

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

APLICACIÓN Y EVALUACIÓN DE MÉTODOS DE CORRECCIÓN ESTÁTICAS DE REFRACCIÓN, ATENUADORES DE RUIDO ALEATORIO EN DIFERENTES DOMINIOS Y ANÁLISIS DE VELOCIDADES SOBRE EL LEVANTAMIENTO “LA CONCEPCIÓN 3D” UBICADO EN LA CUENCA DEL LAGO DE MARACAIBO

Tutor académico: Prof. Juan José Infante
Tutor industrial: Ing. Felipe Leggieri

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geofísico
por el Br.
Rodríguez Marini, Oscar

Caracas, octubre de 2004

Caracas, octubre de 2004

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Oscar Rodríguez, titulado:

**“APLICACIÓN Y EVALUACIÓN DE MÉTODOS DE
CORRECCIÓN ESTÁTICAS DE REFRACCIÓN,
ATENUADORES DE RUIDO ALEATORIO EN DIFERENTES
DOMINIOS Y ANÁLISIS DE VELOCIDADES SOBRE EL
LEVANTAMIENTO “LA CONCEPCIÓN 3D” UBICADO EN LA
CUENCA DEL LAGO DE MARACAIBO”**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran **APROBADO**.

Prof. José Cavada

Jurado

Prof. Raúl Torres

Jurado

Prof. Juan José Infante

Tutor

Ing. Felipe Leggieri

Tutor

DEDICADO A:

A mis Padres por luchar conmigo para el logro de este objetivo, si no fuera por ellos nunca lo hubiera conseguido.

A mi Hermano, quien siempre ha representado un modelo a seguir y el que quiero ser.

A Marlin, la persona a quien amo y con quien quisiera compartir este triunfo. (totuga pelua)

AGRADECIMIENTOS

Al Departamento de Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela por haberme permitido la realización de este trabajo.

Al Profesor Juan José Infante por haber aceptado la tutoría del trabajo especial de grado.

Al Ing. Felipe Leggieri, por haberme guiado en el proceso de investigación y elaboración del proyecto, así como por sus enseñanzas, paciencia y colaboración brindada para la realización del mismo.

A la Empresa Veritas Geoservice Ltd., y especialmente al Ing. Arístides Meléndez por haberme aceptado como tesista y haber puesto a mi disposición el espacio físico y las herramientas necesarias para la elaboración del proyecto, además de material de instrucción.

A la Empresa Petrobrás, por haber otorgado la autorización para la elaboración del proyecto. Especialmente al Ing. Miguel Díaz.

A los Ings. Yormar Caballero, Juan Fernández, Salvador Manzoni y Pablo Alarcón por la orientación brindada en la elaboración del proyecto.

A Natalia, Milagros y Marina por su disposición y colaboración durante mi estadía en las instalaciones de la empresa.

A Marlin, Oscar Enrique y Mireya por su tolerancia, paciencia, apoyo, estímulo, cooperación, disposición e innumerables aportes significativos.

A Grecia, Fabiola y Carolina por el apoyo, ayuda, estímulo e incondicional disposición durante la ejecución del proyecto.

A Carla y Alberto por el material de apoyo suministrado.

A Claudia Leal y Héctor Andrade por haberme motivado y ayudado durante el período de estudios universitarios.

A mis compañeros de estudios Emgelberth, Laura, Marian y Daniela.

Rodríguez M. Oscar

**APLICACIÓN Y EVALUACIÓN DE MÉTODOS DE
CORRECCIÓN ESTÁTICAS DE REFRACCIÓN,
ATENUADORES DE RUIDOS ALEATORIOS EN DIFERENTES
DOMINIOS Y ANÁLISIS DE VELOCIDADES SOBRE EL
LEVANTAMIENTO “LA CONCEPCIÓN 3D” UBICADO EN LA
CUENCA DEL LAGO DE MARACAIBO**

**Tutor académico: Prof. Juan José Infante. Tutor industrial: Ing. Felipe Leggieri.
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. 2004, pag. 167**

Palabras Claves: estáticas, filtro, velocidad, deconvolución y apilado.

