferiores a la real entonces la sección sufrirá una bajo corrección, por el otro lado, al aplicar velocidades mayores la sección será sobre migrada. En otro tipo de métodos de migración los errores de velocidades causan eventos mal posicionados e incrementan los echados. Por estos motivos es necesario que el análisis de velocidades sea lo mas exacto posible.

El análisis de velocidades tiene como objetivo obtener una función de velocidades que nos permita la mejor corrección dinámica (NMO) que nos dará la mejor resolución en el apilado y para la obtención de las velocidades de migración. Este análisis puede hacerse manualmente observando los registros sísmicos y midiendo los tiempos de arribo de reflexiones visibles de trazas cercanas o lejanas. Introduciendo estos valores en la siguiente ecuación se puede obtener la velocidad promedio para diferentes reflexiones a diferentes tiempos:

$$V_{ave} = \sqrt{\frac{x_2^2 - x_1^2}{T_2^2 - T_1^2}}$$

Esta aproximación es correcta solo para capas horizontales o con pendientes muy suaves.

El análisis de velocidades es mejorado si los registros se escogen en forma de CDPs. Se puede desarrollar un practico camino para determinar la velocidad de apilamiento para un CMP gather.

La importancia del análisis de velocidades radica en encontrar una función de velocidades, para obtener esta función lo mas exacta posible para conseguir la mejor calidad posible en el apilamiento, migración o estimación de velocidades de migración, por lo tanto la corrección NMO debe ser lo mas precisa posible.

Primero se definirá el concepto de NMO y algunos tipos de velocidades para entender mejor el análisis de velocidades.

3.3.1 ECUACIÓN DE SOBRE TIEMPO NORMAL

Comúnmente llamada NMO o Correcciones dinámicas. En un registro sísmico las reflexiones son medidas de acuerdo al tiempo de viaje de la fuente respecto a los receptores. Cuando la distancia de los receptores con respecto de la fuente aumenta el tiempo de registro de la reflexión también aumenta, por lo que la reflexión registrada en los diferentes geófonos toma la forma de una hipérbola.

A este tiempo de retraso se le llama NMO. La corrección por NMO se calcula a partir de la ecuación de tiempo de viaje para eventos planos:

$$t^2 = t_0^2 + (x^2/V^2)$$

Como:

$$\Delta t_{\text{NMO}} = t_0 \left[\sqrt{1 + \left(\frac{x}{V_{\text{NMO}} t_0} \right)^2} - 1 \right]$$

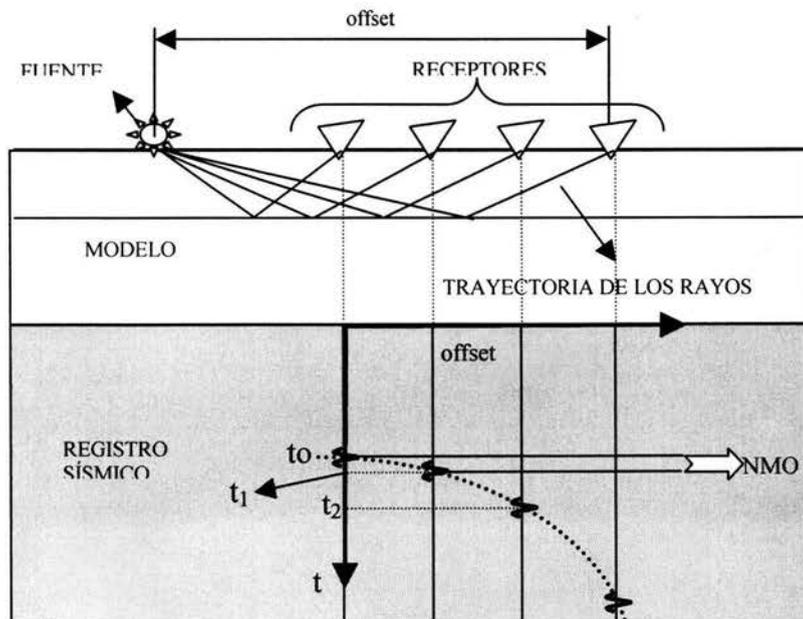


Figura 3.3. Muestra del NMO

De la figura, t_0 representa el tiempo doble de viaje, $t_1 - t_0$ es el tiempo de corrección normal para el segundo evento, $t_2 - t_1$ es el tiempo de corrección normal para el tercer evento, y así sucesivamente hasta los eventos $t_n - t_{n-1}$.

Como se observa en la figura conforme va aumentando la distancia de la fuente a los diferentes receptores, en camino del rayo también va aumentando por lo que el tiempo en registrarse en los geófonos aumenta con la distancia.

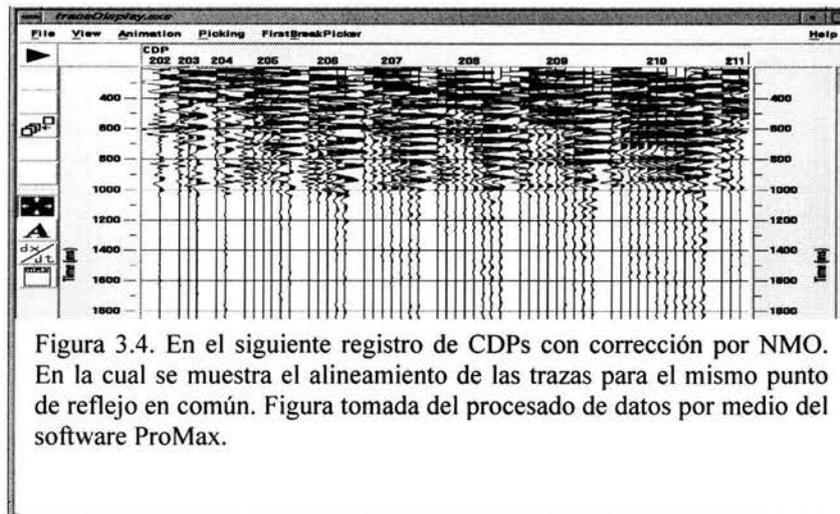


Figura 3.4. En el siguiente registro de CDPs con corrección por NMO. En la cual se muestra el alineamiento de las trazas para el mismo punto de reflejo en común. Figura tomada del procesamiento de datos por medio del software ProMax.

El NMO es la base para encontrar las velocidades que son utilizadas en el procesamiento de datos sísmicos.

3.3.2 TIPOS DE VELOCIDADES

Existen diferentes tipos de velocidades que ayudan a los diferentes análisis efectuados durante el procesamiento de datos, los cuales veremos a continuación, antes de adentrarnos al estudio del análisis de velocidades y del espectro de velocidades.

3.3.2.1 Velocidad RMS y Velocidad Promedio

Si se considera un modelo geológico de tierra estratificada horizontalmente donde $z_1, z_2, z_3, \dots, z_n$ representan el espesor de cada estrato y $v_1, v_2, v_3, \dots, v_n$ las velocidades y $t_1, t_2, t_3, \dots, t_n$ el tiempo, de cada estrato. Esto queda representado con la siguiente figura.

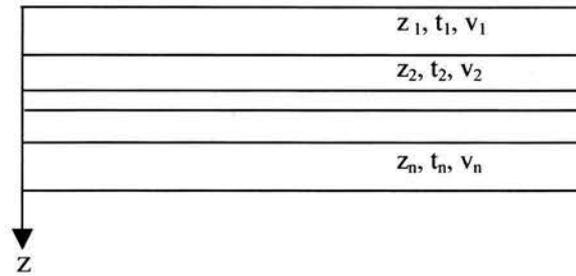


Figura 3.5. Modelo geológico de la tierra estratificada horizontalmente.

De esta imagen se define la velocidad promedio como:

$$V_{ave} = \frac{\sum_{n=1}^n v_n t_n}{\sum_{k=1}^n t_n} = \frac{\sum_{n=1}^n z_n}{\sum_{k=1}^n t_n}$$

Donde v es la velocidad al tiempo t y z el espesor total de las capas del modelo. Esta velocidad está relacionada matemáticamente a las velocidades de intervalo. Cuando es usada en secciones en tiempo con offsets cortos se pueden utilizar para la corrección por NMO y migración. La velocidad promedio es usada para convertir directamente en tiempo al punto correspondiente en profundidad y es válida para las variaciones laterales de la velocidad.

De la misma forma se puede definir la velocidad media cuadrática V_{RMS}^2 como:

$$V_{RMS}^2 = \frac{\sum_i v_i z_i}{\sum_i \Delta t_i}$$

$$V_{RMS}^2 = \frac{\sum_i v_i^2 \Delta t_i}{\sum_{i=1}^n \Delta t_i}$$

donde Δt_i es el tiempo doble de viaje hasta la capa i -ésima, n es la n -ésima capa o última capa. Como en esta ecuación la velocidad media cuadrática depende del número de capas n , por lo tanto cada capa tendrá su propio valor de velocidad media cuadrática.

3.3.2.2 Velocidad de Intervalo

La velocidad de intervalo es la velocidad sísmica sobre un intervalo de profundidad z . Si el intervalo de profundidad abarca un número de estratos de roca, entonces la velocidad de intervalo es igual a la velocidad promedio (V) calculada sobre la distancia z . Si z_i es el espesor del i -ésimo intervalo y t_i es el tiempo de recorrido de un camino a través de él, luego $V_{int} = z_i / t_i$. Esto es cada estrato está caracterizado por tener una velocidad de intervalo V_{INT} como lo muestra la siguiente figura.

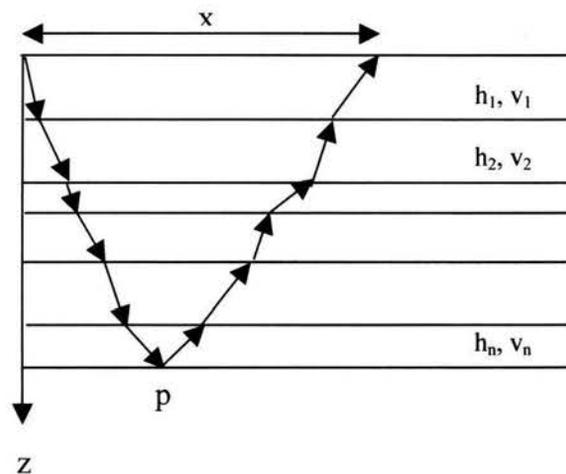


Figura 3.6. Modelo geológico de tierra estratificada horizontalmente con un rayo propagándose por sus estratos

Si se considera un rayo sísmico que parte desde la fuente al punto p y que regresa a la superficie, asociado con el offset x . La ecuación de tiempo de viaje será:

$$T_{x,n}^2 = c_1 + c_2 x^2 + c_3 x^4 + c_4 x^6 + \dots$$

Como los coeficientes tres en adelante son muy complejos y puesto que la aproximación con los dos primeros es muy exacta se simplifica la expresión como:

$$T_{x,n}^2 = c_1 + c_2 x^2$$

Donde

$$c_1 = T_0^2 \quad \text{y} \quad c_2 = \frac{\sum_{k=1}^n t_k}{\sum_{k=1}^n t_k v_k^2} = \frac{1}{V_n^2}$$

Donde

$$\overline{V_n^2} = \frac{\sum_{k=1}^n V_k^2 t_k}{T_0}$$

De esta forma llegamos a

$$t_x^2 = t_0^2 + (x^2 / \overline{V_n^2})$$

La cual es muy parecida a la del sobre tiempo normal. La velocidad $\overline{V_n^2}$ es muy parecida a V_{RMS}^2 , por lo que la fórmula queda de la forma:

$$t_x^2 = t_0^2 + (x^2 / V_{RMS}^2)$$

La Velocidad de intervalo está formulada asumiendo rangos pequeños de velocidades

3.3.2.3 Velocidad de apilamiento

Es usada para crear la mejor opción para el apilamiento. Para las capas horizontales y offsets pequeños se podrían usar o ser iguales a V_{RMS} . Esta velocidad es usada para las correcciones por NMO como:

$$T_{NMO} = T_0^2 + (4h^2 / V_{stack}^2(T_0)).$$

Entonces a la diferencia en el tiempo doble de viaje de offset no cero y el tiempo doble de viaje de offset cero es llamado sobre tiempo normal, y la velocidad calculada por medio de esta relación es llamada velocidad de apilamiento. Esto lo mostramos con la siguiente figura como:

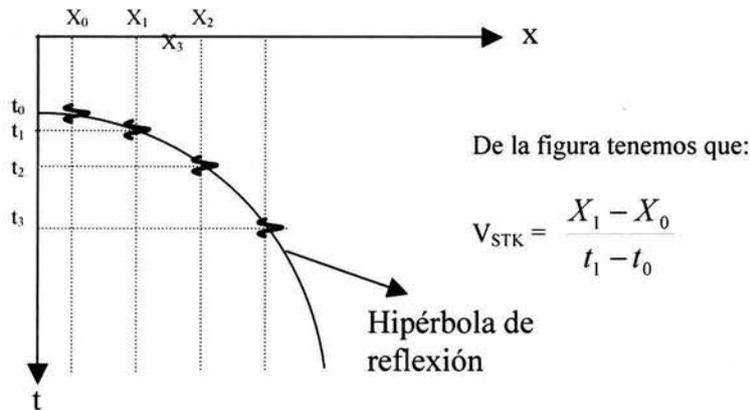


Figura 3.7. Hipérbola de sobre Tiempo Normal

En áreas con capas con pendientes se requieren velocidades de apilamiento que sean más altas que las velocidades RMS. Cuando los efectos por capas con pendientes son corregidos las velocidades de apilamiento son consideradas como velocidades RMS. $V_{stack} = V_{RMS} / \cos(\text{echado})$.

3.3.2.4 Velocidad instantánea

Una estructura esta definida por la velocidad instantánea esta debería ser similar a la de un registro de pozo y representar la velocidad en un punto en el subsuelo. Esta definida como un pequeño incremento de distancia dividido por el tiempo requerido para que la onda acústica viaje esa distancia. $V_{ins} = dz/dt$.

3.3.2.5 Velocidad de migración

Es la que produce la mejor vista de una sección migrada, esta debe tener gran aproximación al modelo real. Podría considerarse como velocidades RMS o de intervalo y no de apilamiento.

3.3.2.6 Función de Velocidad

Es una expresión matemática que relaciona la velocidad en profundidad cuando una onda llega al reflector. Usada como una distribución de velocidades cuando envuelve discontinuidades abruptas. La forma más común es como función de velocidad lineal en profundidad y lineal con los tiempos de arribos.

3.3.3 ANÁLISIS DEL ESPECTRO DE VELOCIDAD

El análisis de velocidad usa los valores de las velocidades de un punto en específico (función de velocidad). Cada función puede variar con el tiempo, y es usada para corregir los datos por sobre tiempo normal. El análisis se basa en la ayuda de la corrección dinámica (NMO) usando velocidades de apilamiento. Cabe mencionar que existen otros métodos para el cálculo del análisis de velocidades y el lector no debe basarse solo en que se presenta aquí

Antes de realizar este análisis es recomendado que se resalte la relación señal ruido, por diferentes métodos como el filtrado, deconvolución, correcciones estáticas, estáticas de refracción, y sorteo en CDPs, esto con la finalidad de mejorar la calidad de los espectros de velocidad que muestren la mejor semblanza.

La salida para este tipo de análisis es una tabla de números como una función de velocidad contra el tiempo doble de viaje. Estos números representan algunas medidas de la coherencia de la señal a lo largo de las trayectorias hiperbólicas generadas por la velocidad, el offset y tiempo de viaje. Las velocidades se encuentran seleccionando o picando las máximas coherencias asociadas a las reflexiones primarias.

Estos valores tomados nos representan tiempos y velocidades como una función. Consecutivamente los valores son interpolados entre cada picado para crear un modelo final de velocidades. Este modelo es usado para dar un valor de velocidad a cada CDP.

Existen varios métodos semiautomáticos que nos ayudan a determinar mas rápidamente y eficientemente el modelo. Muchos de estos métodos utilizan algunas variaciones de velocidad, y los datos son corregidos por NMO usando un rango de velocidades que pueden o no variar con el tiempo. La corrección de los datos son analizados para determinar que velocidades a que tiempos nos dan los mejores resultados.

El objetivo de este análisis es obtener un picado que corresponda a la mejor coherencia de la señal a lo largo de las trayectorias hiperbólicas para finalmente obtener una función de velocidades contra el tiempo que nos permitirá corregir las reflexiones primarias para el NMO y así mejorar los datos que serán apilados. Esto lo podemos observar más fácilmente en la figura 3.8.

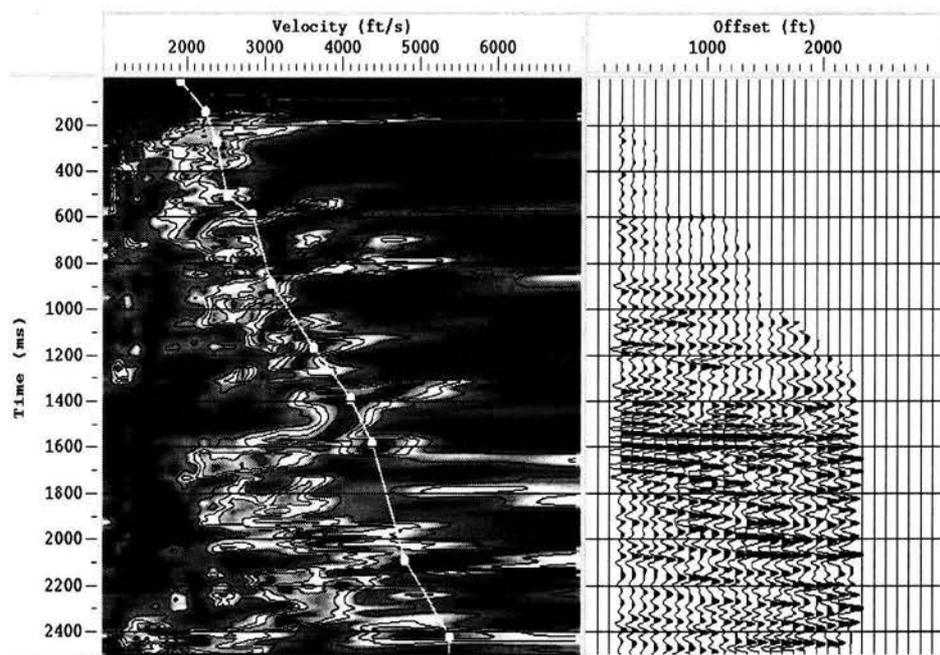


Figura 3.8. Muestra del análisis de velocidades. Figura tomada del procesamiento de datos por medio del software ProMax.

3.4 PRESERVACIÓN DE AMPLITUDES

Antiguamente las secciones que se obtenían tenían que presentar una buena resolución, esto se obtenía aplicando diferentes ganancias a los datos para aumentar las amplitudes o normalizarlas, pero hoy día es más importante esta preservación de amplitudes ya que de esto dependen estudios como AVO, inversión y atributos sísmicos. Una de las razones es que hoy día los cambios en los valores de las amplitudes o valores anómalos de amplitudes con respecto al medio circundante pueden estar asociados a acumulaciones de hidrocarburos.

El principal objetivo de procesamiento de los datos, como ya se había mencionado, es mejorar la relación señal-ruido aumentando la calidad de estos, de tal forma que puedan ser presentados en la forma más favorable para su interpretación geológica. Existen muchas formas por las cuales se puede realizar el procesamiento de los datos sísmicos, esto depende de la calidad con la que fueron tomados, la relación señal ruido, la estructura y composición del subsuelo. Una de las principales partes del procesamiento es tanto la eliminación de ruido sísmico del tipo ruido coherente y la preservación de las amplitudes.

3.4.1 APLICACIÓN DE GANANCIAS

Existen diferentes causas por lo que las señales sísmicas decrecen en amplitud y frecuencia estas son por la divergencia esférica, transmisión, absorción y dispersión, por estos motivos los registros tienen que ser compensados en amplitudes para compensar las pérdidas. Por tales motivos a las secciones sísmicas se les aplican ganancias para contrarrestar tales efectos. El principal método de corrección de las amplitudes es el de divergencia esférica.

3.4.1.1 Corrección por divergencia esférica

Esta corrección corrige el efecto de atenuación cuando una onda decae al propagarse en forma esférica, este decaimiento es igual a $1/V(t)^2$. En este factor toma en cuenta que la velocidad aumenta con la profundidad por lo que las altas frecuencias y la amplitud decaen más rápido, por lo que la densidad de energía decae proporcionalmente al inverso del radio de la onda al cuadrado, esto es:

$$CDE = \frac{tV_1}{V_{RMS}^2};$$

Donde CDE = Corrección por divergencia esférica,

V_1 = Velocidad del primer estrato,

t = Tiempo doble de viaje.

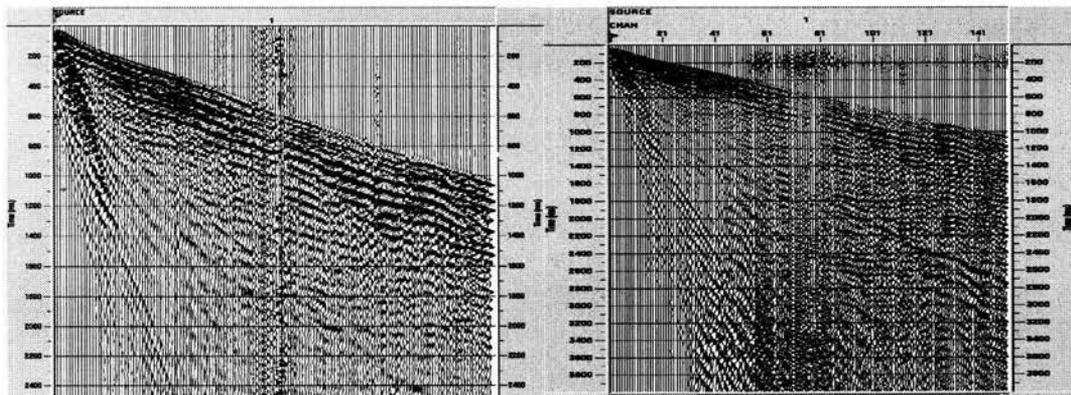


Figura 3.9. El registro de la izquierda muestra los datos sin corrección por divergencia esférica, mientras que el de la derecha ya presenta la corrección por divergencia esférica. Figura tomada del procesamiento de registros sísmicos con el software ProMax.

3.5 DOMINIO FK

Los datos sísmicos se presentan por lo general como funciones de variaciones con el tiempo, de las amplitudes. Cuando se toma este punto de vista sabemos que la señal esta en el dominio del tiempo, es decir, que la variable independiente es el tiempo. Por otro lado, en algunas ocasiones es conveniente considerar una onda sísmica como la superposición de muchas ondas sinusoidales que difieren en frecuencia, amplitud y fase. Las amplitudes y las fases se toman en el dominio de las frecuencias. La herramienta que nos permite pasar del dominio del tiempo al de las frecuencias es la Transformada de Fourier.

En general, el análisis de Fourier comprende funciones que transforman del dominio del tiempo al dominio de las frecuencias y viceversa. Las transformaciones de un dominio a otro se pueden realizar sin cambios en los resultados finales, es decir, el punto importante es que no se pierde información en la transformación. Esto hace posible efectuar parte del procesamiento en el dominio del tiempo y otra en el dominio de la frecuencia, esto se hace ya que algunos procesos requieren menos tiempo en el dominio de la frecuencia que en el dominio de tiempo, por lo tanto son más económicos.

3.5.1 TRANSFORMADA DE FOURIER EN 2-D

Las operaciones del procesamiento multicanal pueden ser definidas como operaciones de varias trazas de datos simultáneamente. Este proceso multicanal, es muy importante, ya que ayuda al realzamiento de la señal sobre el ruido (incremento de la relación señal ruido). La transformada de Fourier es la base para los análisis de señales y la implementación de procesos multicanal, esto debido al fácil manejo de las señales en el dominio de las frecuencias. Si tuviéramos un conjunto de datos con un espaciamiento, y un determinado número de trazas, con pendientes de cero a quince grados; si a estos datos le sacáramos la transformada de Fourier obtendríamos la frecuencia temporal o el número de ciclos por unidad de tiempo, esta sería el dual de Fourier para la variable del tiempo. Pero un conjunto de datos sísmicos es un campo de ondas sísmicas que están en función del tiempo y del espacio variable (offset). El dual de Fourier para el espacio variable esta definido como la frecuencia espacial que es el número de ciclos por unidad de distancia o "*número de onda*". Solo que la frecuencia temporal de una senoide esta determinada por la cuenta de el número de pulsos dentro de una unidad de tiempo. Por lo tanto el número de onda de un evento con una cierta pendiente esta

determinado por el recuento del número de picos dentro de una unidad de distancia a lo largo de la dirección horizontal.

3.5.2 Filtrado en el dominio F-K

Recordemos que uno de los problemas de la migración es la eliminación de ruidos coherentes e incoherentes. Uno de los métodos más eficaces es el del filtrado FK que se explicara a continuación:

Este análisis comienza con una doble transformada de Fourier a los datos sísmicos de la siguiente manera:

$$\text{Datos sísmicos } P(x,t) \leftarrow \text{Transformada de Fourier} \Rightarrow P(K_x, \omega)$$

Los eventos transformados, obtienen características especiales en el dominio f-k, por ejemplo, los eventos con echados en el espacio (t,x) son líneas radiales, y el lugar donde se cierran las líneas radiales es en el eje del número de onda. Al examinar una hipérbola difractada en el dominio f-k se observara que obtiene forma de abanico. Para los datos de reflexión, con forme el abanico se abre los reflectores van adquiriendo una pendiente con respecto al eje del número de onda, en forma de abanico. El ruido coherente adquiere una posición bien definida con una cierta inclinación posterior a los eventos de reflexión. El ruido incoherente se encontrara abarcando las posiciones de las reflexiones, del ruido coherente y del resto del plano de la frecuencia número de onda, pero principalmente se ubicara después del ruido coherente. El siguiente esquema muestra la posición de dichos eventos.

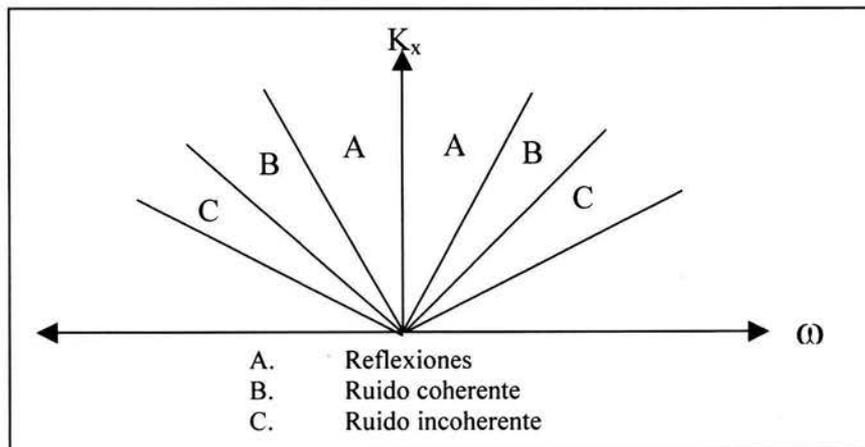


Figura 3.10. El plano f-k separa los diferentes eventos encontrados en un sismograma. Figura tomada de "Exploración Sismológica", Sheriff, E.R. y Geldart, vol. 2 y de "Imaging The Earth's Interior", Jon F. Clearbout.

Aprovechando las ventajas que nos da el plano f-k se pueden delimitar los eventos para formar un filtro que solo deje pasar los eventos de reflexión. A este filtro se le llama Filtro f-k, el cual nos permite delimitar un polígono el cual nos dará la señal que pasa o que es rechazada.

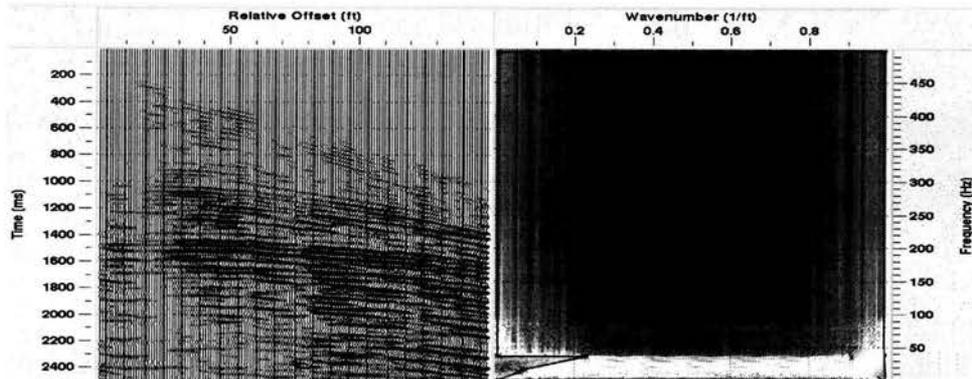


Figura 3.11. Izquierda registro con la aplicación de filtro fk y derecha el polígono de rechazo. Figura adquirida del procesamiento de datos sísmicos mediante el software ProMax.

El registro superior es mostrado con la aplicación del filtro, el cual se observan solo las reflexiones, mientras que del lado derecho la zona central es la banda de rechazo, mientras que los triángulos en los extremos inferiores muestran la banda de aceptación correspondientes a las reflexiones.

3.6 DOMINIO τ - p

En esta sección se vera que un campo de ondas puede ser descompuesto o transformado al dominio del parámetro de rayo. Esta transformación se lleva acabo aplicando el sobre tiempo normal (LMO o Linear Moveout) y sumando las amplitudes sobre el eje del offset . Este proceso es llamado Slant-Stack. Una suposición esencial es que la tierra esta formada por capas horizontales y como el procesamiento convencional esta hecho en coordenadas de offset de puntos medios, entonces se puede reemplazar el eje del offset por el del parámetro de rayo para otros procesos. El parámetro de rayo es el inverso de la velocidad de fase horizontal y un grupo de trazas con un rango de valores de p es llamado registro de apilado de pendientes (Slant-Stack gather).

La transformada τ - p preserva las características del campo de ondas de los datos sísmicos. Una sección sísmica en el dominio ofrece una alternativa en que todos los reflectores en el subsuelo son iluminados por la incidencia de la energía de un parámetro de rayo fijo. Una de las ventajas de trabajar en este dominio, es que se pueden estudiar diferentes modos de ondas como función de su correspondiente valor

de lentitud ($p=1/v$), donde v es la velocidad de propagación. Por tanto la transformación al dominio $\tau - p$ es una herramienta muy útil en el procesamiento, porque nos da el incremento de separación entre diferentes ondas sísmicas (múltiples, ground roll, ondas P y S, entre otras).

De lo anterior se obtuvieron diferentes técnicas para el procesamiento de datos sísmicos que han sido establecidas por medio de esta técnica de $\tau - p$, tales como la interpolación de trazas, atenuación de múltiples, filtrado, inversión, análisis de velocidades, migración antes de apilar y deconvolución.

En este trabajo veremos la técnica de atenuación de múltiples en el dominio $\tau - p$.

3.6.1 APILADO DE PENDIENTES

Existen dos pasos para sintetizar un plano de ondas por medio de sumatorias de amplitudes en el dominio del offset a lo largo del camino de la pendiente. Primero se realiza una corrección por LMO al conjunto de datos por medio de la transformación de coordenadas definida como:

$$\tau = t - px$$

Donde p es el parámetro de rayo, x es el offset, t es el tiempo doble de viaje y τ es la intersección del tiempo en $p = 0$. Posteriormente los datos se suman sobre el eje del offset de la siguiente forma:

$$s(p, \tau) = \sum_x p(x, \tau = t - p \cdot x)$$

donde $s(p, \tau)$ representa un plano de ondas con el parámetro de rayo $p = \sin \theta/v$. Repitiendo la corrección LMO y la sumatoria para el rango de valores de p se construye un apilado de pendientes o Slant-Stack gather, el cual es referido como un $\tau - p$ gather. Este consiste de todas las componentes de los echados con un rango específico de valores de p en los datos de offset originales.

El mapeo del dominio $t-x$ al dominio $\tau - p$ es reversible, Yilmaz, 2001, primero se aplica el LMO inverso a los datos en el dominio $\tau - p$ por $t = \tau + px$, posteriormente se suman los datos en el dominio $\tau - p$ sobre el eje del parámetro de rayo por:

$$P(x,t) = \sum_p p(p, t - px)$$

Para la restauración de las amplitudes se tiene que aplicar el filtro rho antes de realizar el mapeo inverso. Esto se hace multiplicando el espectro de amplitudes del apilado de pendientes por el valor absoluto de la frecuencia. El filtro rho es equivalente a diferenciar el campo de onda antes de la sumatoria que se encuentra en la integral de la formula de migración.

La descripción esquemática del plano de ondas mapeado dado por A y B en la siguiente figura.

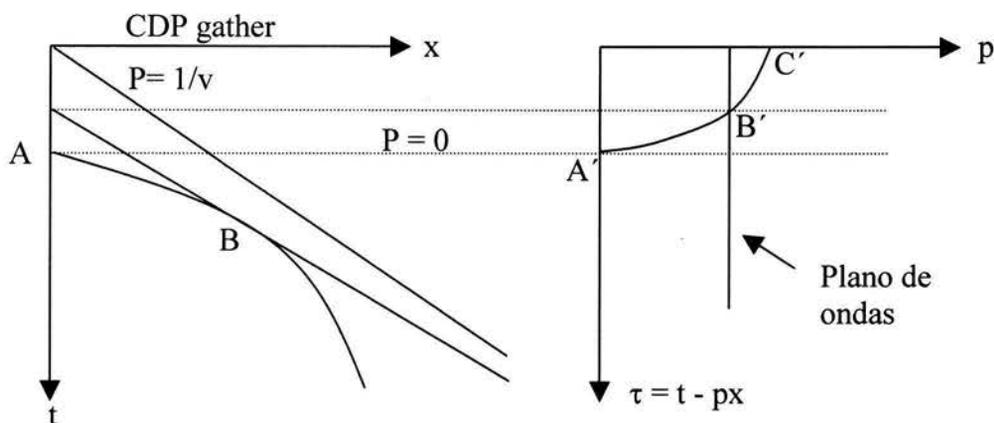


Figura 3.12. Muestra de la transformación de una hipérbola de reflexión al dominio $\tau - p$. Yilmaz, 2001.

Esquemáticamente esta transformada se realiza de la siguiente manera:

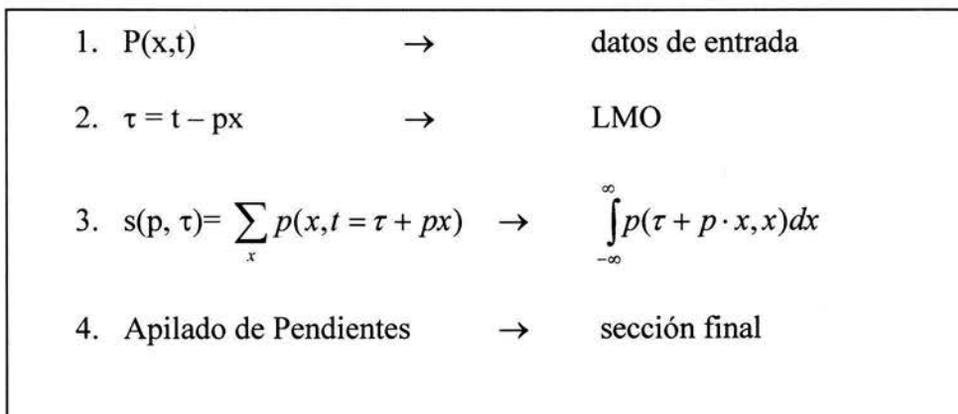


Figura 3.13. Esquema de la transformada $\tau - p$

3.6.2 ASPECTOS FÍSICOS IMPORTANTES

Si a hora observamos algunos aspectos físicos de la construcción de un conjunto de apilados de pendientes. Cada una de las trazas que representa un frente de ondas y que se propaga con un cierto ángulo respecto a la vertical no es único, ya que la propagación de ondas generada por la excitación de una fuente se propaga en todas direcciones y a todos los ángulos como lo muestra la siguiente figura:

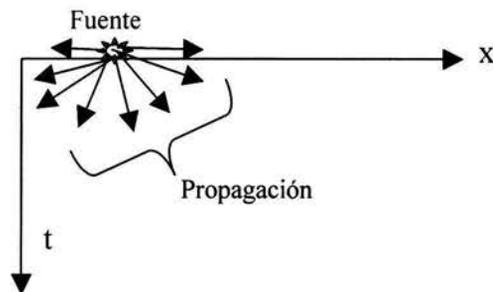


Figura 3.14. Representación de la propagación de ondas en forma de rayos de una fuente. Yilmaz, 2001.

Por otro lado la cantidad de inclinaciones de los rayos del frente de onda están definidas por ángulos de propagación que pueden ser analizados. Estos rayos son perpendiculares al frente de ondas. Si solo consideramos uno de estos rayos y observamos la geometría en la figura siguiente, el tiempo en que tarda este rayo de la fuente S_1 al punto A del subsuelo y de la fuente S_2 que debería ser excitada al tiempo que llega a A el frente de onda anterior, se encontraría el ángulo de propagación deseado.

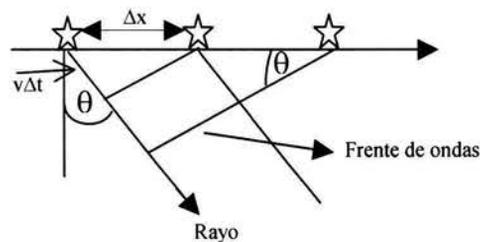


Figura 3.15. Muestra la geometría de la propagación de ondas a partir de dos fuentes. Yilmaz, 2001.

Si definimos la distancia entre S_1 y S_2 como Δx y la velocidad del medio como v . Entonces tomando un Δt de tiempo que corresponde al tiempo en que el frente de onda

llega a A y usando el triangulo $S_1 A S_2$ entonces el ángulo del plano de ondas estará dado por:

$$\text{Sen } \theta = \frac{v \cdot \Delta t}{\Delta x}$$

La localización de la fuente activada debería estar dada con relación a la velocidad por:

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{v}{\text{Sen} \theta}$$

a lo largo de la dirección horizontal. La velocidad $v/\text{sen } \theta$ es llamada *velocidad de fase horizontal*.

Si de la figura anterior se cambian las fuentes por receptores, es decir se cambia el eje de fuentes por eje de receptores se podría descomponer el plano de ondas, esto es mostrado por medio de la figura 3.16.

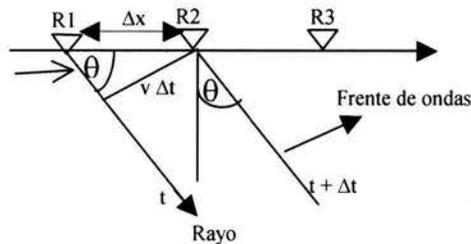


Figura 3.16. Muestra la geometría de un frente de onda cuando llega a los receptores. Yilmaz, 2001.

De la geometría de esta figura el tiempo de llegada asociado con el plano de ondas que viaja a una velocidad v y a un cierto ángulo θ respecto a la vertical esta dado por:

$$\Delta t = \frac{\text{sen} \theta}{v} \Delta x$$

La ley de Snell's nos dice que la cantidad $\text{sen} \theta / v$, que es el inverso de la velocidad de fase horizontal, es constante a lo largo del rayo que viaja por un medio estratificado. Esta constante es llamada parámetro de rayo p . La ecuación entonces quedaría como:

$$\Delta t = p \Delta x$$

El ángulo de propagación de un plano de ondas esta controlado por el ajuste del valor del parámetro de rayo. Si este valor de p es específico entonces se puede trazar el rayo en un modelo de tierra estratificada conociendo la velocidad $v(z)$. Si $p = 0$ las ondas viajan verticalmente. Lo anteriormente descrito se ve en la siguiente figura.

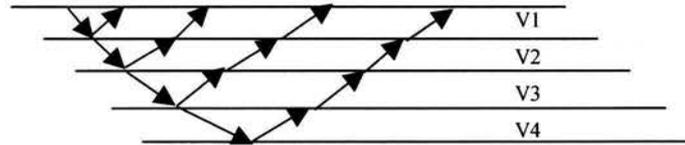


Figura 3.17. Algunos rayos se transmiten con el mismo valor de p y corresponden a una simple traza en el dominio $\tau - p$. Yilmaz, 2001.

Este plano de ondas que se transmite a través de los estratos de la tierra recibe el nombre de Onda de Snell. En la figura anterior se puede observar que para un solo valor de p , en la superficie se registran en varios offsets. Otros aspectos importantes son:

- La pendiente de la línea radial, w/kx se relaciona con la velocidad de fase horizontal $v/\text{sen } \theta$ por medio de la relación:

$$\frac{w}{kx} = \frac{v}{\text{sen}\theta}$$

si sustituimos $p = \text{sen } \theta$ obtenemos:

$$kx = pw$$

- Un evento lineal en el dominio $t-x$ mapea sobre un punto en el dominio $\tau - p$ y del lado opuesto un evento lineal en el dominio $\tau - p$ mapea sobre un punto en el dominio $t - x$.
- La primer transformada de Fourier de las trazas del apilado de pendientes en la dirección del tiempo nos da el espectro de amplitudes en el dominio $w-p$

3.6.3 ATENUACIÓN DE MÚLTIPLES

Como ya aviamos visto los múltiples son ruidos coherentes indeseados que afectan nuestras secciones o registros y es de vital importancia su eliminación ya que estos no están contemplados en el modelo del reflector explosivo, por tanto es esencial su eliminación o atenuación antes de que los datos sean migrados.

La atenuación de múltiples esta basada en la predicción de estos, y junto con la aplicación de la deconvolución predictiva en el dominio del apilado de pendientes es una de las formas más conveniente para la atenuación de este ruido coherente. Claro que esto solo es valido si la sección a la que se le aplicara la deconvolución predictiva se encuentra en el dominio de offset cero, visto anteriormente. La siguiente figura muestra un registro en tiempo de un primario p y sus múltiples M_1 y M_2 con su correspondiente transformación al dominio $\tau - p$.

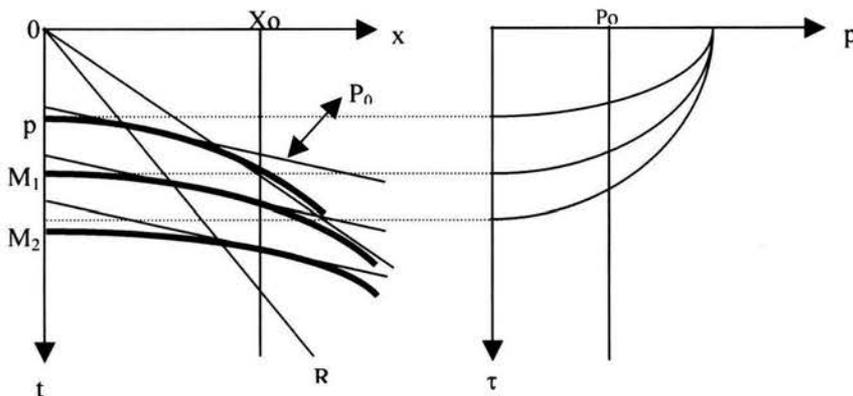


Figura 3.18. Muestra de un primario y sus múltiples con su correspondiente transformación al dominio $\tau - p$, en la cual se muestra la periodicidad de los múltiples a lo largo de la línea OR . Yilmaz, 2001.

La separación del tiempo entre los arribos correspondientes a los múltiples a un offset X_0 es igual si $x = 0$. El tiempo de separación entre los arribos es igual a lo largo de la dirección radial OR . Una traza puede ser construida extrayendo ejemplos a lo largo de una de las direcciones radiales y su ángulo de propagación será constante. A una traza radial en un medio estratificado se le llama *traza de Snell*.