Resumen: Se realizó un procesamiento de datos sísmicos 3D terrestres pertenecientes al Campo La Concepción, ubicado en el estado Zulia, al noroeste de la Cuenca del Lago de Maracaibo y a una distancia de 35 Km. de la ciudad de Maracaibo, con el fin de evaluar y determinar métodos para correcciones de estáticas de refracción, análisis de velocidades y atenuación de ruidos aleatorios. La secuencia de procesamiento a realizar para el logro de los objetivos planteados, siguió los procesos matemáticos capaces de llevar los datos adquiridos en campo a secciones sísmicas de calidad aptas para su interpretación. Esta secuencia de procesamiento se basó en la construcción de la geometría, correcciones estáticas de campo a través de métodos de refracción, deconvolución, análisis de velocidades, estáticas residuales, aplicación de filtros para ruidos coherentes y aleatorios, apilamiento y migración. Los resultados obtenidos fueron satisfactorios, determinando que el método más preciso para las correcciones estáticas de campo, fue el método de Tomografía. Los resultados de los análisis de velocidades a través del método de Análisis de Velocidades Constantes (CVA), permitió realizar un mejor ajuste de las velocidades. Además, el método para atenuación de ruido aleatorio de pendientes balanceadas por semblanza, permitió realzar mejor la calidad de los eventos coherentes y suprimir el ruido aleatorio en el dominio de disparos, de grupos de puntos comunes en profundidad y apilado.

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
DEDICATORIA _____	i
AGRADECIMIENTOS _____	ii
RESUMEN _____	iv
INTRODUCCIÓN _____	15
CAPÍTULO I EL PROBLEMA _____	17
1.1.- Planteamiento del Problema _____	17
1.2.- Objetivos _____	18
1.2.1.- Objetivo General _____	18
1.2.2.-Objetivos Específicos _____	18
1.3.-Justificación _____	19
CAPÍTULO II GEOLOGÍA _____	20
2.1.- Evolución Tectónica de la Cuenca de Maracaibo _____	20
2.2.- Geología Regional _____	22
2.2.1.- Generalidades de la Cuenca de Maracaibo _____	22
2.2.2.- Estratigrafía Regional _____	23
2.3.- Geología Local _____	32
2.3.1.- Generalidades _____	32
2.3.2.- Condiciones de acumulación de hidrocarburos _____	32
2.3.3.- Tipos de trampas _____	32
CAPÍTULO III MARCO TEÓRICO _____	34

	Pág.
3.1.- Introducción _____	34
3.2.- Secuencia Básica de Procesamiento _____	34
3.3.- Demultiplexado _____	35
3.4.- Preprocesamiento _____	36
3.4.1.- Geometría _____	36
3.4.2.- Edición de Trazas e Inversión de Polaridad _____	37
3.4.3.- Definición de las primeras llegadas _____	37
3.4.4.- Recuperación de Amplitudes _____	38
3.4.5.- Croscorrelación _____	39
3.5.- Deconvolución _____	40
3.5.1.-Tipos de deconvolución _____	46
3.5.2.- Parámetros Utilizados por los Programas Computarizados para Realizar el Proceso de Deconvolución _____	49
3.6.- Filtros _____	52
3.7.- Balanceo Espectral _____	56
3.8.- Estáticas de Campo _____	58
3.8.1.- Corrección de Estáticas de Campo por Elevación _____	58
3.8.2.- Corrección de Estáticas de Campo por Refracción _____	59
3.9.- Análisis de Velocidad _____	62
3.9.1.-Métodos para realizar las correcciones dinámicas _____	70
3.10.- Enmudecimiento _____	72
3.11.-Corrección de Estáticas Residuales _____	73
3.12.- Correcciones Estáticas de TRIM _____	75
3.13.- Filtros para la Atenuación de Ruido _____	77
3.13.1.- Filtros para Atenuación de Ruido (Post-apilamiento) _____	77
3.13.2.- Filtros para Atenuación de (Ruido Pre-apilamiento). _____	80
3.14.2.- Control Automático de Ganancia (AGC) _____	82
3.15.- Migración _____	82
3.15.1.-Métodos utilizados para el proceso de Migración _____	88
 CAPÍTULO IV MÉTODO Y ANÁLISIS DE RESULTADOS _____	 92
 4.1- Entrenamiento para el procesamiento de datos sísmicos 3D. _____	 92