Cuando se le aplica la deconvolución predictiva a una de estas trazas radiales es posible eliminar múltiples de periodo largo. De la geometría anterior se observa que la magnitud de las separaciones en tiempo entre los múltiples es diferente de una traza

radial a otra, sin embargo el tiempo es igual a lo largo de la sumatoria cada trayectoria inclinada, por esto se puede obtener un operador para realizar la deconvolución predictiva por medio de autocorrelogramas de cada traza p para la supresión de múltiples. La siguiente imagen muestra los autocorrelogramas de un CDP gather.

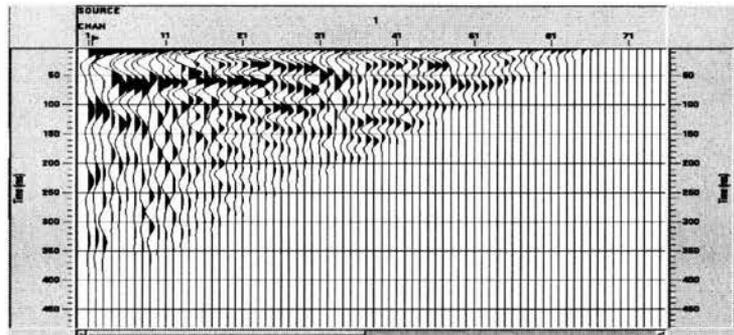


Figura 3.19. Muestra del autocorrelograma de un CDP gather. Figura tomada del procesamiento de datos sísmicos por medio del software ProMax

3.7 ELIMINACIÓN DE MÚLTIPLES

Cuando se genera una señal sísmica (fuente) del tipo explosiva, esta es parecida a un impulso, la cual es reflejada en las diferentes interfases o límites geológicos, pero esta señal no solo es reflejada una sola vez por diferentes medios, por lo que la señal es alterada por la tierra e instrumentos de grabación. Por lo que se puede decir que la tierra actúa como un filtro, y por tanto el sismograma presenta reverberaciones y múltiples. Entonces podemos decir que la tierra se convolucionó con nuestra señal (impulso). El procedimiento inverso a esta operación es la deconvolución.

Como hemos visto anteriormente una de las formas para la eliminación de los múltiples es por medio de la deconvolución que se explicara a continuación.

3.7.1 DECONVOLUCIÓN

La deconvolución es el proceso inverso a esta convolución, esta comprime la ondícula, mediante la cual nuestra señal sería separada del ruido que ocasiono los múltiples y

reverberaciones registrados por la convolución que sufrió por su trayecto en el subsuelo y por los instrumentos. La deconvolución tiene como base el modelo convolucional de la traza sísmica el cual se representa como:

$$x(t) = w(t) * r(t) * n(t)$$

donde $x(t)$ es la ondícula registrada, $w(t)$ es la ondícula sísmica básica, $r(t)$ coeficientes de reflexión, $n(t)$ ruido aleatorio.

La deconvolución es considerada como un filtro que mejora la resolución temporal de la traza, removiendo parte del ruido coherente. También se usa después del apilado para restaurar las altas frecuencias atenuadas por el apilamiento

Como los múltiples se observan como eventos periódicos en un sismograma. La deconvolución predictiva puede suprimir la componente periódica en el sismograma.

Las dos metas de la deconvolución predictiva son:

- a. Comprimir la ondícula sísmica $w(t)$ a un pulso
- b. Predecir y suprimir múltiples $w(t)$

Recordemos que un registro sísmico puede considerarse como la convolución de la señal fuente con los instrumentos (geófonos), y la respuesta de la tierra, esta respuesta incluye algunos efectos indeseables, tales como reverberaciones, fantasmas y múltiples.

La meta principal de la deconvolución es encontrar un operador de valor unitario, mientras que la segunda meta es conseguir usar un operador con un valor mayor que la unidad. La autocorrelación ayuda a encontrar el apropiado valor de predicción para la supresión de múltiples.

La deconvolución impulsiva, comprime la ondícula sísmica a un impulso aplicándola directamente a la salida de la deconvolución predictiva.

La eliminación de los múltiples se basa en las siguientes características:

- 1) la diferencia del sobre tiempo entre múltiples y primarios (velocidad de discriminación).
- 2) El ángulo de diferencia entre múltiples y primarios sobre el apilado CMP.
- 3) Diferencia en frecuencia entre primarios y múltiples.
- 4) Periodicidad de los múltiples.

Los múltiples no son periódicos para una sección de offset cero.

Una de las formas de supresión de los múltiples es durante la corrección por sobre tiempo normal, el la cual cuando las reflexiones primarias son corregidas y alineadas horizontalmente, los múltiples son bajo corregidos.

Uno de los métodos más efectivos en la eliminación de los múltiples es aplicar la deconvolución predictiva a los datos previamente transformados en el dominio del apilado de pendientes.

3.8 DMO

Como sabemos la corrección por NMO es muy buena cuando los reflectores son planos, pero cuando estos son inclinados los datos deben ser corregidos por DMO para preservar los eventos inclinados durante el apilado. Al igual que el NMO el DMO trata de corregir los efectos del offset que el NMO no ha corregido por efecto de la inclinación de los estratos. Este toma los tiempos que son calculados para el NMO y el DMO calcula el resto de los tiempos para offset cero. Durante el proceso de NMO se toma una traza y la salida será una traza corregida, pero para el DMO toma una traza de entrada y su salida serán varias trazas, creando una elipse (smile). A esto se le llama respuesta al impulso por DMO, esto es mostrado en la figura 3.20.

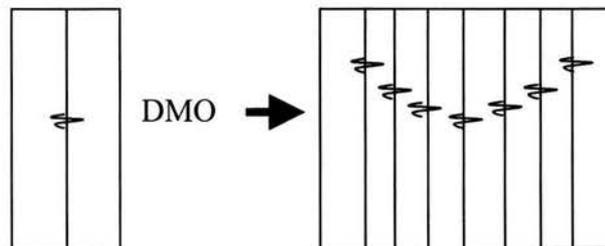


Figura 3.20. Respuesta al impulso por DMO.

El proceso combinado de NMO mas el de DMO remueve todos los efectos del offset para eventos planos e inclinados, es decir son transformados a una sección de offset cero, que es una de las condiciones para el modelo del reflector explosivo, entonces los datos quedan listos para la aplicación del apilado y de la migración después de apilar.

Cuando se forma una curva a partir del DMO, esta muestra todos los posibles echados de la capa reflectora. El proceso de superposición de todos los eventos a los que se les aplico el DMO creara al reflector con su verdadero echado. Esto es cada reflexión es

tangente a las curvas o smiles del DMO. Este proceso de superposición es muy parecido al de migración.

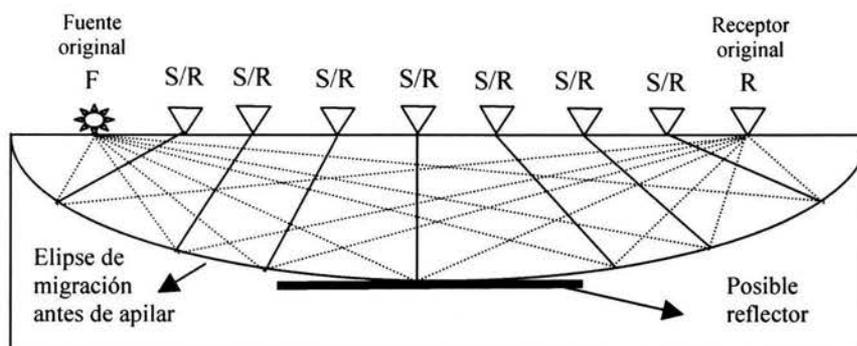


Figura 3.21. En la elipse formada por la respuesta al impulso del DMO se observan todas las posibles trayectorias que podría tomar el rayo y su correspondiente localización en offset cero representada por S/R. Imagen tomada de Liner, 1999. concepts of normal and dip moveout.

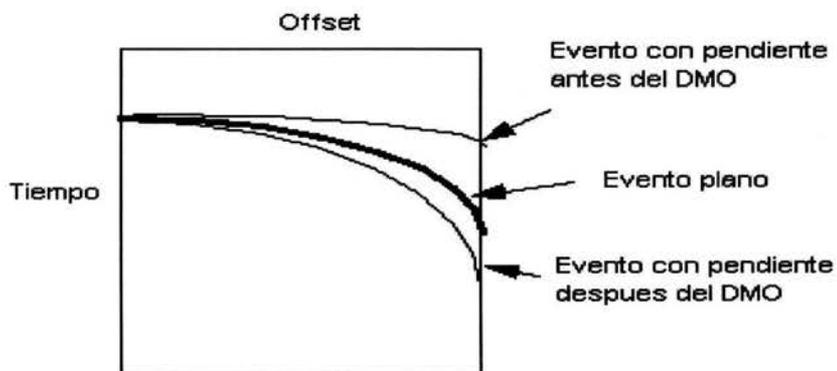


Figura 3.22. Muestra la corrección por DMO a una hipérbola de sobretiempo normal. Tomada del Manual interactivo del ProMax.

El DMO es muy diferente al NMO y migración, ya que estos últimos son muy sensitivos a los errores de las velocidades. Por lo tanto una vez aplicado el DMO se podrían calcular nuevas velocidades de apilamiento para realizar un nuevo análisis de NMO, con esto todos los eventos con echados serian apilados correctamente, dando mejores resultados al apilamiento y a una migración posterior.

La corrección por DMO esta dada a partir de la ecuación de tiempo de viaje hiperbólica para eventos inclinados, $t^2 = t_0 + \frac{2x^2 \cos^2 \phi}{V^2}$, como:

$$\Delta t_{DMO} = t_0 \left[\sqrt{1 - \frac{2x^2 \sin^2 \phi}{t_0^2 V^2}} - 1 \right]$$

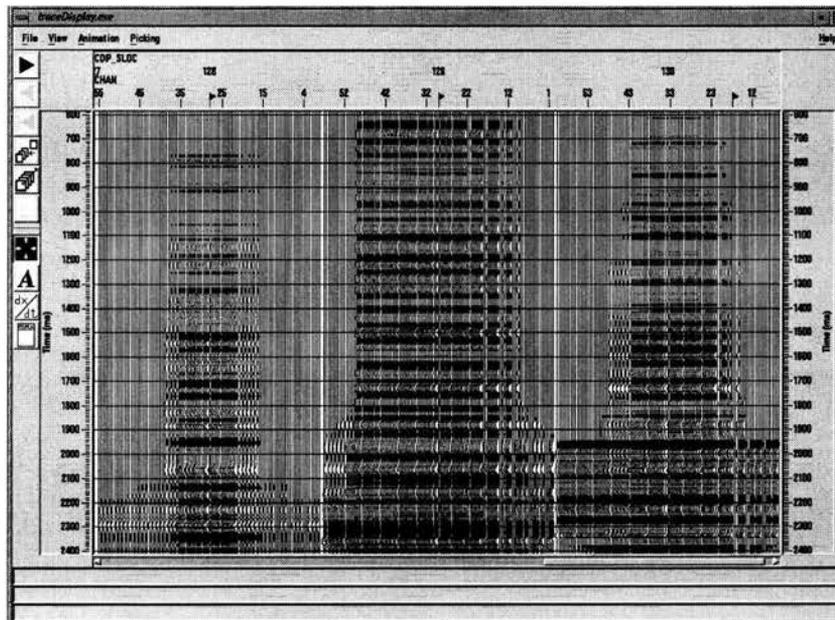


Figura 3.23. Trazas a las que se les aplico el DMO. Figura tomada del procesado de datos por medio del software ProMax.

El DMO es casi siempre aplicado antes de apilar para dar una mejor resolución espacial al apilado, y de esta forma los eventos con echados son preservados durante el apilamiento. Por la forma en la que trabaja el DMO, que es moviendo los reflectores inclinados por medio de la superposición de semi elipses se le puede llamar *migración parcial*.

CAPITULO IV

4. MIGRACIÓN SÍSMICA

4.1 PRINCIPIOS BÁSICOS

La migración es el proceso por el cual se mejora la resolución espacial corrigiendo los efectos de propagación de las ondas elásticas en las secciones sísmicas colapsando las difracciones y ubicando a los reflectores con cierta pendiente a su verdadera posición en tiempo y espacio. La siguiente imagen muestra una sección apilada y su correspondiente migración. Durante este proceso las múltiples difracciones son colapsadas y los reflectores movidos a su verdadera localización en tiempo y espacio. Los moños (bowties) sobre la sección apilada son deshechos y convertidos en sinclinales sobre la sección migrada, mientras que los anticlinales disminuyen su tamaño. Obviamente la sección resultante muestra una representación de la estructura del subsuelo con mucho más resolución, es decir una sección migrada siempre será más clara que una apilada.



Figura 4.1. A la izquierda se muestra una sección migrada mientras que del lado derecho una sección la correspondiente sección apilada. Figura tomada del artículo “sobre los métodos de migración sísmica en el dominio frecuencia-número de onda” referido en la bibliografía.

Normalmente la salida de una migración es una sección en tiempo, una de las razones es que la estimación de las velocidades esta limitada en exactitud por lo que la conversión a profundidad no es completamente aproximada, por lo que la salida de este proceso será una sección sísmica en tiempo que se parecerá mas a un mapa geológico del subsuelo. En una sección apilada los eventos que muestran reflexiones son dibujados como si la energía viajara por un solo camino (sección de offset cero) de

forma vertical. Esto es cada traza sísmica se considera con el punto de fuente y receptor en el mismo lugar en el cual la onda sigue la misma trayectoria de ida que de regreso, esto es cierto si los reflectores son horizontales o tienen pendientes muy ligeras. En este caso también se considera que cada una de las trayectorias de las ondas o rayos forman un ángulo recto con la capa reflectora.

Cuando una sección apilada es migrada es usada la teoría de migración aplicada a datos registrados con fuente y receptores coincidentes (offset cero). Como sabemos la toma de registros se realiza con una fuente en la superficie, la energía generada, si la consideramos como rayos, viaja a través de la tierra y cuando encuentra una interfase esta energía es reflejada y transmitida; la energía reflejada es registrada en la superficie a lo largo de una línea recta o línea sísmica, como si fuera una sección de offset cero. Considerando una geometría parecida, pero si los receptores ahora se encuentran en la superficie y las fuentes en la capa reflejante, y la energía se propaga hacia arriba en dirección de los receptores. La sección resultante será llamada modelo del reflector explosivo. La diferencia de una sección de offset cero y una que considera el modelo del reflector explosivo es el tiempo. En la sección de offset cero el tiempo registrado es el tiempo doble de viaje es decir el tiempo que tarda una onda en ir de la fuente a la interfase y de regreso a la superficie en los receptores. Mientras que el tiempo en el modelo del reflector explosivo es un solo viaje de la fuente en el subsuelo a la superficie en los receptores. Una de las limitantes de este modelo es que no asume cambios laterales fuertes de la velocidad el resto de las limitantes de este modelo se explicaron anteriormente. Esto es que durante la migración son colapsadas las difracciones sobre el eje del offset y asume sobre tiempo hiperbólico. Cuando existen variaciones fuertes de la velocidad laterales el sobre tiempo no es hiperbólico.

La ecuación de onda escalar de una sola trayectoria es la base para los algoritmos de migración. Pero estos algoritmos no explican múltiples reflexiones, ondas convertidas, ondas superficiales o ruido y toda la energía presente en la migración es tratada como reflexiones primarias.

La técnica de migración (Clearbout y Doherty, 1972) esta basada en que una sección apilada puede ser modelada como un campo de ondas de offset cero en dirección hacia arriba generado por el reflector explosivo. Con este modelo la migración se conceptualista como la extrapolación de un campo de ondas hacia abajo, seguida de la representación sísmica. Esta técnica puede ser implementada por métodos de Diferencias Finitas a las soluciones de la ecuación de onda escalar.

Después del desarrollo de las sumatorias de Kirchhoff y de Diferencias Finitas, stolt (1978) introdujo la migración por medio de la Transformada de Fourier en específico con el eje del tiempo (número de onda). Otro método basado en el número de onda y la frecuencia es el de corrimiento de fase (Gazdag, 1978) el cual esta basado en la

continuación descendente que implica un cambio en la fase en el dominio del número de onda y la frecuencia.

Antes de continuar con los principios básicos de la migración se debe recordar que una sección migrada depende de la calidad de la sección apilada, datos, relación señal ruido y función de velocidades. Esto es que el modelo de velocidades debe ser lo más exacto posible ya que valores erróneos de la función de velocidades traería una sección errónea o poco exacta. Las razones por las que la migración es sensitiva al modelo de velocidades no se verán en esta tesis. Para cualquier duda dirigirse al texto de Oz Yilmaz, 2001.

4.1.1 MIGRACIÓN DE UN IMPULSO

Un punto o un pulso de energía sobre una sección sísmica debería ser normalmente indeseable o representar ruido, sin embargo un conjunto de pulsos puede representar un reflector. La siguiente figura muestra la migración de un punto de una traza, en esta figura solo se mostrara la posición final de la migración observando solo la amplitud de la energía en un semicírculo.

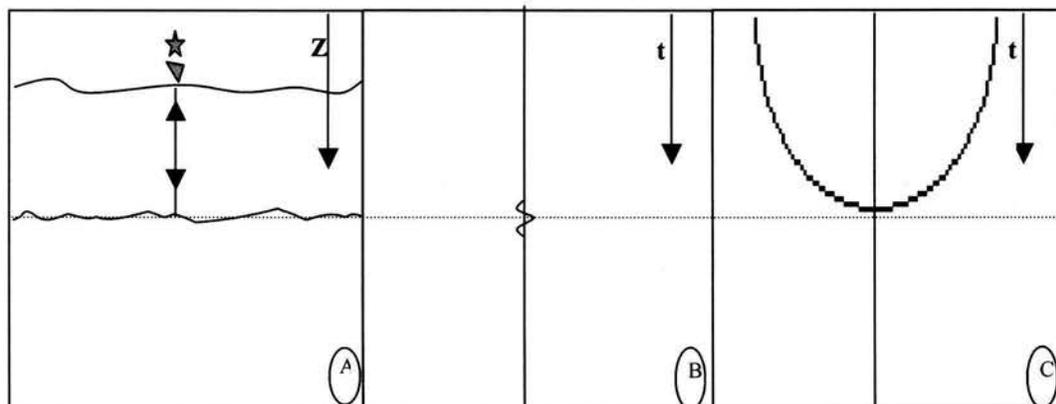


Figura 4.2. Migración de un punto o respuesta al impulso de la migración.

Por lo tanto una sucesión de puntos crearía una serie de semicírculos después de la migración y la interferencia constructiva de estos semicírculos crearía un reflector o imagen, mientras que la interferencia destructiva cancelaría las no deseadas sonrisas (smiles).

4.1.2 MIGRACIÓN DE REFLECTORES BUZANTES

Durante la propagación de la onda acústica a través del subsuelo la imagen obtenida es distorsionada y no muestra las correctas reflexiones ni la correcta geometría de la estructura. Mientras un reflector horizontal aparece con su verdadera ubicación en tiempo y espacio, un reflector con pendiente aparecerá con una posición incorrecta sobre la sección sísmica. La verdadera posición del reflector en profundidad difiere de su posición sobre la sección en tiempo. Las posiciones laterales y verticales son diferentes así como la pendiente del reflector. En una sección en tiempo, los eventos asociados con los rayos normales son dibujados verticalmente a la posición donde el rayo emerge hacia la superficie (localización del reflector). Como resultado el tiempo aparente de la inclinación del reflector es tan pequeño como el verdadero echado y el reflector por si mismo aparece mas largo. En general el proceso de migración remueve el efecto de la propagación de las ondas elásticas por efecto de la pendiente de los reflectores donde la onda es reflejada. Como resultado los eventos se mueven a su verdadera posición en tiempo y espacio.

Si consideramos un reflector con una pendiente CD de una sección geológica como lo muestra la siguiente figura, podemos obtener una sección de offset cero a lo largo del perfil OX . Como la fuente y receptor se mueven en pares (s,g) a lo largo del eje OX , la primera incidencia normal de los arribos para reflectores con echados esta registrado en la localización a .

La llegada de la reflexión a la posición a es indicada en C' sobre la sección en tiempo de offset en figura 4.3b. Si movemos la localización a la derecha, la incidencia normal es registrada por el reflector CD . El último arribo es registrado en la posición B , que es indicado por D' .

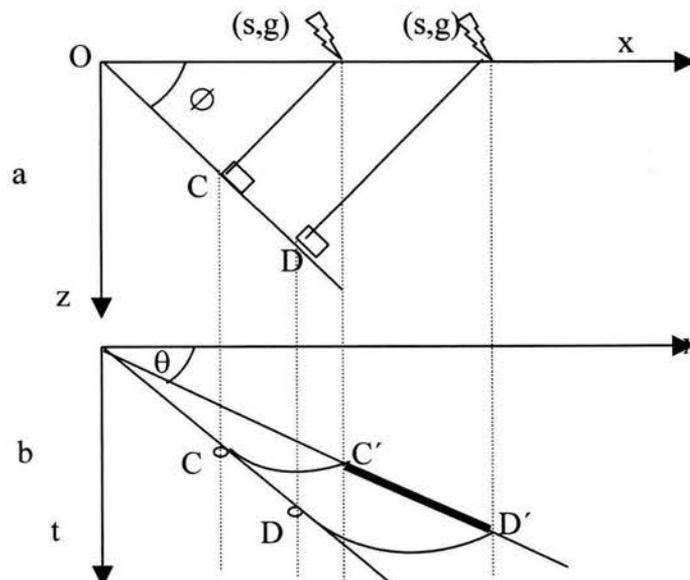


Figura 4.3 Principio de la migración de una capa buzante. Yilmaz, 2001.

Comparando la sección geológica **a** que es en profundidad con la sección sísmica de offset cero **b** que es en tiempo. La verdadera posición del reflector CD es sobre puesta sobre la sección en tiempo para la comparación.

Claramente la verdadera posición del reflector CD no es la misma que el evento de reflexión en la posición C'D'. Por esta simple geometría, notamos que la reflexión sobre la sección en tiempo C'D' debe ser migrada a su verdadera posición CD.

Nótese que al realizarse la migración de las reflexiones, el ancho del reflector luce en la sección en profundidad más corto que en la sección en tiempo. La migración mueve los reflectores en dirección de un mayor echado.

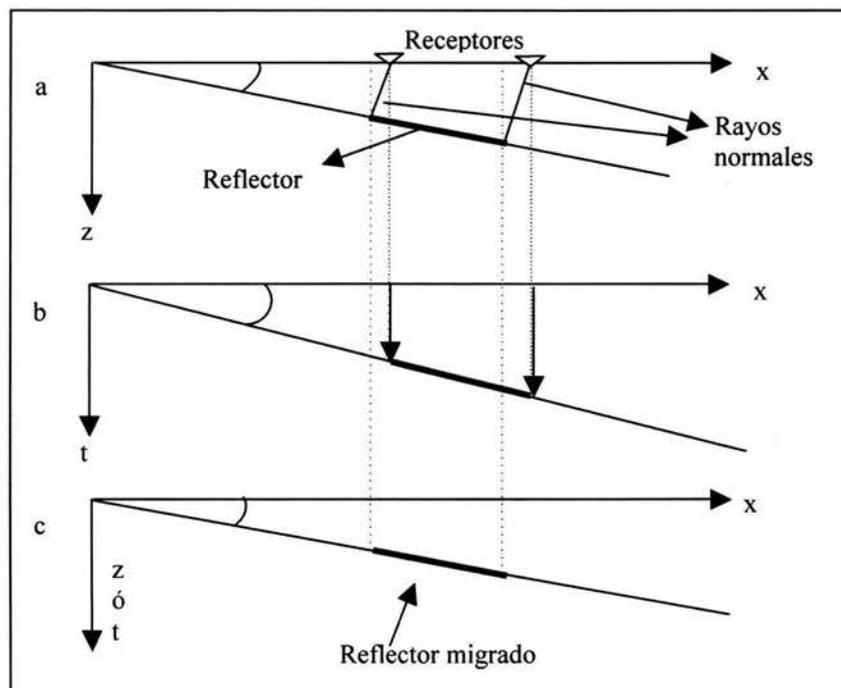


Figura 4.4. Arriba (a) se muestra el modelo, en el cual los rayos son normales al reflector. En medio (b) se observa como quedaría la sección en tiempo del modelo, mostrando el error en el posicionamiento del reflector por efecto del offset cero. Abajo (c) se observa la migración de la sección en tiempo, en esta es corregido el echado y posicionado el reflector a su verdadera posición.

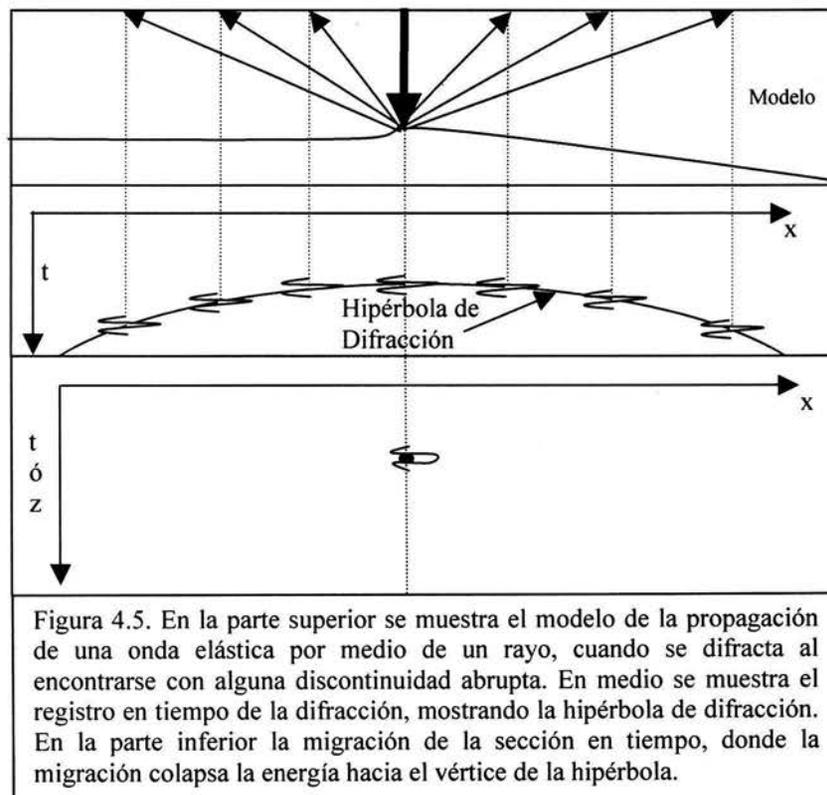
El principio de la migración basada en la superposición de semicírculos, es decir, consiste de mapear las amplitudes para un ejemplo con entrada (x,t) , de una sección no

migrada sobre un semicírculo de salida (x,z) . La sección migrada esta formada como resultado de una superposición de muchos semicírculos.

4.1.3 MIGRACIÓN DE DIFRACCIONES

El esquema de la migración basado en la sumatoria de la difracciones consiste en una entrada de datos en el dominio del tiempo (x,t) . Después se suman las amplitudes a lo largo de la curva de difracción que corresponde a la fuente secundaria de Huygens a cada punto en el espacio (x,z) . El resultado de esta sumatoria es mapeado sobre un punto en el espacio (x,z) .

En general las distorsiones geométricas ocasionada por efecto de las difracciones son corregidas por la migración colapsando la energía al centro de la elipse sobre su vértice como se muestra en la siguiente figura:



En resumen la sumatoria de difracciones es una sencilla suma de amplitudes a lo largo de la trayectoria hiperbólica cuya curvatura esta gobernada por una función de

velocidad. Cuando se migra una sección que presenta difracciones esta lucirá con una mejor relación señal-ruido, es decir menor cantidad de ruido, por lo que se apreciara con una mejor definición de los estratos.

Durante la migración de una sección sísmica, los reflectores planos permanecen planos. Esto es mostrado en la figura 4.6, en la cual se observa un registro de offset cero en A, mostrando las características para reflectores planos. En B observamos como quedaría el registro en tiempo (sismograma) y en C la migración del registro en tiempo.

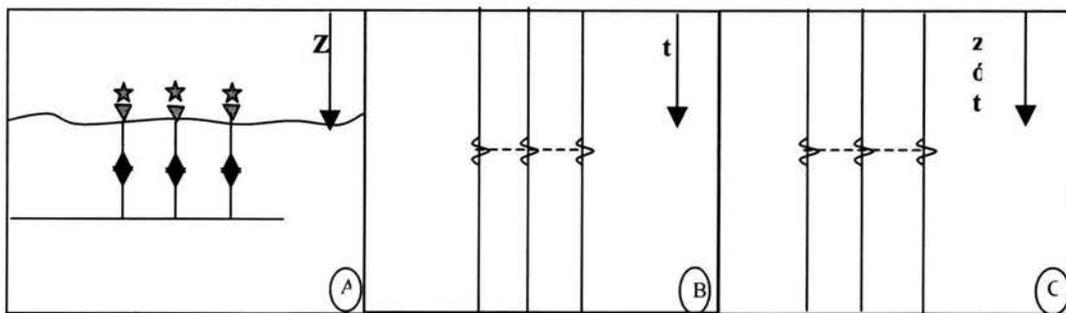


Figura 4.6 Migración de un modelo con reflectores planos.

La siguiente imagen muestra la migración de un conjunto de datos, en los cuales los reflectores son planos, por lo tanto no son movidos, pero las difracciones son colapsadas para mostrar una mejor resolución de estos estratos y en consecuencia se observan con mayor delimitación

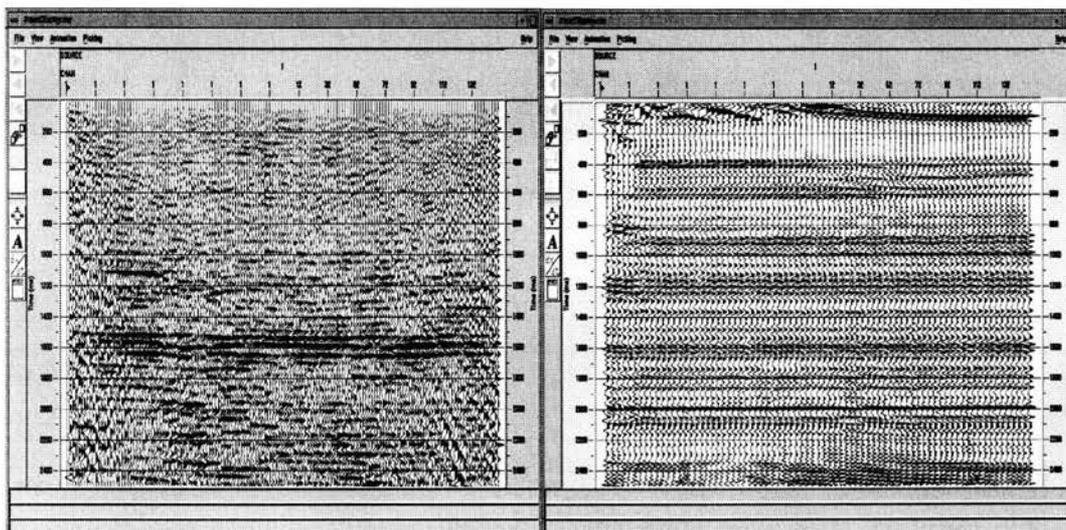


Figura 4.7 La sección de la izquierda muestra una sección apilada mientras que la de la derecha muestra la misma sección migrada en tiempo después de apilar, tomada del procesamiento de datos por medio del software ProMax.

4.1.4 TIPOS DE MIGRACIÓN SISMICA

Los dos métodos de migración más importantes son la **migración en tiempo** y en **profundidad**. El más usado es el de migración en tiempo, aún cuando se considera solo una aproximación, este es el más importante dentro de la industria petrolera y es usado más que la migración en profundidad. La migración en tiempo es un método rápido y barato pero no tiene una buena aproximación cuando existen variaciones fuertes de la velocidad lateral. La migración en tiempo nos da un buen tratamiento para variaciones verticales de la velocidad $v(z)$.

La migración en profundidad tiene mucha mejor exactitud y un mejor posicionamiento de los eventos corregidos, pero esta necesita una mejor estimación de la función de velocidades. Por lo tanto la migración en profundidad nos da el mejor tratamiento a los datos sísmicos cuando estos presentan fuertes variaciones de las velocidades, es decir la función de la velocidad será $v(x,y,z)$. Por otro lado la migración en profundidad nos da como salida una imagen en profundidad. Este método utiliza mucho más tiempo de procesado y por lo tanto es mucho más caro que la migración en tiempo.

Existen otros dos procesos los cuales son usados dependiendo de la complejidad de las estructuras. Estos son la **migración antes y después de apilar**. La migración después de apilar es realizada a una sección que como su nombre dice ya a sido sorteada en CDP gather y apilada. El DMO es casi siempre aplicado antes de apilar para dar una mejor resolución espacial al apilado, y de esta forma los eventos con echados son preservados durante el apilamiento. Este procedimiento es mucho menos caro que la migración antes de apilar, pero también tiene menos aproximación en áreas complejas con altos contrastes de velocidades y fuertes inclinaciones.

La migración antes de apilar como su nombre lo indica es aplicada a datos que no han sido apilados. Este método trabaja traza por traza, por lo que requiere mayor tiempo de cómputo, lo que lo hace mucho más caro; la ventaja es que con este método se pueden migrar y obtener secciones con grandes complejidades estructurales y con fuertes variaciones de la velocidad tanto laterales como verticales. Esquemáticamente se describe lo anterior como:

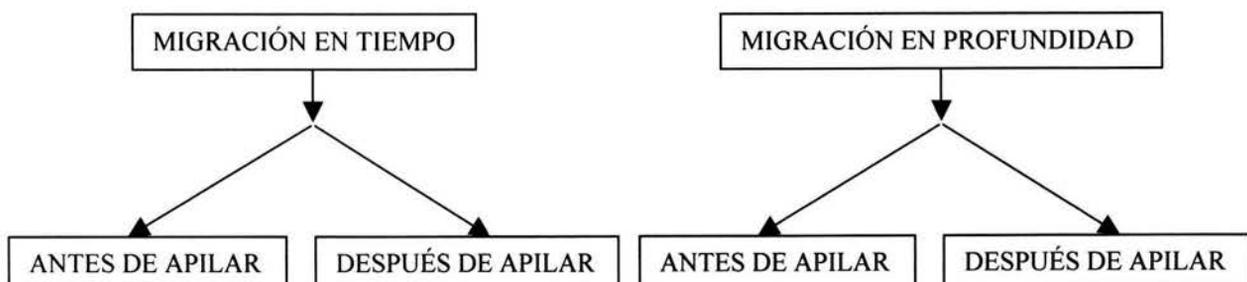


Figura 4.8 Esquema de los tipos de Migración sísmica.

4.1.5 ALGORITMOS DE MIGRACIÓN EN TIEMPO

Los métodos aquí presentados están basados en las implementaciones prácticas teóricas que se encuentran en el software de cómputo ProMax. Los algoritmos de migración pueden establecerse bajo tres principales categorías, basados en:

- La solución de la integral de la ecuación de onda.
- La solución de diferencias finitas.
- Las implementaciones de frecuencia- número de onda.

4.1.5.1 MIGRACIÓN EN FRECUENCIA NÚMERO DE ONDA

Este es el procedimiento de más rápida implementación para la migración, y está basado sobre la aproximación de perfiles por Stolt (1978).

El método envuelve una transformación al dominio de la frecuencia asociada al eje del tiempo y al eje el número de onda vertical. Este método está basado en que la velocidad es constante, sin embargo este fue mejorado para el manejo de las variaciones de la velocidad. Para este análisis se introduce el concepto de ondas de Huygens y el de la segunda transformada de Fourier (f-k). Para el entendimiento de este método se introduce el concepto del reflector explosivo explicado anteriormente.

En esta simple implementación la migración en f-k trae consigo una transformada de Fourier del dominio de t-x al dominio f-k. Aquí el mapeo es mejorado usando un valor simple de la velocidad. La imagen migrada o mapeo queda definido cuando se saca la transformada inversa de Fourier del dominio f-k al dominio t-x.

Para ajustar las variaciones verticales de la velocidad se aplica una extensión por Stolt a los datos en el dominio t-x antes de la migración. Esta cantidad aplicada depende de la relación entre la velocidad local RMS y la más baja velocidad RMS de la sección de datos. Este valor bajo es usado para la migración en f-k.

Esta migración es muy aproximada hasta para echados de 90 grados, cuando se asume velocidad constante; pero cuando existen variaciones de las velocidades laterales y/o verticales este método pierde exactitud.

PROCEDIMIENTO DEL MÉTODO FRECUENCIA NÚMERO DE ONDA

En el dominio de f - k los eventos con echado en el espacio (t,x) son líneas radiales, y el lugar donde se cierran las líneas radiales es el eje del número de onda. La migración con eventos de echados en el dominio de f - k es mostrado en la figura 4.9.

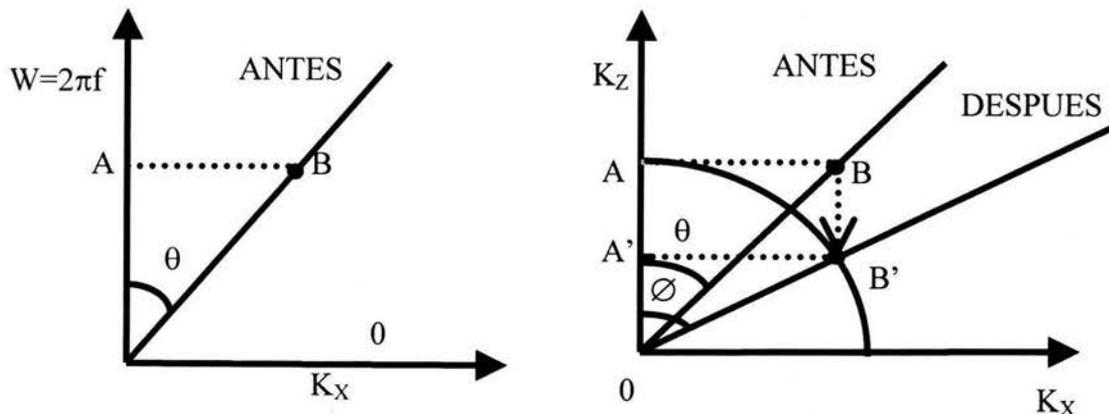


Figura 4.9. Migración de un punto, figura tomada del Yilmaz, 2001.

En la figura 4.9 vemos que el eje vertical es el eje de la frecuencia ω para los eventos premigrados, y es la vertical k_z (número de onda) el asociado con el eje de la profundidad para los eventos posmigrados. La migración f - k para líneas de frecuencia constante como la figura 1 en AB en el plano (ω, k_x) es un círculo AB' en el plano (k_z, k_x) . Por consiguiente la migración del punto B verticalmente hacia el punto B' . Véase que en este proceso la horizontal o número de onda K_x no cambia como resultado de mapeo.

Cuando el mapeo es completado, los eventos con echado como OB es dibujado a lo largo de la línea OB' después de la migración; así el ángulo de echado después de la migración \emptyset es tan grande como antes de la migración θ . Para la comparación, estas líneas son mostradas en el mismo plano (k_z, k_x) .

Si examinamos una hipérbola de difracción como lo muestra la figura 4.10, observamos una hipérbola difractada en el dominio (t,x) y luego como abanico en el dominio f - k en la figura 4.11.

Supongamos que la hipérbola esta hecha hacia arriba por una serie de segmentos con echados tales como A, B, C, D y E. El segmento con echado cero es A, mientras que el mayor echado será el E. En el espacio $f-k$ el segmento con echado cero esta a lo largo del eje de la frecuencia, mientras que los segmentos A, B, C y D a lo largo de líneas radiales encaminándose al eje de la frecuencia.

Finalmente el E a lo largo de la línea radial representa el límite entre la propagación y la región de evanescencia. El lado opuesto de la hipérbola sobre el segundo cuadrante (k_x negativo) en el plano $f-k$.

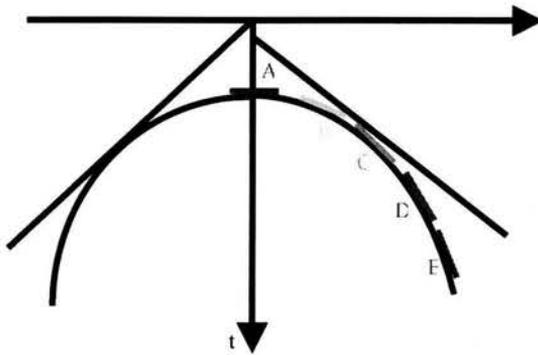


Figura 4.10. Hipérbola de difracción mostrando diferentes echados. Yilmaz, 2001.

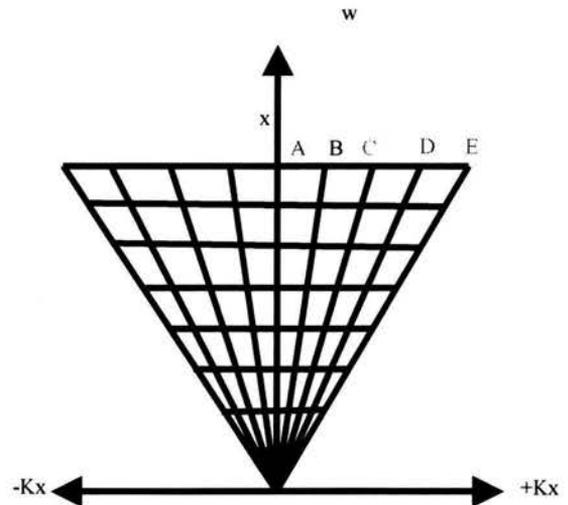


Figura 4.11. Las pendientes son transformadas a líneas radiales en el plano $f-k$. Yilmaz, 2001.

Por lo que una hipérbola de difracción es representada por un abanico en el dominio de las frecuencias.

Ahora definamos un concepto muy útil para poder entender el método de migración en $f-k$ con Gazdag, este concepto es el de continuación hacia abajo o continuación descendente; este término a sido usado por muchos años en interpretación Magnetométrica y Gravimétrica. Este término denota un método, ya que los campos observados en la superficie pueden ser manipulados para generar el campo como aparece si la observación fuera en un nivel superior o inferior. Podemos aplicar un diferente camino al proceso de continuación hacia abajo para ondas acústicas. Esto puede ser considerado como una extrapolación del campo de ondas o bien una continuación hacia abajo o descendente.

En el proceso de migración es la operación de continuación de datos hacia abajo; con datos de entrada sobre la superficie terrestre en $z = 0$.

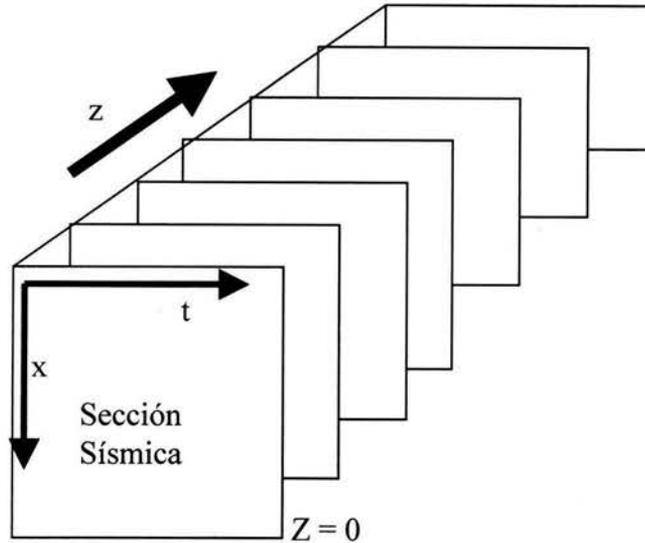
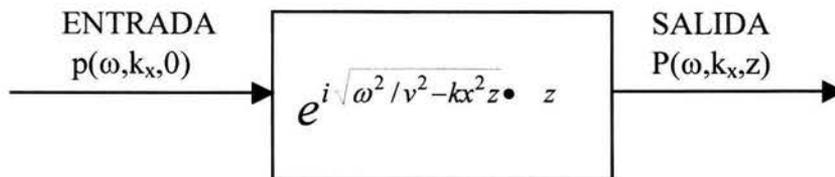


Figura 4.12. Extrapolación de un campo de ondas

El método en el que se multiplican los datos por una exponencial compleja es:

$$P(\omega, k_x, z) = p(\omega, k_x, 0) e^{ik_x(\omega, k_x)z}$$

Así el operador es una multiplicación en el dominio de Fourier, y puede ser descrito en un diagrama de ingeniería según Clearbout como:



4.13. Extrapolación de ondas en forma de Diagrama de ingeniería, Clearbout.

Entonces la continuación hacia abajo es un producto que relaciona el dominio ω con el k_x . Cada punto en (ω, k_x) se refiere a un plano de ondas sinusoidales. La variación con la profundidad también es sinusoidal y esta dada por $\exp(ik_z z)$. El valor de k_z es encontrado resolviendo la ecuación:

$$K_x^2 + k_z^2 = \omega^2/v^2$$

Donde:

$$k_z = \pm \left(\frac{\omega^2}{v^2} - kx^2 \right)^{1/2}$$

$$k_z = \pm \frac{\omega}{v} \left(1 - \frac{v^2 kx^2}{\omega^2} \right)^{1/2}$$

$$k_z = \pm \frac{\omega}{v} \text{Cos}(\theta)$$

Se escoge el signo más de $\exp(-i\omega t + ik_z z)$ porque es una onda que va en dirección hacia abajo y por convención.