4.2- Construcción y Revisión de la Geometría. _____	92
4.2.1.- Lectura y Revisión de los datos de campo _____	93
4.2.2.- Creación de la Geometría. _____	100
4.3.- Preprocesamiento _____	102
4.3.1.- Definición de las primeras llegadas _____	102
4.3.2.- Prueba de Parámetros _____	104
G (t): Amplitud de la traza de salida al tiempo t. _____	104
4.4.- Filtros _____	109
4.5.- Ordenamiento de los Datos a Punto Común en Profundidad _____	112
4.6.- Correcciones Estáticas por Refracción _____	112
4.6.1.- Aplicación del Método de Inversión Lineal Generalizado (GLI) _____	113
4.6.2.- Aplicación del Método de Tomografía. _____	118
4.7.- Análisis de Velocidades (1ª Interacción) _____	122
4.8.- Apilado Bruto o Preliminar _____	125
4.9.- Primera fase de Estáticas Residuales _____	126
4.9.1.- Control de Calidad de las Estáticas Residuales _____	128
4.10.- Análisis de Velocidades (2ª Interacción) _____	130
4.10.1.- Análisis de Velocidades a través del método de Distancia Fuente ReceptorComún (Offset Common). _____	130
4.10.2.- Análisis de Velocidades Constantes (CVA). _____	132
4.11.- Segunda fase de Estáticas Residuales _____	135
4.11.1.- Control de Calidad de las Estáticas Residuales (segunda fase) _____	137
4.12.- Atenuadores de Ruidos Aleatorios _____	139
4.12.1.- Atenuadores de Ruidos Aleatorios Post-apilamiento _____	139
4.12.2.- Atenuadores de Ruidos Aleatorios Pre-apilamiento _____	141
4.13.- Análisis de Velocidades (3ª Interacción) _____	149
4.13.1.- Análisis de Velocidades Tomando en Cuenta Medios Anisotrópicos _____	149
4.14.- Aplicación de las Estáticas de TRIM _____	156
4.14.1.- Control de Calidad para las Estáticas de TRIM _____	156
4.15.- Migración _____	159
CONCLUSIONES _____	163
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS _____	165

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1.- Secuencia de procesamiento para el proyecto	16
Figura. 2.1.- Ubicación de la zona en estudio (Campo La Concepción). Tomada del Léxico Estratigráfico de Venezuela	31
Figura 2.2.- Tabla de Correlación del Campo La Concepción. Tomada del Léxico Estratigráfico de Venezuela	33
Figura 3.1.- Trayectoria de la onda sísmica a través de cuatro capas. Modificada de Barragán, 1991.	41
Figura 3.2.- Sismograma ideal. Modificada de Barragán, 1991.	41
Figura 3.3.- Sismograma real. Modificada de Barragán, 1991.	43
Figura 3.4.- Autocorrelograma de una traza sísmica antes y después del proceso de deconvolución. Modificada de Barragán, 1991.	44
Figura 3.5.- Efecto de la deconvolución impulsiva sobre el espectro de amplitud. Tomada de Pereira, 1987.	47
Figura 3.6.- Ondícula antes y después de aplicar la deconvolución impulsiva. Tomada de Pereira, 1987.	47
Figura 3.7.- Forma del operador de deconvolución predictiva en el dominio del tiempo. Tomada de Pereira, 1987.	48
Figura 3.8.- Espectro de amplitud de un filtro pasa banda ideal. Modificada de Pereira, 1987.	54
Figura 3.9.- Filtro pasa banda con pendientes verticales, mostrando el fenómeno de Gibbs. Modificada de Pereira, 1987.	54
Figura 3.10.- Filtro pasa banda sin pendientes verticales, con el cual se evita que se produzca el fenómeno de Gibbs. Modificada de Pereira, 1987.	55
Figura 3.11.- Separación de la señal-ruido, en el dominio de la frecuencia. Modificada de Del Pino, 1987.	55
Figura 3.12.- Rapidez del decaimiento de las frecuencias en una traza sísmica. Modificada de Yilmaz, 1988.	57
Figura 3.13.- (A) Tendido sísmico simple, (B) Representación del registro sísmico grabado e hipérbola. Modificada de Barragán, 1991.	63
Figura 3.14.- Visualización de la disminución de la componente horizontal de velocidad con respecto a la distancia fuente receptor. Modificada de Barragán, 1991.	65
Figura 3.15.- Registro sísmico de dos reflectores de se observa las curvas hiperbólicas, que definen dos diferentes correcciones dinámicas. Modificada de Barragán, 1991.	66
Figura 3.16.- Corrección dinámica por distancia entre trazas, (NMO). Modificada de Barragán, 1991.	67