Durante el proceso de la migración se migran offsets comunes o datos apilados y es eficiente usando una buena aproximación de las velocidades pero constantes. Tiene dificultades en el mapeo sobre todo en áreas donde existen variaciones laterales de la velocidad. Este algoritmo usa específicamente velocidades RMS ($V_{\text{RMS}}(x,t)$), para la entrada.

En una implementación sobre datos antes de apilar este método es aplicado a datos de offset común, que han tenido correcciones por NMO y DMO, posteriormente a esta aplicación se le aplica el NMO inverso para mejorar el análisis de velocidades para el apilamiento.

4.1.5.2 MIGRACIÓN POR EL MÉTODO DE CORRIMIENTO DE FASE

Este método es usado por Gazdag (1978). Los datos son migrados usando una continuación descendente, que iguala a un corrimiento de fase o desplazamiento de la fase en el dominio de la frecuencia número de onda. Esta migración es aplicada en dos pasos, primero la extrapolación del campo y segunda el mapeo. La extrapolación consiste en una continuación descendente de los datos registrados sobre su correspondiente forma a una reposición del plano registrado por medio de la ecuación de onda escalar. El paso del mapeo consiste que a los datos de salida extrapolados correspondientes al tiempo de viaje cero, sumada a un cambio de fase en el dominio de la frecuencia-número de onda y entonces la representación o mapeo es obtenido con la suma de las componentes de las frecuencias de los campos de onda extrapolados a cada paso de profundidad.

La migración por el cambio de fase tiene una aproximación para pendientes hasta de 90 grados, asumiendo que los cambios de velocidades laterales no tienen variaciones fuertes. Este tipo de migración es buena para migración en tiempo, y el tipo de velocidad aplicada es la RMS o de intervalo como una función ($V_{RMS}(t)$ ó $V_{INT}(t)$).

PROCEDIMIENTO DEL MÉTODO DE CORRIMIENTO DE FASE

El método de Gazdag es la extrapolación hacia abajo con $\exp(ik_z z)$, y subsecuentemente evaluando al campo de onda en $t=0$. El método de Gazdag empieza con una transformada de Fourier en dos dimensiones. Posteriormente los valores que ahora están en el plano (ω, k_x) son continuados hacia abajo a una profundidad Δz y multiplicando por:

$$e^{ik_z \Delta z} = \exp(-i \frac{\omega}{v} [1 - (\frac{vk_x}{\omega})^2]^{1/2} \cdot \Delta z)$$

si escogemos $\Delta z = v\Delta t$, el operador de extrapolación hacia abajo para una simple unidad de tiempo es:

$$c = \exp(-i\omega\Delta\tau[1 - (\frac{vk_x}{\omega})^2]^{1/2})$$

Los datos serán multiplicados muchas veces por c , para lograr la completa continuación hacia abajo, esto para cada paso de $\Delta\tau$.

Después la tarea es la representación. A cada profundidad se saca una transformada inversa de Fourier. El cálculo es especialmente fácil en el valor $t=0$, este es solo la suma de cada componente de frecuencia ω , esta se obtiene por sustitución con $t = 0$ sobre la integral inversa de Fourier.

Finalmente la transformada inversa de Fourier, calcula la imagen para una onda “u”.

El método puede ser descrito fácilmente como un diagrama de flujo como se muestra en la siguiente figura:

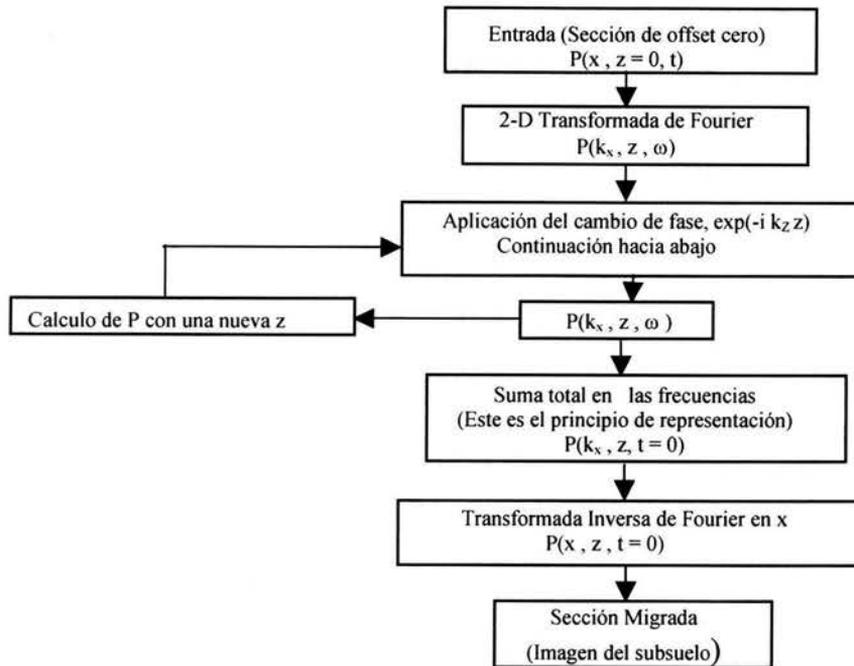


Figura 4.14. Esquema de la migración en el dominio f-k.

4.1.5.3 MIGRACIÓN POR DIFERENCIAS FINITAS

Este método de migración abarca las técnicas que emplean métodos de diferencias finitas para resolver apropiadamente la ecuación de onda escalar. Recientemente la familia de migraciones en f-x mejoró, a través de filtros convolucionales, la resolución espacial. Estos métodos han sido clasificados como de diferencias finitas.

Originalmente la migración por diferencias finitas esta basada sobre el acercamiento al compendio de Claerbout (1972). Estos algoritmos pueden ser caracterizados como migración en tiempo que usa, espacialmente y en tiempo, variaciones de la velocidad RMS, esto es $V_{RMS}(x,t)$. La migración por diferencias finitas es aplicada en dos pasos. Extrapolación del campo de onda y mapeo. El paso de la extrapolación del campo de onda consiste de una continuación descendente de los datos registrados usando la ecuación escalar de onda, sobre su forma correspondiente a una reposición del plano registrado. Pero el paso del mapeo consiste en sacar una porción de los datos migrados correspondientes a $t=0$ de los datos reposicionados. Los datos se migran recursivamente usando la salida de una extrapolación del campo de onda como entrada para la próxima iteración.

Si se suponen varios niveles, entonces se pueden usar estos niveles para simplificar la ecuación de onda escalar, resultando en implementaciones con varios niveles de aproximación de echados, que han sido clasificados como migración por diferencias finitas de " 15° , 45° y 65° ". Este tipo de migración lleva la ventaja de ser estable, pero la desventaja es su pobre aproximación y efectos significativos de dispersión de frecuencias.

4.1.5.4 MIGRACIÓN DE KIRCHHOFF

Esta técnica es comúnmente empleada siguiendo la técnica del contorno o bosquejo, por Schneider (1978) para la solución integral de la ecuación de onda escalar. La migración de Kirchhoff es comúnmente implementada como una migración en tiempo o profundidad. La migración en tiempo calcula tiempos de viaje analíticamente por variaciones de velocidad RMS laterales y temporales. Sin embargo, las variaciones laterales de velocidad son aproximadas como cualquier tiempo de migración. En una implementación de profundidad la migración de Kirchhoff estima los tiempos de viaje para un modelo de velocidades usando el trace del rayo o resolviendo una expresión tal como la ecuación Eikonal, Schneider (1978).

Este proceso consiste en representar el DMO, entonces, sumando los tiempos constantes por CMP gather a lo largo de los círculos en el dominio de offset medio común. Para así utilizar los gathers resultantes que tienen el mismo offset al diámetro de los círculos que son usados para el mejoramiento del análisis de velocidades. La salida de la migración antes de apilar es generada por aplicación del NMO a el gather migrado y posteriormente apilando.

En resumen la migración por Kirchhoff colapsa las difracciones, sumando las amplitudes y colocándolas en el ápice de la hipérbola.

En general todos los métodos de migración están basados en la solución de la ecuación de onda escalar, los fundamentos matemáticos de la migración no son el objetivo de esta tesis, pero son presentados en el anexo B

4.2 MIGRACIÓN EN TIEMPO ANTES Y DESPUÉS DE APILAR

Cuando un área de estudio no presenta cambios de velocidades laterales muy bruscos o significativos la migración en tiempo es el más adecuado para obtener una imagen lo más parecida a una sección geológica que nos represente al subsuelo.

La migración en tiempo asume que las difracciones son de forma hiperbólicas, y esta colapsa la energía al eje de la hipérbola, pero cuando existen cambios de velocidades

laterales las difracciones no se comportan hiperbólicamente, por lo tanto el posicionamiento de los errores puede ocurrir en áreas con fuertes variaciones laterales de velocidad. Cuando una sección no presenta cambios drásticos en las variaciones laterales de la velocidad siempre se aplica la migración en tiempo, esto implica que la salida será una sección en tiempo. La migración en tiempo nos da el tratamiento correcto con una función de velocidad $V(z)$ media. Es decir solo se usa cuando existen variaciones verticales de la velocidad y como ya se había mencionado variaciones laterales ligeras de la velocidad.

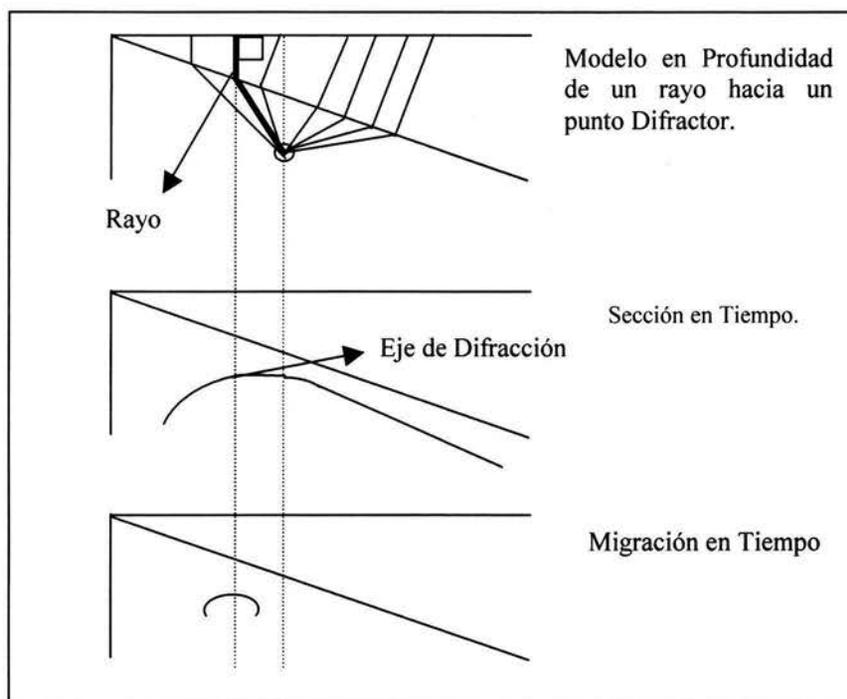


Figura 4.15. Ejemplo de la migración en tiempo, donde es colapsada la hipérbola sobre su eje.

Alguna de las ventajas es que normalmente las secciones que son migradas antes de apilar en tiempo y la sección migrada en profundidad aparecen muy similares con respecto a la posición de los datos. Cuando se colapsan las difracciones estas se realizan en la misma posición. Los cambios pequeños en la velocidad solo afectan el foco de los datos y no la posición en tiempo. Las desventajas son que la salida es en tiempo y no en profundidad. La estructura de los reflectores puede no ser posicionada en su verdadera localización como lo muestra la figura 4.15. El posicionamiento de los echados de los reflectores no es tan exacto como la migración en profundidad por lo que es probable que no muestre el centro de las estructuras complejas

4.2.1 MIGRACIÓN EN TIEMPO DESPUES DE APILAR

La migración puede considerarse como una forma de deconvolución que incrementa la resolución espacial. La meta de la migración es hacer que una sección apilada luzca igual que una sección geológica. Recordemos que la migración colapsa las difracciones a lo largo de la curva hiperbólica de tiempo de viaje hacia su eje y corrige los efectos de los reflectores buzantes posicionando a la imagen de los puntos medios comunes como rayos normales a los reflectores sobre la sección ya apilada. Cuando existen estructuras complejas con variaciones de velocidad lateral o las difracciones se encuentran traslapadas con los datos de reflexiones, la migración en tiempo no produce la verdadera imagen del subsuelo. Instantáneamente es necesario aplicar otros métodos de migración como migración en tiempo antes de apilar, migración en profundidad antes o después de apilar. A continuación se explicara el método de migración en tiempo antes de apilar como uno de los objetivos de este trabajo.

4.2.2 MIGRACIÓN EN TIEMPO ANTES DE APILAR

Cuando se tienen estructuras simples y las reflexiones son hiperbólicas, el apilamiento de un conjunto de datos sísmicos trabaja bien, eliminando parte del ruido incoherente y coherente y mostrando una sección geológica con buena calidad. Debido a que la migración es un proceso muy caro, usualmente el apilamiento es un proceso anterior a la migración con el fin de reducir la cantidad de datos que necesitan ser migrados. Sin embargo, el apilamiento de datos correspondientes a reflectores buzantes o estructuras complejas implica un sobre encimamiento con los puntos reflectantes, esto disminuye la calidad de la relación señal ruido provocando ruido o amplitudes anómalas, esto a su vez atenúa colas de difracción que se requieren para la migración completa, lo que puede resultar en pérdida de información útil.

En general cuando se trabaja con secciones que no presentan complejidad en sus estructuras o con pendientes suaves estas son migradas después de apilar. Pero cuando las secciones presentan gran complejidad en sus estructuras y poseen echados pronunciados o gran cantidad de ruido, los eventos de reflexión no son hiperbólicos, por lo que los procesos de cálculo de la función de velocidades, NMO y apilamiento no tienen una buena exactitud, por lo que la imagen final resultaría distorsionada. Estos problemas pueden ser corregidos por medio de la migración de los datos sísmicos antes de apilar, es decir colapsa las difracciones y corrige los efectos de las pendientes en las secciones no apiladas, esto mejora la calidad del apilamiento y la resolución espacial.

En resumen la migración antes del apilamiento corrige los efectos de las difracciones colapsándolas y de los reflectores que presentan inclinaciones posicionándolos correctamente antes del apilamiento por lo que el apilamiento obtiene una imagen del subsuelo más exacta.

Una de las alternativas para corregir el efecto de los buzamientos es hacer las correcciones por NMO, consecutivamente realizar las correcciones por DMO, al ser corregidos los posicionamientos de los reflectores buzantes ahora se puede realizar la migración ya sea antes o después del apilamiento.

El paso de la migración puede realizarse antes del apilamiento por CMP, para corregir traza por traza los datos que ya han sido corregidos por NMO y DMO, esto representa mayor tiempo de cálculo debido a que trabaja con una mayor cantidad de trazas. El resultado de este procedimiento es la eliminación de mucho del ruido coherente por lo que se mejora la calidad del apilamiento.

En teoría la migración después de apilar esta basada en la sumatoria de la energía o amplitudes difractadas a lo largo de las curvas hiperbólicas de tiempo de viaje de offset cero y posicionando o colapsando estas amplitudes en el eje. De la misma forma la migración antes de apilar, en principio, realiza la suma de la energía a lo largo de la curva de tiempo de viaje diferente de cero en coordenadas de puntos medios y moviendo la suma al eje de la superficie.

Cuando es aplicado el DMO este es considerado como una migración parcial antes de apilar (Yilmaz, O.) debido a que este proceso realiza cambios en las trazas tanto temporales como espaciales como si se tratase de migración. Por lo que al aplicar:

NMO + DMO + APILAMIENTO + MIGRACIÓN \approx MIGRACIÓN EN TIEMPO ANTES DE APILAR

No es considerado totalmente como migración antes de apilar ya que no posee una aproximación y exactitud igual a esta.

Específicamente en el proceso de DMO se mapean los datos corregidos por NMO a puntos reflejantes de incidencia normal en el subsuelo. Como consecuencia el DMO mueve los puntos de reflexión dispersos, asociados con offsets diferentes de cero, registrados en reflectores con buzamientos.

En las siguientes secciones se muestran ejemplos de secciones migradas en tiempo antes y después de apilar. En las cuales se observa la mejoría en relación con los dos tipos de migración.

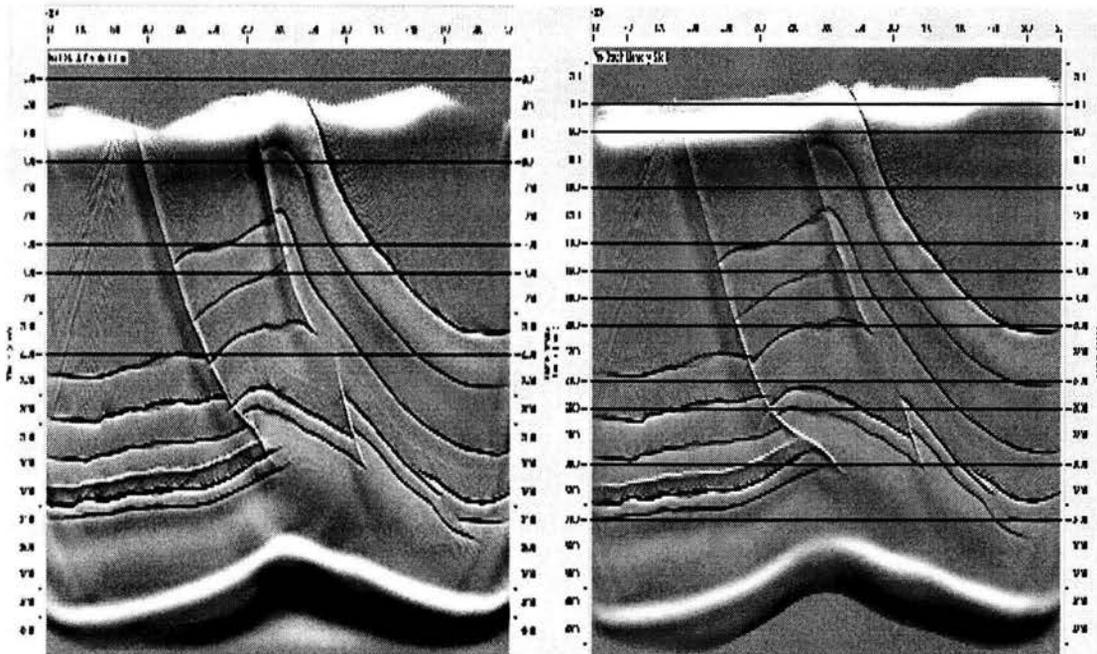


Figura 4.16. Izquierda sección con migración después de apilar. Derecha con migración antes de apilar. Figura tomada del manual interactivo del ProMax.

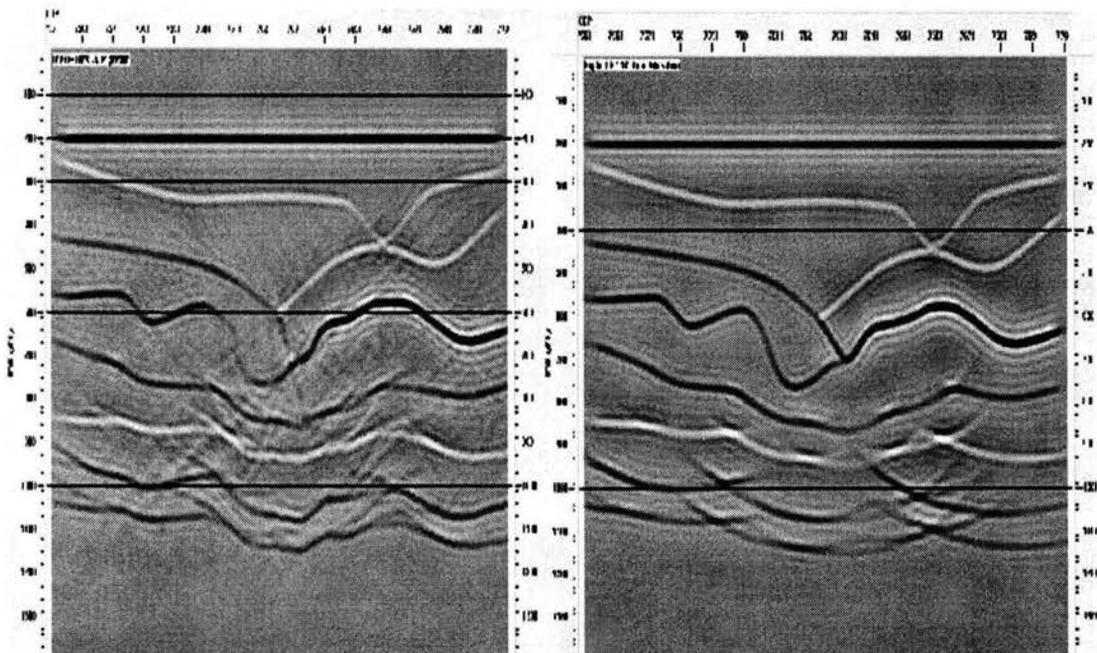


Figura 4.17. Izquierda sección migrada después de apilar. Derecha sección migrada antes de apilar. Figura tomada del manual interactivo del ProMax.