Figura 3.17.- Trayectorias fuente receptor de un punto común en profundidad en cuatro capas reflectoras planas. Modificada de Yilmaz, 1987.	69
Figura 3.18.- Antes y después de la aplicación de la corrección dinámica. Modificada de Yilmaz, 1987.	69
Figura 3.19.- Croscorelación de una traza piloto con las trazas de un punto común en profundidad, observándose los tiempos de retardo, indicativos de los valores de estática residuales a corregir. Modificada de Moreno, 1987	74
Figura 3.20.- Red formada por líneas receptora y de disparo para conseguir los valore de XSPREAD.	81
Figura 3.21.- Igualdad entre el ángulo de incidencia (i) y el ángulo reflector (r), en un evento geológico horizontal y plano. Modificada de Barragán, 1991	82
Figura 3.22.- Desigualdad entre el ángulo de incidencia y el ángulo de reflexión, en un evento geológico buzante. Modificada de Barragán, 1991.	83
Figura 3.23- Frente de onda definido por una serie de semicírculos con un vector K, a partir de una fuente en la superficie. Modificada de Barragán, 1991.	84
Figura 3.24.- Curvas hiperbólicas de difracción, producidas por reflectores fracturados por una falla. Modificada de Barragán, 1991.	86
Figura 3.25.- Colapso de una curva de difracción. Modificada de Barragán, 1991.	87
Figura 3.26.- Flujo grama del método de migración Phase Shift. Modificada de Gazdag, 1978.	91
Figura 4.1.- Ubicación de los receptores y disparos en la zona de estudio.	94
Figura 4.2.- Información del proyecto	95
Figura 4.3.- Ubicación de la estación 5309 en la línea receptora 2296	95
Figura 4.4.- Diagrama de elevación, azimuth e intervalo entre las estaciones de la línea receptora 2296 (nótese los valores de la estación 5309)	96
Figura 4.5.- Ubicación de la estación 2065 en la línea de disparo 5063	96
Figura 4.6.- Diagrama de elevación, azimuth e intervalo entre los disparos de la línea 5063 (nótese los valores del disparo 2065)	97
Figura 4.7.- Mallado o bins de celdas y ubicaciones de estaciones y disparos en los vértices de cada celda del mallado.	99
Figura 4.8.- Mapa de ubicación promedio de puntos medios (CMP) en el centro de cada celda del mallado.	100
Figura 4.9.- Mapa de cobertura 3D	101
Figura 4.10.- Mapa de elevaciones de los puntos comunes en profundidad	102
Figura 4.11.- Selección de las primeras llegadas y definición del perfil de curva de velocidades.	103
Figura 4.12.- Aplicación de la ganancia exponencial sobre registros de campo	105
Figura 4.13.- Registro sísmico antes de la deconvolución	107
Figura 4.14.- Autocorrelograma del un registro de sísmico antes de la aplicación del proceso de deconvolución.	108