4.3 APLICACIÓN DE LOS ALGORITMOS DE MIGRACIÓN

Para observar los resultados de la investigación con más claridad recordemos que se trabajo con una línea sísmica en 2D, a la cual se le aplico el procesado convencional tomando en cuenta las limitaciones del modelo del reflector explosivo con la siguiente secuencia:

- Selección de los datos
- Aplicación de ganancias
- Edición (borrado)
- Filtrado F-K
- Tau-p (deconvolución)
- Análisis de velocidades
- NMO
- DMO
- NMO inverso
- Nuevo análisis de velocidades
- NMO nuevo
- DMO
- Apilado (sección final).

A partir del inciso “m” se realizaron cuatro formas del mejoramiento de la sección final por medio de los cuatro algoritmos de migración después de apilar:

- Kirchhoff.
- Diferencias Finitas.
- Stolt.
- Corrimiento de fase.

También se realizo el mejoramiento de la sección final por medio del algoritmo de migración antes de apilar a partir del nuevo análisis de velocidades con el algoritmo de:

- Kirchhoff.

Las imágenes finales del procesado convencional y de las diferentes migraciones se muestran en las siguientes páginas.

La aplicación será el procesamiento del archivo L10Bcdp.sgy, los datos son reales, y provienen de la línea 10 de Marbella. Estos datos son del tipo marinos en 2D y los registros se encuentran en forma de CDPs. El paquete de cómputo utilizado para el procesamiento de los datos es el ProMax de la empresa Landmark. En el anexo “A” se hace una descripción más detallada sobre este paquete de cómputo.

Los datos que se muestran en la siguiente figura son presentados en forma de CDP's.

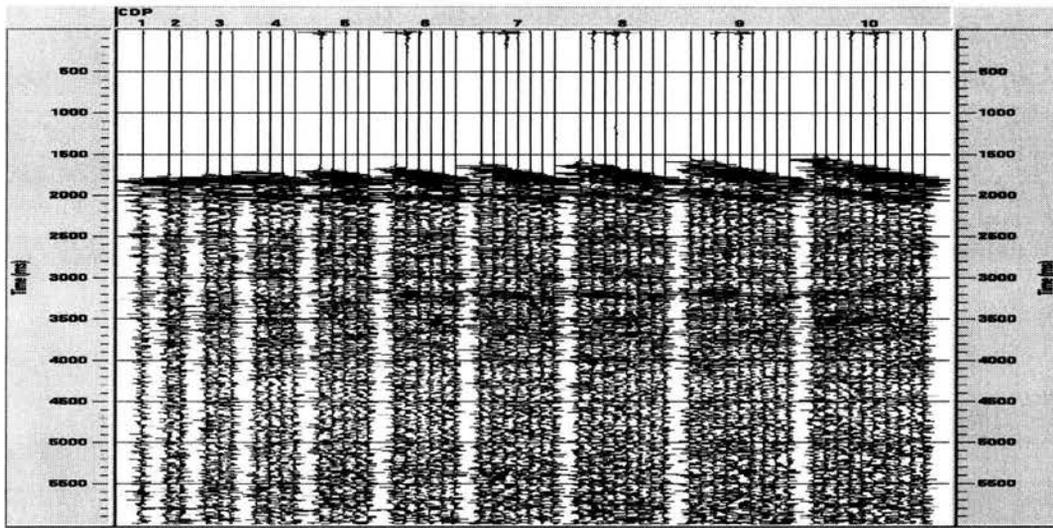


Figura 4.18. Presentación de los datos en CDP's.

Se le aplicó una ganancia por medio de la corrección por divergencia esférica:

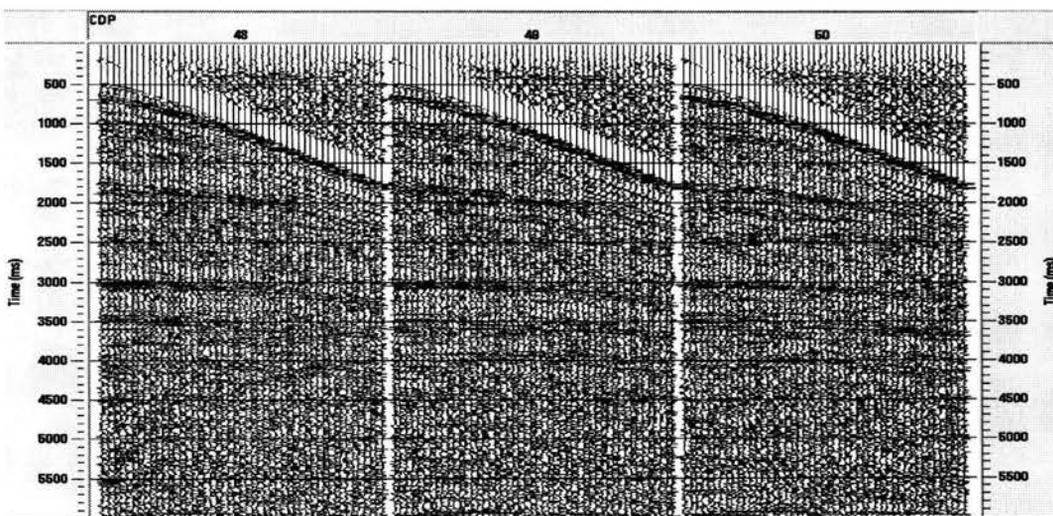


Figura 4.19. Corrección por Divergencia Esférica.

Se aplicó la edición en la cual se eliminó todo ruido aleatorio:

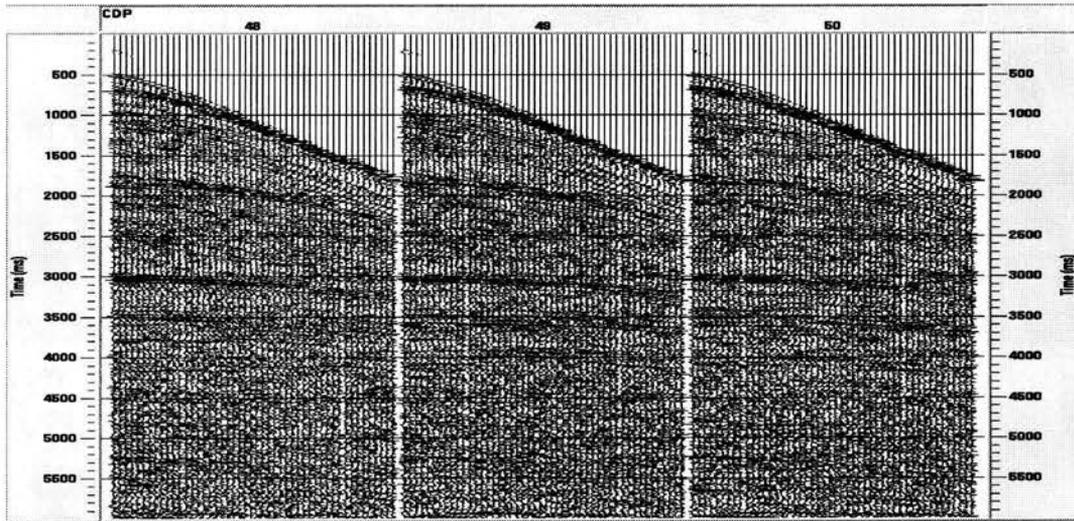


Figura 4.20. Borrado de trazas.

Se realizó el análisis FK para la eliminación de ruidos indeseables:

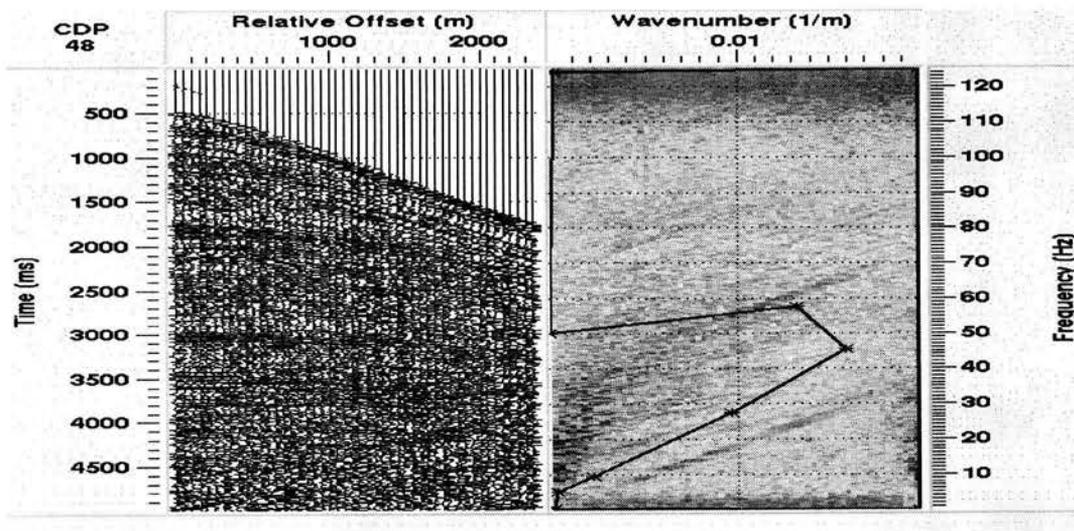


Figura 4.21. Análisis frecuencia – número de onda.

La respuesta del filtro f-k aplicado fue la siguiente:

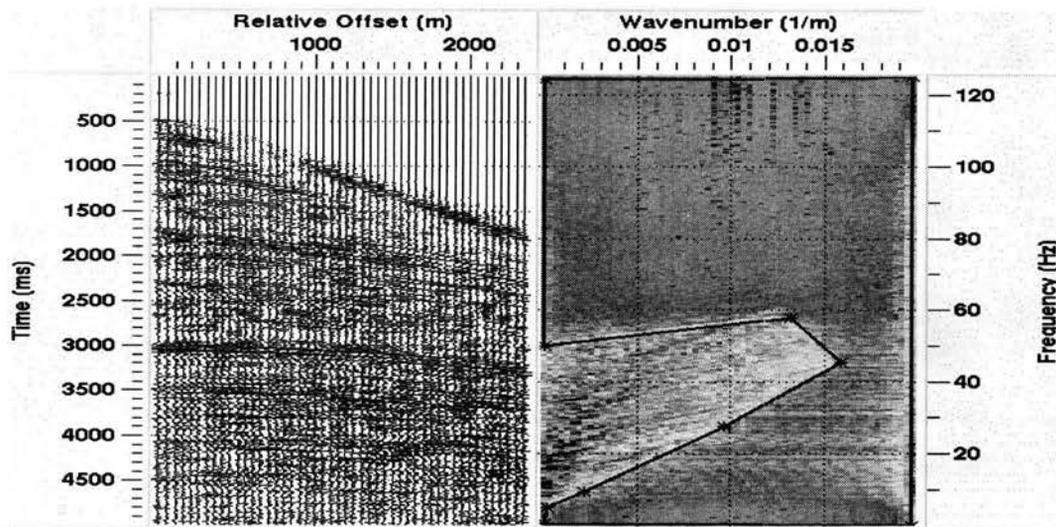


Figura 4.22. Respuesta del filtro frecuencia – número de onda.

Entonces el registro con la aplicación del filtro f-k queda como:

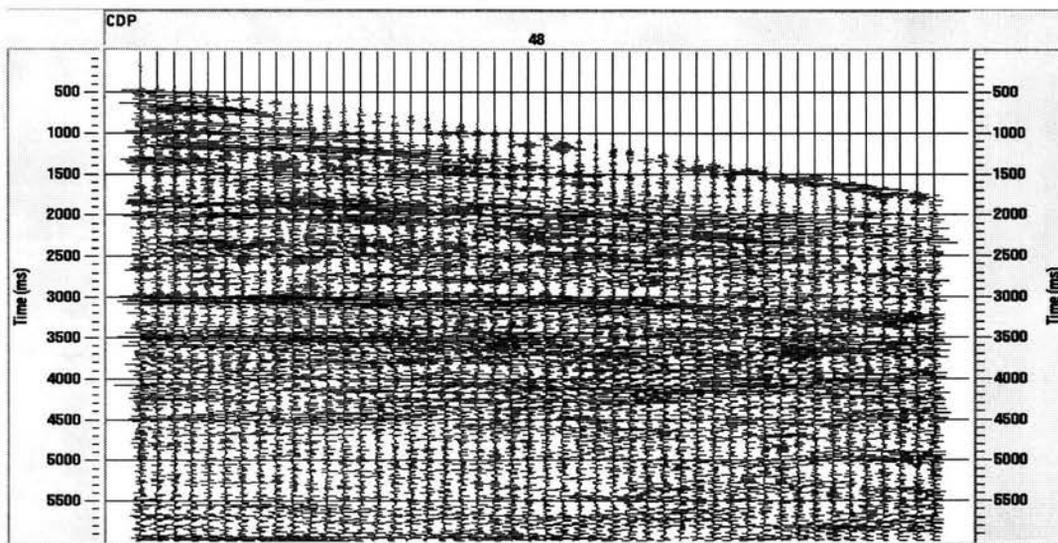


Figura 4.23. Registro con la aplicación del filtro en el dominio frecuencia – número de onda.

Los registros cambiados al dominio Tau-p para la aplicación de la deconvolución predictiva:

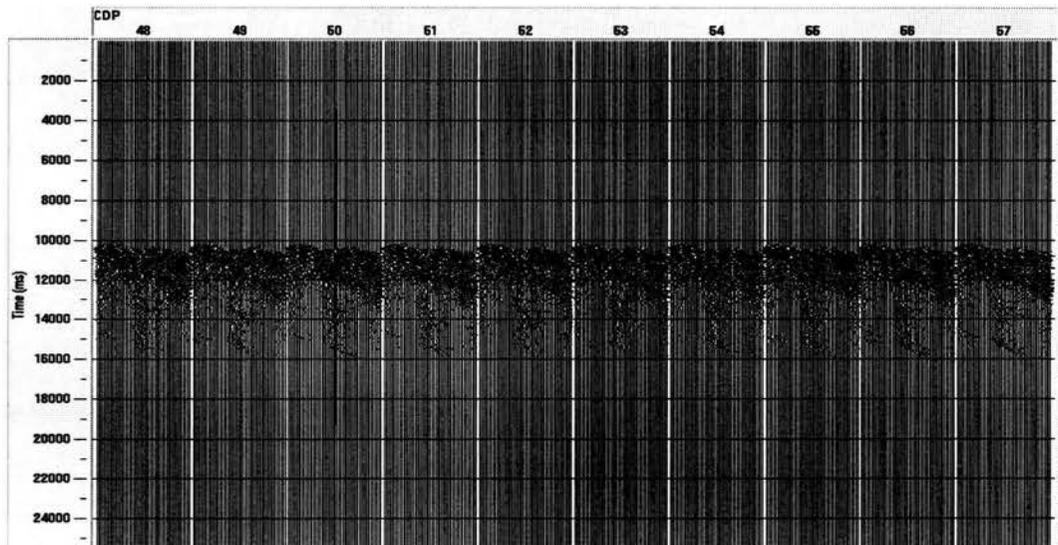


Figura 4.24. Registros en el dominio del apilamiento de pendientes.

Los registros quedan de la siguiente forma después de aplicarse la deconvolución predictiva en el dominio tau-p:

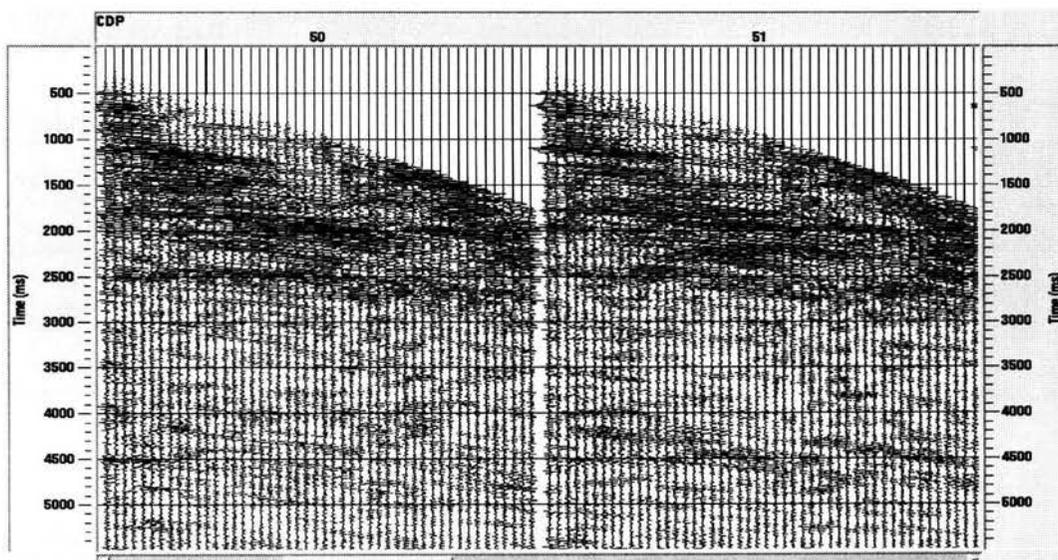


Figura 4.25. Registros con la aplicación de la deconvolución en el dominio de la sumatoria de pendientes.

Posteriormente se realizó un primer análisis de velocidades:

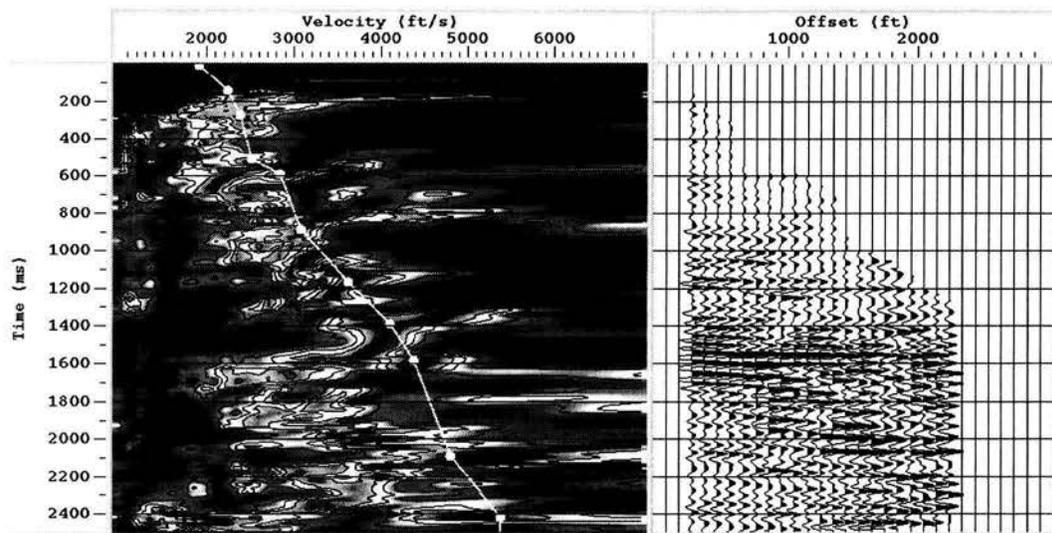


Figura 4.26. Análisis de velocidades.

Se realiza la corrección NMO

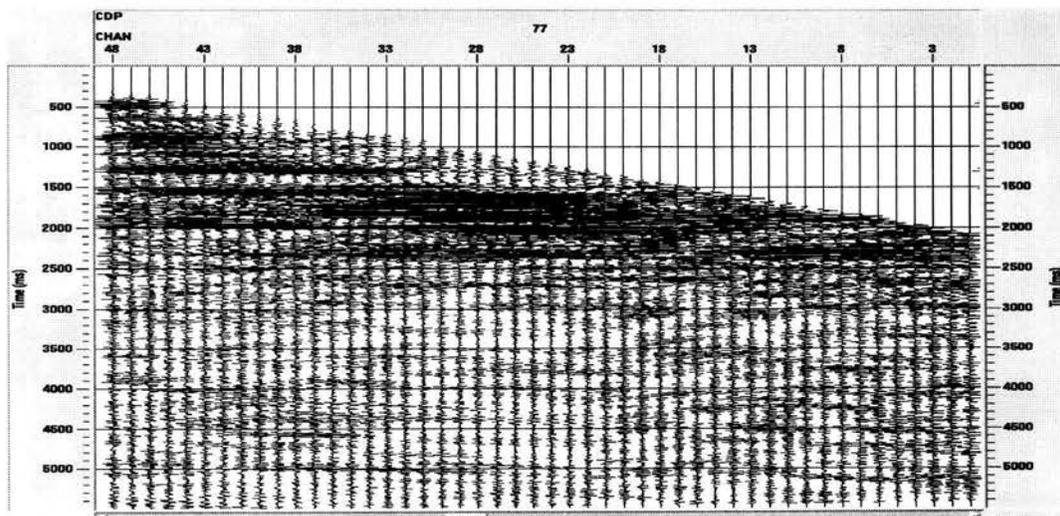


Figura 4.27. Registro con aplicación del NMO.