Figura 4.15.- Registro sísmico después de la deconvolución	108
Figura 4.16.- Autocorrelograma del un registro de campo después de la aplicación d el proceso de deconvolución.	109
Figura 4.17.- Registro de campo, en donde se aprecia el efecto producido por la onda superficial o cono de ruido (ground roll).	110
Figura 4.18.- Registro de campo filtrado minimizando el efecto de la onda superficial o cono de ruido (ground roll).	111
Figura 4.19.- Espectro de frecuencias antes del filtrado	111
Figura 4.20.- Espectro de frecuencias después del filtrado	112
Figura 4.21.- Domocrónica representativa de las primeras llegadas para el análisis de cada uno de los disparos (disparo que necesita ser revisado).	114
Figura 4.22.- Domocrónica representativa de las primeras llegadas para el análisis de cada uno de los disparos (disparo que no necesita ser revisado).	115
Figura 4.23.- Estaciones apiladas después de la aplicación del método de Inversión Lineal Generalizada.	116
Figura 4.24.- Disparos apilados después de la aplicación del método de Inversión Lineal Generalizada.	116
Figura 4.25.- Velocidades del primer refractor calculado a través del método de Inversión Lineal Generalizada.	117
Figura 4.26.- Velocidad del segundo refractor calculado a través del método de Inversión Lineal Generalizada.	118
Figura 4.27.- Modelo somero de velocidades obtenido utilizando el método de Tomografía correspondiente a la fila (inline) 324.	120
Figura 4.28.- Modelo somero de velocidades obtenido utilizando el método de Tomografía correspondiente a la columna (crossline) 501.	120
Figura 4.29.- Modelo somero de velocidades obtenido utilizando el método de Tomografía correspondiente a la fila 324 y columna 501.	121
Figura 4.30.- Modelo somero de velocidades obtenido utilizando el método de Tomografía correspondiente a la fila 324 y columna 501, con la representación de un horizonte en tiempo de 70 m	121
Figura 4.31.- Representación de los puntos comunes en profundidad (cdps) para cada una de las líneas (filas o inline y columnas o crossline) utilizados para los análisis de velocidades	123
Figura 4.32.- Análisis interactivo donde se muestran los grupos de puntos comunes en profundidad de distancia fuente-receptor (offsets) común y valores de semblanza, sin y con la corrección de velocidades	124
Figura 4.35.- Apilado Bruto o Preliminar generado con las estáticas calculadas mediante el método de Inversión Lineal Generalizada (fila 324).	125
Figura 4.36.- Apilado Bruto o Preliminar generado con las estáticas calculadas mediante el método de Tomografía (fila 324).	126

Figura 4.37.- Distribución final de los valores de las estáticas residuales en su primera iteración	128
Figura 4.38.- Apilado con las Estáticas Residuales aplicadas (inline 324).	129
Figura 4.39.- Apilado con las Estáticas Residuales aplicadas (crossline 501).	130
Figura 4.40.- Análisis interactivo usando apilados de distancia fuente–receptor (offsets) común y valores de semblanza (2ª iteración)	131
Figura 4.41.- Apilado de los datos con velocidades obtenidas con el segundo análisis de velocidades aplicando el método de Offset Común (inline 324).	132
Figura 4.42.- Sección de velocidad constante para la línea 324 para realizar el análisis de velocidades a través del método de Análisis de Velocidades Constantes (velocidad constante de 3200 m/s.)	133
Figura 4.43.- Campo de velocidades después del análisis de velocidades con el método de Análisis de Velocidades Constantes (inline 324)	134
Figura 4.44.- Apilado de los datos con velocidades obtenidas con el segundo análisis de velocidades aplicando el método de Análisis de Velocidades Constantes o CVA (inline 324)	135
Figura 4.45.- Distribución final de los valores de las estáticas residuales (segunda fase).	137
Figura 4.46.- Apilado generado con la aplicación Estáticas Residuales en la segunda fase (inline 324).	138
Figura 4.47.- Apilado generado con la aplicación Estáticas Residuales en la segunda fase (crossline 501).	138
Figura 4.48.- Sección apilada correspondiente a la línea 324 en donde se ha aplicado el filtro SWSTACK con los parámetros óptimos seleccionados.	140
Figura 4.49.- Sección apilada correspondiente a la línea 324 en donde se ha aplicado el filtro FXSTACK2 con los parámetros óptimos seleccionados.	141
Figura 4.50.- Registro de un disparo sin la aplicación de filtros atenuadores de ruido aleatorio	143
Figura 4.51.- Registro de un disparo con la aplicación del filtro SWSHOT para la atenuación de ruido aleatorio	144
Figura 4.52.- Registro de puntos comunes en profundidad en donde no se ha aplicado ningún filtro para atenuación de ruido aleatorio.	145
Figura 4.53.- Registro de puntos comunes en profundidad en donde se ha aplicado un filtro para atenuación de ruido aleatorio (FXSHOT).	146
Figura 4.54.- Registro de puntos comunes en profundidad en donde se ha aplicado un filtro para atenuación de ruido aleatorio (SWSHOT).	147
Figura 4.55.- Registro de puntos comunes en profundidad en donde se ha aplicado un filtro para atenuación de ruido aleatorio (FXYXSPREAD)	148
Figura 4.56.- Análisis interactivo usando registros de puntos comunes en profundidad sin corrección dinámica, conjuntamente con el cubo de semblanza 3D	150