4.3.1 RESULTADOS DE LOS ALGORITMOS DE MIGRACIÓN DESPUES DE APILAR

4.3.1.1 Resultado del algoritmo de Kirchhoff después de apilar:

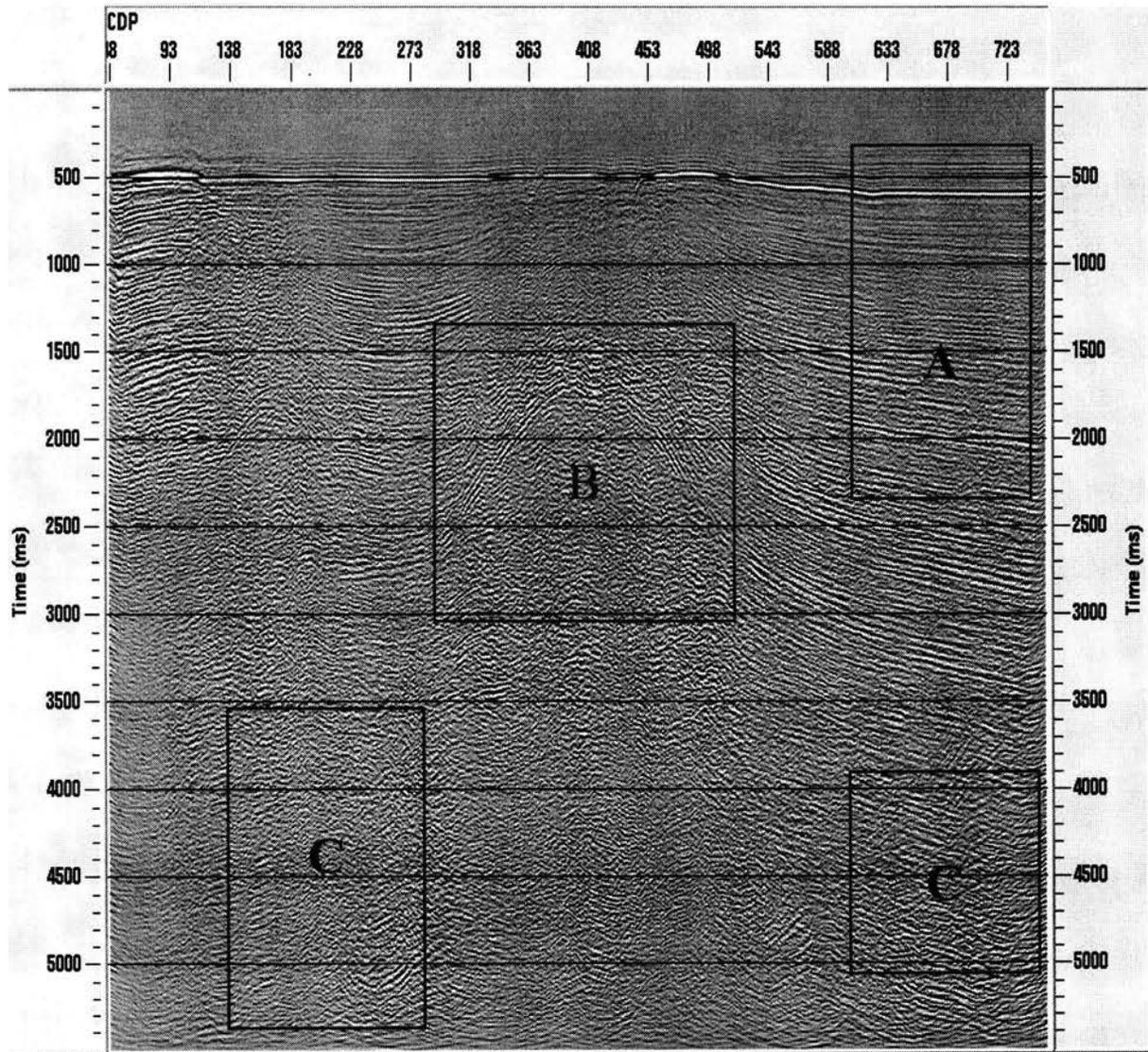


Figura 4.30. Migración de Kirchhoff después de apilar.

De la figura anterior podemos observar que el algoritmo tiene buena resolución (A), pero pierde exactitud en la zona que limita a lo que al domo (B), A su vez pierde exactitud con la profundidad, ya que presenta ruido como en las zonas marcadas con (C).

4.3.1.2 Resultado del algoritmo de Diferencias Finitas después de apilar:

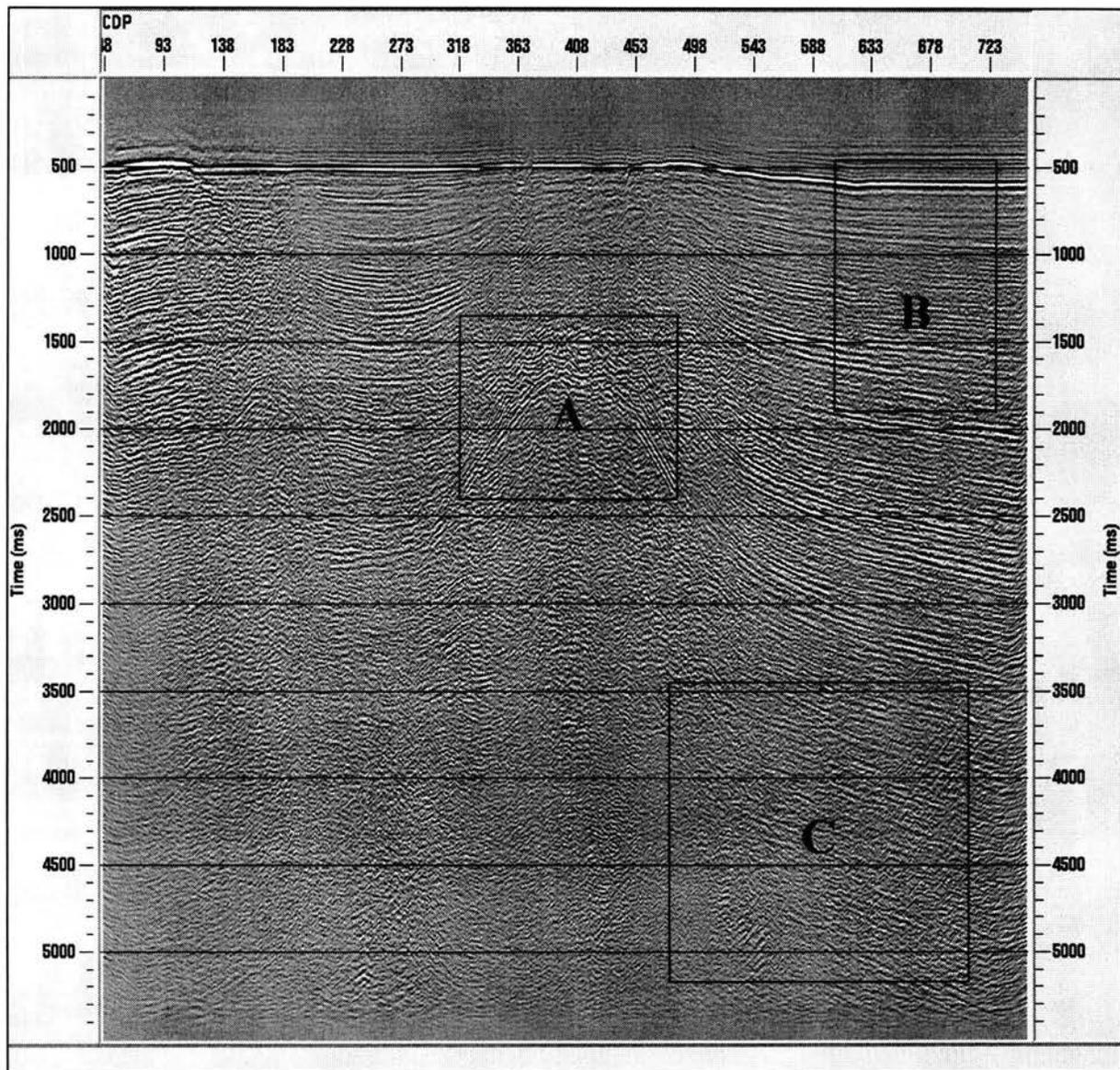


Figura 4.31. Migración por Diferencias Finitas después de apilar.

En esta figura se observa que el algoritmo tiene buena resolución (A) ya que los estratos son los más delineados, pero se pierde a partir de los 4000 ms, es decir pierde exactitud con la profundidad igual que el anterior, En (C) presenta ruido igual que el anterior pero con menos resolución a la profundidad, en (B) tiene buena resolución aunque se observa que no se limita adecuadamente a la estructura del domo. Es el método que más tiempo se tarda. El resultado es muy similar al de Kirchhoff aunque si existen diferencias con respecto a la resolución.

4.3.1.3 Resultado del algoritmo de Stolt después de apilar:

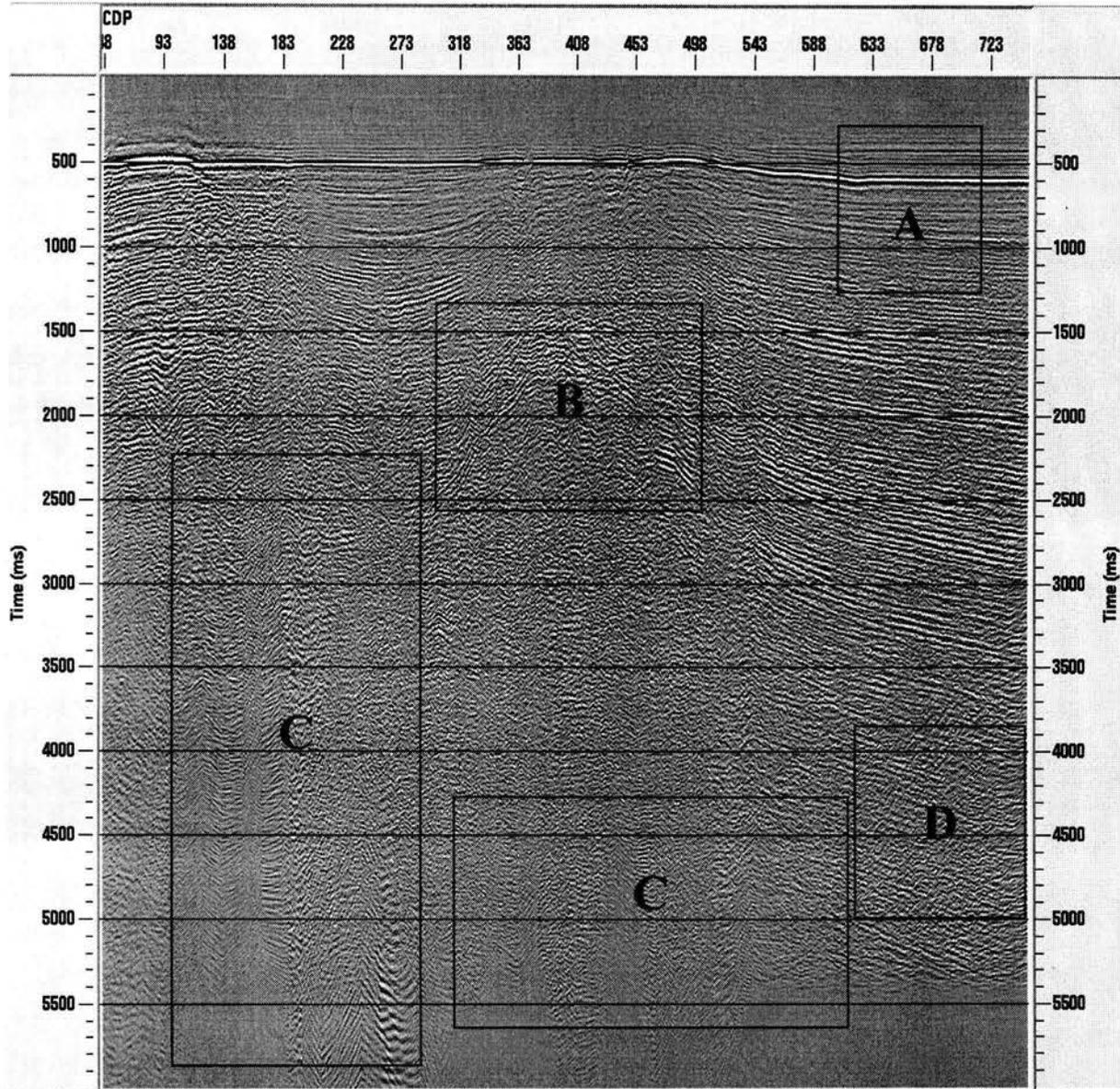


Figura 4.32. Migración de Stolt después de apilar.

Este es el algoritmo que tarda menos con respecto al tiempo de procesado, es decir es el más rápido de todos. Los problemas del mapeo se encuentran en zonas complejas como se muestra en (B) donde no presenta buena delineación el domo, con respecto a los estratos presenta buena resolución en (A), pero a mayor profundidad pierde exactitud (D) y se observa la presencia de ruido en las zonas marcadas con (C).

4.3.1.4 Resultado del algoritmo de corrimiento de fase después de apilar:

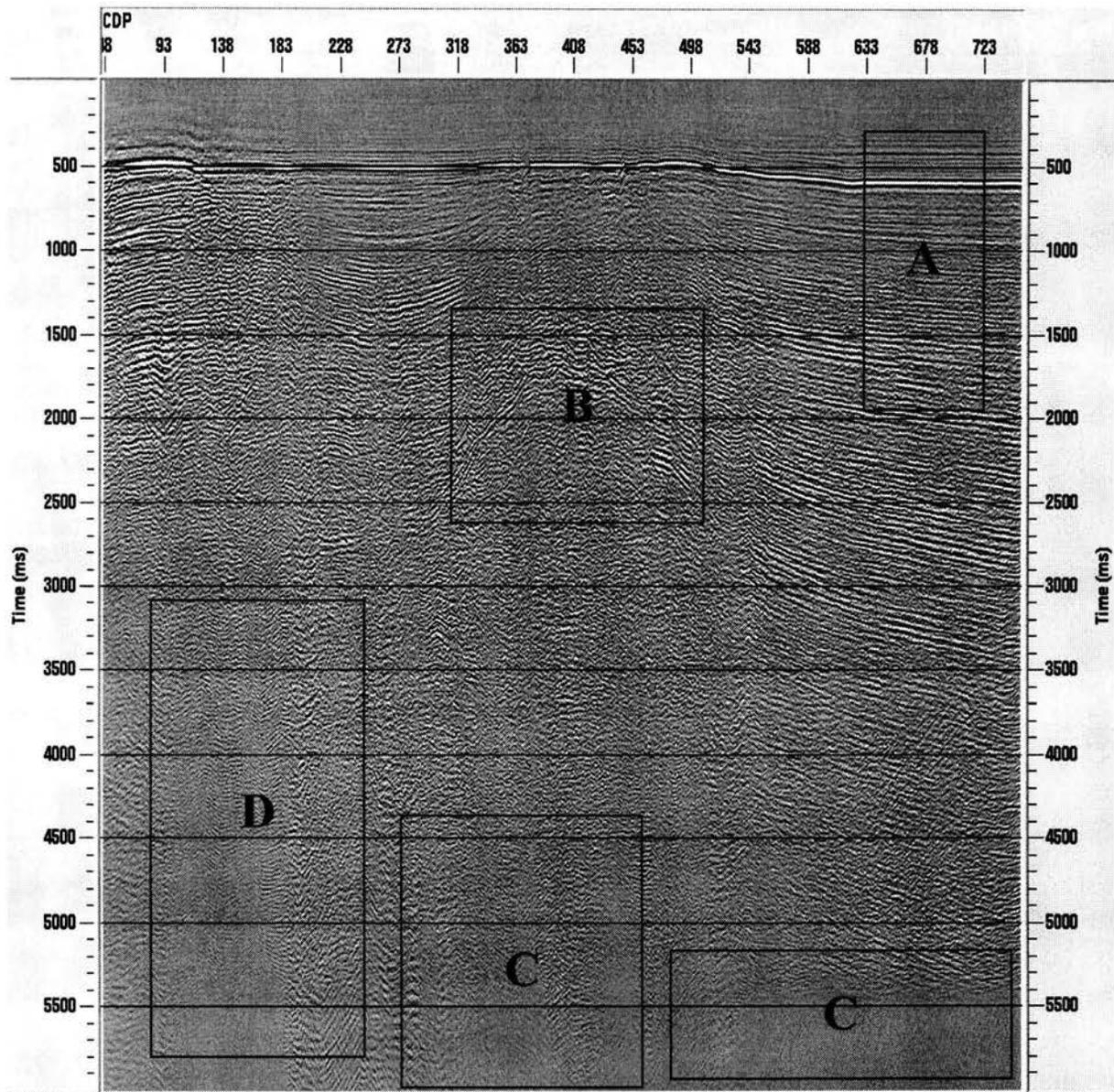


Figura 4.33. Migración de corrimiento de fase después de apilar.

En la figura se muestra en (A) una buena resolución, pero igual que el algoritmo de Stolt, esta disminuye con la profundidad, en la zona (B) no delinea bien el domo por lo que el algoritmo pierde exactitud en zonas estructurales complejas pero muestra una mejor respuesta que el anterior. En las zonas (C) presenta ruido, es decir con la profundidad tiene dificultades para el mapeo.

4.3.2 RESULTADO DEL ALGORITMO DE MIGRACIÓN ANTES DE APILAR DE KIRCHHOFF.

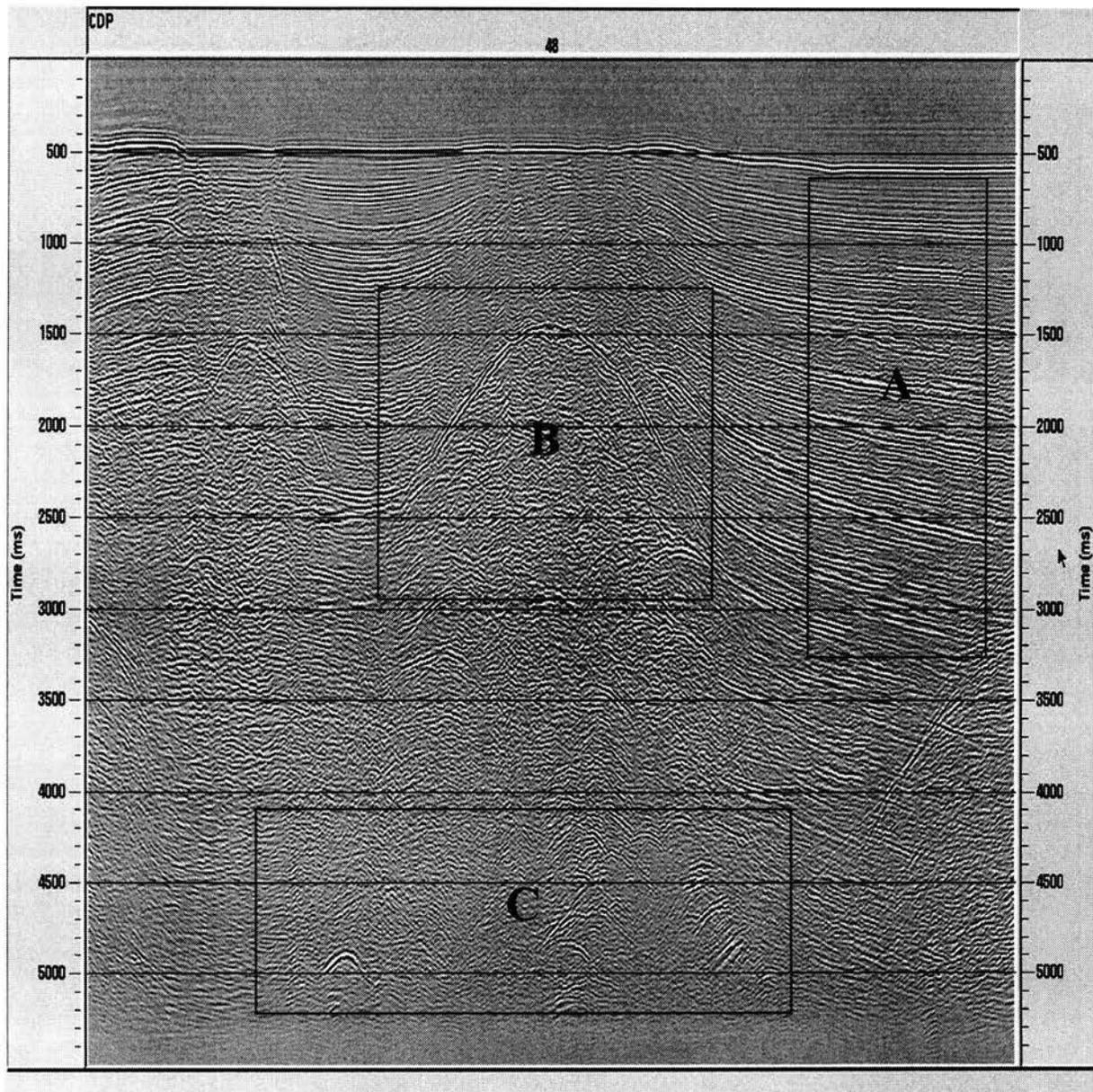


Figura 4.34 Migración de Kirchhoff antes de apilar.

Este algoritmo es de los que se observó una mejor estructura, ya que tiene buena resolución en todas direcciones, aunque los estratos en (A) se observa que no están totalmente delineados. En (B) presenta buena resolución del domo es decir marca la entrada al domo. Con la profundidad se observan hipérbolas (C). Es el algoritmo que más tiempo de procesado utilizó.

4.4 DESCRIPCIÓN GENERAL DE LOS RESULTADOS

Tomando en cuenta la figura 4.36 podemos observar que los algoritmos de migración en tiempo los podemos clasificar en el área gris de acuerdo a la complejidad estructural del modelo.

Cabe mencionar que el tiempo de procesado por medio de los algoritmos de migración después de apilar son los más rápidos. Aunque la resolución de estos métodos no es tan exacta, ya que presentan problemas con las zonas estructurales complejas. El orden con respecto al tiempo de procesado de más rápido a más lento es: Stolt, Corrimiento de fase, Kirchhoff y por último el de Diferencias Finitas.

Por otro lado para el algoritmo de migración antes de apilar se observa que es el que más tiempo de cómputo utilizó. En este algoritmo se observa que presenta la imagen más clara.

En general para los métodos de migración después de apilar se tiene que:

- El algoritmo de **Stolt** es el más rápido de todos, pero este presenta dificultades en el mapeo donde se encuentran las estructuras complejas (Domo).
- El algoritmo de **Corrimiento de fase** tiene una resolución de pobre a buena en la dirección vertical, pero pierde exactitud en zonas con estructuras complejas (Domo). Este método también presenta ruido a la profundidad.
- En el algoritmo de **Kirchhoff** se obtienen buenos resultados y son muy parecidos a los de Diferencias Finitas. Con respecto al tiempo de procesado es más rápido que el de Diferencias Finitas pero más lento que los de Stolt y Gazdag, el único problema es que pierde exactitud en zonas complejas, sobre todo en el área que limita al domo, donde los contrastes de velocidades son muy altos.
- En el algoritmo de **Diferencias Finitas** se obtiene una buena imagen muy parecida al de Kirchhoff, Es el método que más se tarda y al igual que Kirchhoff pierde exactitud en la zona compleja (Limites del Domo).

Mientras que para los algoritmos de migración antes de apilar

- **Kirchhoff**, es relativamente rápido, aunque es el más tardado de todos, con buena aproximación en la dirección vertical y regular en la dirección lateral, ya que en las zonas estructurales complejas se observa que hay mayor resolución, pero no realiza con mucho detalle el mapeo o delineado de la estructura.

En general el algoritmo de kirchhoff antes de apilar es el que presenta la imagen más clara. Mientras que en los algoritmos de después de apilar el mejor método sería el de Kirchhoff.

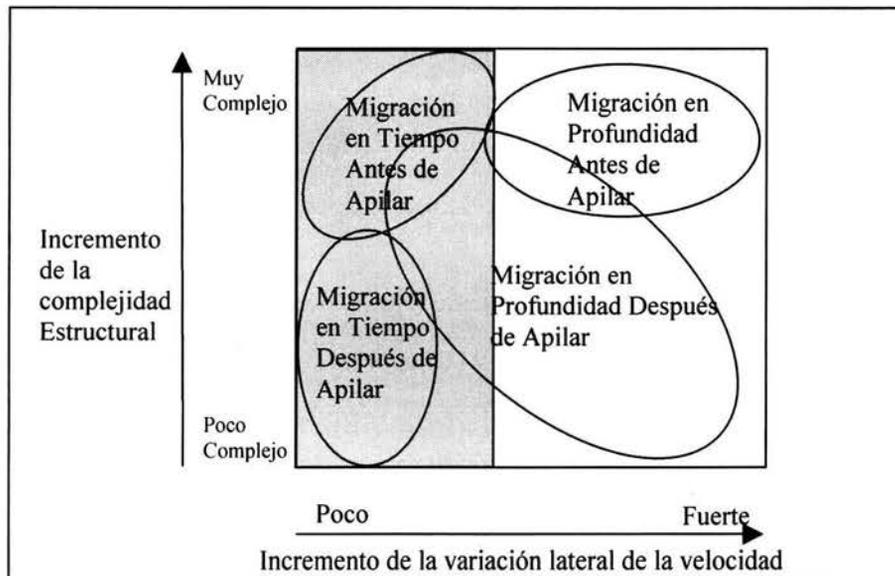


Figura 4.35. Forma apropiada de Migración como función de la complejidad de la estructura y variación de la velocidad. Tomada del Elements 3-D Seismology, Liner, 1999.

CAPITULO V

5. CONCLUSIONES

Realizando una secuencia típica de procesamiento, tomando en cuenta las limitantes del reflector explosivo, es posible encontrar un modelo factible para aplicar los diferentes algoritmos de migración.

La migración después de apilar da buenos resultados en las zonas estructuralmente poco o nada complejas, los métodos de diferencias finitas y Kirchhoff dan resultados muy similares, aunque observando las figuras se observa que el algoritmo de diferencias finitas presenta problemas con la resolución en la profundidad; a menudo dan resultados aceptables para una interpretación confiable. Estos algoritmos son recomendables para trabajos que no presentan estructuras muy complejas. Con respecto al tiempo de cómputo, el orden de más rápido a más lento de estos métodos son: Stolt, Corrimiento de fase, Kirchhoff y Diferencias Finitas. El algoritmo más práctico sería el de Kirchhoff, ya que es un método relativamente rápido y tiene buena exactitud.

Por otro lado la migración antes de apilar, con el algoritmo de Kirchhoff, se observó que tiene buena resolución tanto en la dirección del x como en la t, aunque se nota que no delineó las estructuras con detalle. Este algoritmo es recomendable porque proporciona modelos más exactos en estructuras complejas como la presentada en este trabajo.

Una de las observaciones es que la migración antes de apilar proporciona la mejor representación del subsuelo, es decir muestra la mejor imagen. En resumen el tipo de migración que se aplique esta en función de:

- El tiempo de cómputo disponible.
- La geología general de lugar.
- El analista.
- La resolución requerida para el trabajo (estructural o estratigráfico).

A su vez estos métodos pueden ser clasificados como sigue: Para estructuras poco complejas los métodos de migración después de apilar por Frecuencia Número de Onda son muy efectivos, si aumenta un poco la complejidad es recomendable aplicar los métodos de Kirchhoff o de Diferencias Finitas dependiendo del tiempo de cómputo disponible, aunque en general estos métodos son muy rápidos pero no muy precisos. Para estructuras más complejas, como la presentada en este trabajo, es recomendable el algoritmo antes de apilar, ya que este trabaja mejor en zonas estructuralmente complejas como en el caso de los domos salinos. La elección de una apropiada estrategia de migración requiere información del intérprete, geología estructural y estratigráfica del área. Con esta información será posible seleccionar el algoritmo adecuado para el estudio tomando en cuenta el tiempo estipulado para la entrega del trabajo.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

- Christopher L. Liner, 1999, "*Elements of 3-D Seismology*", Penn Well Publishing, Tulsa, E.U.A.
- Dobrin, Milton, 1969, "*Introducción a la geofísica*", Edit. Omega, Barcelona.
- "Elasticidad, ondas, leyes de la óptica (física)." *Enciclopedia® Microsoft® Encarta 2001*. © 1993-2000 Microsoft Corporation.
- Enders A. Robinson, Sven Treitel, 1980, "*Geophysical Signal Analysis*", E.U.A.
- John C. Bancroft, 1997, "*A Practical Understanding of Pre and Post Stack Volume 1*", Society of Exploration Geophysicists.
- Jon F. Clearbout, "*Imaging The Earth's Interior*".
- Nettleton, 1968, "*Geophysical Prospecting For Oil*", Edit. Mc Graw Hill.
- Oz Yilmaz, 1999, Ron Chambers, Dave Nichols. And Ray Abma, "*Fundamental Of 3-D Migration*", Western Geophysical.
- PROMAX, 1995, "*ProMax Reference Manual*", Vol. 1 y 2, versión 6, Advance Geophysical Corp and Landmark Graphics Company.
- Ronald D. Leskinen, 1991, "*Introduction to seismic Processing*", Western Geophysical.
- Sheriff, E.R. y Geldart, L.P., 1991, "*Exploración Sismológica*", Vol. 1 y 2, Edit. Limusa, 1991.
- Waters, 1987, "*Reflection Seismology. A tool for energy exploration*", 3a edición.
- Yilmaz, O., 2001, "*Seismic Data Processing Investigations in Geophysics*", Vol. 2, Society of Exploration Geophysicists.
- Biondo Biondi, 2003, 3-D Seismic Imaging, Stanford University, 2003.

- http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/waves_and_interior.html
Seismic Waves and Earth's Interior
- http://sepwww.stanford.edu/oldreports/sep51/51_27_abs.html
Tau-p Bibliography, by Rick Ottolini
- <http://www.geop.ubc.ca/people/gorman/taup/GRLpaper.html#taup>
Tau-P Processing of Seismic Refraction Data Documentation and Related Programs
- http://www.seg.org/publications/archive/exAbsHist/abs_pdf/1990/ea199016071610.pdf
FX Domain Least-Squares Tau-P and Tau-Q
- http://earth.leeds.ac.uk/~mvdbaan/VaKe02_abs.html
Estimating anisotropy parameters and traveltimes in the Tau-p domain, Mirko van der Baan and J. Michael Kendall
- http://www.sciencefictionclassics.com/339428paul_1_stoffa.html
Tau-P, a Plane Wave Approach to the Analysis of Seismic Data
- <http://www.crewes.org/Reports/1995/1995-11.pdf>
Seismic reconstruction using a 3D tau-p transform, Maria S. Donati and Nicolas W. Martin
- <http://www.imp.mx/investigacion/ynf/smc/OndasConvertidasUGM-SMC.pdf>
Procesamiento de datos sísmicos multicomponente: análisis de ondas convertidas P- SV
- http://mwt.e-technik.uni-ulm.de/lehre/basic_mathematics/fourier_es/node6.php3
Transformadas de Fourier
- <http://mecfunnet.faii.etsii.upm.es/difraccion/fourier.html>
Transformada bidimensional de Fourier.
- <http://www.numerica.com.co/negocios/petroleros/procesamiento.htm>
Procesamiento de Información 2D y 3D

ANEXO A

“Sobre el paquete de computo ProMAX”

Para el procesamiento de los datos se utilizo el paquete de computo **ProMax**, el cual esta diseñado para el análisis y tratamiento de datos sísmicos. La siguiente imagen muestra al programa y los flujos seguidos para el tratamiento de los datos.

Name	UNIX Name	Owner	Last Changed
RECUPERACION DE GANANCIAS	recuperaciondo	jperoz	Thu Jul 3 12:36:33 2
geometria	geometria	jperoz	Thu Jul 3 12:34:00 2
base de datos	baseofdatos	jperoz	Thu Jul 3 12:28:17 2
extraccion de datos	extracciondeda	jperoz	Thu Jul 3 12:25:24 2
DATOS BRUTOS	datosbrutos	jperoz	Thu Jul 3 09:45:29 2
migracion	migracion	jperoz	Wed Jul 2 15:56:44 2
apilado	apilado	jperoz	Wed Jul 2 15:53:11 2
hmo	hmo	jperoz	Wed Jul 2 15:49:24 2
migracion antes de apilar	migracionantes	jperoz	Wed Jul 2 15:39:59 2
CMP GATHER	cmpgather	jperoz	Wed Jul 2 15:16:50 2
ESTATICAS	estaticas	jperoz	Wed Jul 2 13:46:39 2
ANALISIS DE VELOCIDADES	analisisdevelo	jperoz	Wed Jul 2 10:34:26 2
deconvolucion y filtraje	deconvoluciony	jperoz	Wed Jul 2 08:42:31 2
edicion	edicion	jperoz	Wed Jul 2 08:37:27 2
PROCESOS COMPLEMENTARIOS	procesoscomple	jperoz	Wed Jun 25 15:24:42 2

Figura A. Ventana del Programa ProMax, en donde se muestra el flujo del procesado de los datos.

Este programa esta diseñado para el procesado, análisis y manipulado de datos sísmicos, el cual trabaja bajo ambiente UNIX.

Este programa tiene muchas aplicaciones de graficas interactivas tales como TRACE DISPLAY o VELOCITY ANÁLISIS, que usan diferentes interfases. El programa utiliza flujos de procesos.

La función primaria del ProMax, es crear, modificar y ejecutar flujos de procesos. Un flujo es una secuencia de procesos usados para manipular datos sísmicos. Los flujos son construidos seleccionando los procesos de una lista de procesos. Un flujo típico contiene un proceso de entrada, uno o más procesos de manipulación de datos y un desplegado (DISPLAY) y/o un proceso de salida.

En resumen el ProMAX nos da utilidades tales como borrar, copiar, renombrar áreas, líneas, flujos, datos sísmicos; acceso y manipulación ordenada de archivos de datos; acceder y manipular ordenadamente archivos de datos y tablas de parámetros; desplegar la historia del proceso; y nos da información acerca de los trabajos que se ejecutan en ese momento, etc.

ANEXO B

PRINCIPIOS MATEMÁTICOS DE LA MIGRACIÓN

ECUACIÓN DE ONDA ACÚSTICA.

La ecuación de onda acústica describe el sonido en líquidos o gases. Otra serie de ecuaciones más complicadas describe las ondas elásticas en sólidos. Empezaremos con el caso acústico. Definiremos.

ρ = Masa por unidad de volumen.

v = Velocidad del flujo en dirección x .

w = Velocidad del flujo en dirección y .

P = Presión en el fluido.

De la segunda ley de Newton nos dice que un pequeño volumen dentro de un gas es acelerado si se le aplica una fuerza. Esto es:

Masa x Aceleración = Fuerza = -Gradiente de Presión.

$$\rho \frac{\partial u}{\partial t} = - \frac{\partial P}{\partial x} \dots\dots\dots A$$

$$\rho \frac{\partial w}{\partial t} = - \frac{\partial P}{\partial y} \dots\dots\dots B$$

El segundo proceso físico es el almacenamiento de energía por compresión y cambio de volumen. Si el vector de velocidad u a $x+\Delta x$ excede x , entonces el flujo se dice divergente. En otras palabras el pequeño volumen entre x y $x+\Delta x$ se expande. Esta expansión debe ser tratada como una caída de presión. La cantidad de caída de presión es en proporción una propiedad de los fluidos llamada *incompresibilidad* K en una dimensión esta ecuación es:

Caída de Presión = Incompresibilidad x Divergencia de la velocidadC

$$- \frac{\partial P}{\partial t} = K \frac{\partial u}{\partial x} \dots\dots\dots D$$

En dos dimensiones es:

$$-\frac{\partial P}{\partial t} = K \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \dots\dots\dots E$$

Para llegar a la ecuación de onda en una dimensión de las ecuaciones (A) y (D) primero dividimos en (A) por la densidad ρ y tomamos al derivada con respecto a x .

$$\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial}{\partial t} u = -\frac{\partial}{\partial x} \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \dots\dots\dots F$$

Segundo tomamos derivadas con respecto a (D) y (E). K es una función constante del tiempo.

$$\frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = -K \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial}{\partial x} u \dots\dots\dots G$$

Insertamos la ecuación (F) en (G) y aparecerá la ecuación de onda acústica.

$$\frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = K \frac{\partial}{\partial x} \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \dots\dots\dots H$$

En dos dimensiones, la ecuación de onda acústica es:

$$\frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = K \left(\frac{\partial}{\partial x} \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \right) P \dots\dots\dots I$$

A menudo vemos que la ecuación de onda es una forma simplificada, en la cual asumimos que la densidad no es función de x y z . Dos razones son a menudo dadas para esta aproximación.

Primero. Estas observaciones generalmente se permiten para determinar la densidad, así que la densidad puede ser tomada o considerada como una constante.

Segundo. Veremos que las soluciones con los métodos de Fourier, no trabajan para espacios con coeficientes variables. Antes de examinar esta validación de esta aproximación, estas consecuencias serán examinadas, esto inmediatamente reduce a la forma actual de la ecuación de onda.

$$\frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = \frac{K}{\rho} \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) P \dots\dots\dots J$$

EXTRAPOLACIÓN DEL CAMPO DE ONDA Y MIGRACION

Una ecuación fundamental en sismología de reflexiones la doble ecuación raíz cuadrática (DSR). Esta ecuación describe la continuación hacia debajo de la fuente y receptor con relación a la tierra. Junto con el gradiente $dv(z)/dz$ hace a la ecuación DSR aplicable a una tierra estratificada.

La teoría básica en 2-D para la extrapolación de un campo de onda es presentada aquí. Una vez desarrollada la ecuación de extrapolación, puede ser usada como el principio de representación a la migración en 2-D o 3-D antes o después de apilar. Empezando con la ecuación escalar de onda en 2-D que describe la propagación de campos de onda compresionales $p(x,z,t)$ en un medio con densidad constante y velocidad de ondas compresionales $v(x,z)$:

$$\left[\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \right] p(x,z,t) = 0 \dots\dots\dots(1)$$

Donde x es la horizontal (eje espacial), z es la profundidad (positiva hacia abajo) y t es el tiempo. Dado un campo de ondas $p(x,0,t)$ sísmicas registrado en la superficie terrestre, queremos determinar la reflectividad $p(x,z,0)$. Para la determinación de la reflectividad se requiere extrapolar el campo de onda superficial a la profundidad “ z ” estos es en $t=0$ (en $t=0$ es el equivalente al principio de representación). Trabajando en el dominio de la transformada de Fourier si se toma que no hay variaciones de la velocidad lateralmente, entonces el campo de onda en la transformada de Fourier sobre el eje x :

$$P(k_x,z,\omega) = \iint p(x,z,t) \cdot \exp(ik_x x - i\omega t) dx \cdot dt \dots\dots\dots(2)$$

Y la inversa:

$$P(x,z,t) = \iint p(k_x,z,\omega) \cdot \exp(-ik_x x + i\omega t) dk_x \cdot d\omega \dots\dots\dots(3)$$

Cuando aplicamos el operador (1) a la ecuación 3 y simplificando tenemos:

$$\frac{\partial^2}{\partial z^2} p(k_x,z,\omega) + \left(\frac{\omega^2}{v^2} - k_x^2 \right) p(k_x,z,\omega) = 0 \dots\dots\dots(4)$$

Aunque v puede ser variada con la profundidad z en la ecuación (4), por ahora asumiremos el caso en que la velocidad es constante. La ecuación (4) tiene dos soluciones, una para ondas en dirección de regreso (hacia arriba), y la otra para ondas que van de ida (hacia abajo). La solución para el primer caso para (4) es:

$$P(k_x,z,\omega) = p(k_x,0,\omega) \exp \left[-i \left(\frac{\omega^2}{v^2} - k_x^2 \right)^{1/2} \cdot z \right] \dots\dots\dots(5)$$

La ecuación 5 también es la solución a la ecuación de onda para un solo camino de viaje:

$$\frac{\partial}{\partial z} p(k_x, z, \omega) = -i \left(\frac{\omega^2}{v^2} - k_x^2 \right)^{1/2} \cdot p(k_x, z, \omega) \dots\dots\dots(6)$$

Esta solución puede ser verificada sustituyendo la ecuación (5) en la ecuación (6). Definiendo el número de onda vertical como:

$$K_z = \frac{\omega}{v} \left[1 - \left(\frac{vk_x}{\omega} \right)^2 \right]^{1/2} \dots\dots\dots(7)$$

La ecuación (7) es a menudo llamada la relación de dispersión en la ecuación de onda escalar. Usando esta expresión, la ecuación (5) toma la simple forma:

$$P(k_x, z, \omega) = p(k_x, 0, \omega) \exp(-ik_z z) \dots\dots\dots(8)$$

Para determinar la reflectividad $p(x, z, 0)$ para un registro de campo de onda sobre la superficie de la tierra $p(x, 0, t)$, se procede como sigue: Primero se hace la Transformada de Fourier para x y t para conseguir $p(k_x, 0, \omega)$. Entonces se multiplica por todos los filtros pasa bajas $\exp(-ik_z z)$ para obtener un campo de onda $p(k_x, z, \omega)$ en la profundidad z . Subsecuentemente se hace la sumatoria sobre ω y después se saca la Transformada Inversa de Fourier sobre k_x , produciendo la imagen de la tierra $p(x, z, 0)$ a la profundidad. En el caso en que la ecuación 6 llegara utilizarse para variaciones de la velocidad vertical tenemos que esta se vuelve en:

$$\frac{\partial}{\partial z} p(k_x, z, \omega) = -i \left(\frac{\omega^2}{v(z)^2} - k_x^2 \right)^{1/2} \cdot p(k_x, z, \omega) \dots\dots\dots(9)$$

Y también la ecuación (7) llega a ser:

$$k_z(z) = \frac{\omega}{v(z)} \left[1 - \left(\frac{v(z)k_x}{\omega} \right)^2 \right]^{1/2} \dots\dots\dots(10)$$

Sustituyendo esta en la ecuación (12) tenemos la siguiente solución:

$$P(k_x, z, \omega) = p(k_x, 0, \omega) \exp(-i \int_0^z k_z(z) dz) \dots\dots\dots(11)$$

La ecuación anterior es el mismo operador usado en la ecuación 8 excepto que la ecuación 8 esta derivada para una velocidad constante v . Considerando una tierra estratificada con velocidad $v(z)$; la ecuación 6 es valida para $v(z)$:

$$\frac{\partial}{\partial z} p(k_x, z, \omega) = -i \left[\frac{\omega^2}{v^2(z)} - k_x^2 \right]^{1/2} p(k_x, z, \omega) \dots\dots\dots(12)$$

entonces la ecuación 6 llega a ser:

$$k(z) = \frac{\omega}{v(z)} \left[1 - \left(\frac{v(z)k_x}{\omega} \right)^2 \right]^{1/2} \dots\dots\dots(13)$$

Por sustitución se verifica la ecuación 12 que tiene como solución

$$P(k_x, z, \omega) = p(k_x, 0, \omega) \exp \left[-1 \int_0^z k_z(z) dz \right] \dots\dots\dots(14)$$

Para el caso de migración en f-k empezamos con la solución de la ecuación escalar de onda para el campo de onda de offset cero dado por la ecuación 8, y se asume que la tierra es un modelo de capas horizontales con velocidad vertical v(z), y no hay variaciones de la velocidad lateralmente. Por la Transformada Inversa de Fourier de la ecuación 8, donde k_x es reemplazada con k_y, tenemos:

$$P(y, z, t) = \iint p(k_y, 0, \omega) \exp(-ik_z z) \cdot \exp(-ik_y y + i\omega t) dk_y d\omega \dots\dots\dots(15)$$

Donde k_z esta definida por

$$K_z = \frac{2\omega}{v} \left[1 - \left(\frac{vk_y}{2\omega} \right)^2 \right]^{1/2} \dots\dots\dots(16)$$

El principio de representación (mapeo) en t=0 es aplicado para conseguir la sección migrada p(y,z,t=0)

$$P(y, z, t=0) = \iint p(k_y, 0, \omega) \cdot \exp(-ik_y y - ik_z z) dk_y d\omega \dots\dots\dots(17)$$

Esta es la ecuación del método de Cambio de Fase (Gazdag, 1978). La ecuación 17 trae una integración sobre el dominio de las frecuencias y la Transformada Inversa de Fourier a lo largo del punto medio del eje y. El desarrollo matemático expuesto fue tomado del Yilmaz, O., 1987.