Figura 4.57.- Análisis interactivo usando registros de puntos comunes en profundidad corregidos dinámicamente, conjuntamente con el cubo de semblanza 3D	151
Figura 4.58.- Diferencia a nivel de grupos de puntos comunes en profundidad entre realizar una corrección dinámica convencional y una corrección dinámica considerando el efecto de anisotropía	153
Figura 4.59.- Apilado de los datos filtrados con velocidades obtenidas con el tercer análisis de velocidades (considerando el efecto de anisotropía) (inline 324).	154
Figura 4.60.- Apilado de los datos filtrados con velocidades obtenidas con el segundo análisis de velocidades aplicando el método de Análisis de Velocidad Constante (inline 324).	155
Figura 4.61.- Sección apilada correspondiente a la línea 324 en donde se ha aplicado las estáticas de TRIM (sección filtrada con el atenuador de ruidos aleatorio SWSTACK)	157
Figura 4.62.- Sección apilada correspondiente a la línea 324 en donde se ha aplicado las estáticas de TRIM (sección filtrada con el atenuador de ruidos aleatorio FXSTACK)	157
Figura 4.63.- Sección apilada correspondiente a la línea 324 en donde se ha aplicado las estáticas de TRIM (sección filtrada con el atenuador de ruidos aleatorio FXYSTACK)	158
Figura 4.64.- Visualización se la sección migrada correspondiente a la inline 324 utilizando el programa gráfico QC3D.	159
Figura 4.65.- Visualización se la sección migrada correspondiente a la crossline 501 utilizando el programa gráfico QC3D.	160
Figura 4.66.- Visualización se la sección migrada correspondiente a la inline 324 y crossline 501 utilizando el programa gráfico QC3D.	160
Figura 4.67.- Visualización se la sección migrada correspondiente a la inline 324, crossline 501 y el horizonte en tiempo a los 1000 ms, utilizando el programa gráfico QC3D.	161
Figura 4.68.- Sección migrada correspondiente a la inline 324	161
Figura 4.69.- Sección migrada correspondiente a la crossline 501	162

INTRODUCCIÓN

El procesamiento de datos sísmicos es la segunda fase del método sísmico de reflexión y consiste en presentar los datos en una forma más adecuada para su interpretación geológica. Dicha fase se puede definir como una secuencia rutinaria de manejo de datos sísmicos para obtener una sección o producto final.

El campo La Concepción 3D es un área estructuralmente compleja, en donde se pueden distinguir desde fracturas hasta fallas mayores, así como estructuras fuertemente plegadas. En cuanto a la calidad de los datos sísmicos, el área en estudio está conformada por zonas de buena y mala relación señal-ruido, en donde el contenido de frecuencias alcanza hasta unos 80 Hz.

El proyecto cuenta con un área total (superficie) de aproximadamente 376.00 Km², en donde el número de estaciones fue de 13423 siendo el intervalo entre ellas de 60 m. y el número de disparos fue de 24637 en donde el intervalo entre estos también fue de 60 m. El proyecto total contiene 419675 puntos comunes en profundidad (cdps), para la elaboración de este proyecto se utilizaron 100838 puntos comunes en profundidad con el fin de minimizar tiempos de máquina y espacio en disco a ocupar, tomando en cuenta la posibilidad de realización de los objetivos planteados

En el levantamiento se utilizaron dos tipos de fuentes (dinamita y vibroseis), por esta razón, la diferente fase sísmica de los dos tipos de fuentes ya estaba corregida sobre los disparos de vibroseis debido a que éstos fueron minoría. Este proceso consistió en generar los volúmenes, analizando las zonas de solapamiento con el fin de ubicar zonas en ambos volúmenes de buena relación señal-ruido, obteniéndose la corrección de fase respectiva.

El procesamiento de los datos sísmicos para este proyecto contó con una serie de procesos que permitió cumplir con los objetivos establecidos, seleccionando para cada uno de los procesos los parámetros óptimos y realizando los controles de calidad necesarios para obtener resultados de buena calidad. Los pasos que se siguieron en la elaboración del trabajo especial de grado, se representa gráficamente en el siguiente diagrama de flujo:

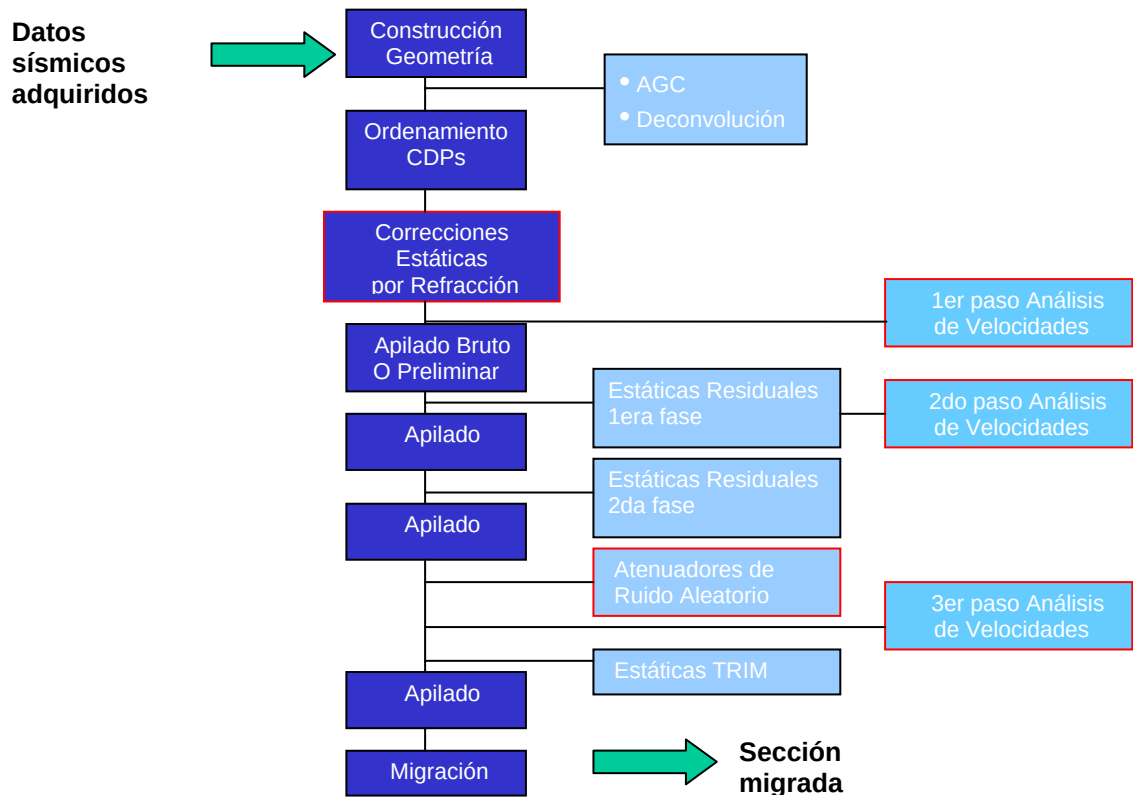


Figura 1.- Secuencia de procesamiento para el proyecto

CAPÍTULO I

EL PROBLEMA

1.1.- Planteamiento del Problema

Desde hace varios años la industria petrolera nacional se ha servido de técnicas tridimensionales (3D) para el procesamiento de datos sísmicos que al integrarse con la información geológica de la zona de estudio, ayudan a definir la existencia de estructuras capaces de entrapar hidrocarburos. El procesamiento tiene como finalidad generar una representación del subsuelo lo más cercana posible a la realidad. Las técnicas de procesamiento de datos sísmicos 3D se han ido optimizando con la inclusión de nuevas tecnologías.

Dentro del procesamiento de datos sísmicos existen diferentes pasos a seguir o aplicaciones de técnicas que permiten obtener secciones sísmicas de calidad como es la aplicación de filtros para la atenuación de ruidos aleatorios, correcciones estáticas y análisis de velocidades, entre otros. La calidad de las secciones sísmicas va a depender de la aplicación de técnicas que ameriten el caso.

En el estado Zulia, al noroeste de la Cuenca del Lago de Maracaibo y a una distancia de 35 Km. de la ciudad de Maracaibo, se encuentra el campo de producción La Concepción, en donde se realizó una adquisición de datos sísmicos 3D entre los años 1999-2000 que fue procesada, generándose secciones sísmicas que se interpretaron y posteriormente condujeron a perforaciones de pozos. En algunos casos los eventos que se representaron en las secciones sísmicas (Cretácico y Eoceno) no coincidieron con los eventos observados en los pozos, es decir, los tiempos de los eventos geológicos no concordaron. Hay que tomar en cuenta que los datos se adquirieron en su mayor parte con dinamita, pero en el pueblo La Concepción y zonas

adyacentes se tuvo que adquirir datos a través de vibroseis por seguridad a la población. Posiblemente, esto generó que la información obtenida fuese muy ruidosa.

En vista de lo anterior, en la actualidad se hace necesario reprocesar los datos sísmicos aplicando otros tipos de filtros para la atenuación de ruido aleatorio, aplicar correcciones de estáticas y realizar análisis de velocidades que contribuyan a la generación de secciones sísmicas 3D de mayor calidad para así tener una mejor representación del subsuelo y corregir esa diferencia en tiempo en los eventos ocurridos.

1.2.- Objetivos

1.2.1.- Objetivo General

Evaluar métodos para la corrección de estáticas de refracción, análisis de velocidades y atenuación de ruidos aleatorios para un volumen de datos seleccionados del levantamiento sísmico realizado en el campo La Concepción, al noroeste de la Cuenca del Lago de Maracaibo.

1.2.2.-Objetivos Específicos

- Aplicar filtros para la atenuación de ruido aleatorio pre-apilado y post-apilado en diferentes dominios como: trazas apiladas, disparos, receptores, tendido y grupos de cdps.
- Realizar las correcciones de estáticas por refracción usando los métodos de Inversión Lineal Generalizada (GLI) y Tomografía, definiendo los parámetros óptimos para cada uno de los métodos.

- Comparar los resultados de las correcciones estáticas por refracción de cada uno de los métodos.
- Realizar análisis de velocidades a través de métodos convencionales (Offset Común o COFF y Análisis de Velocidad Constante o CVA), y no convencionales (Análisis de Velocidades Anisotrópicas o Tomografía) tomando en cuenta la existencia de anisotropía en la zona.

1.3.-Justificación

La realización de este trabajo permitirá generar secciones sísmicas 3D que representarán el subsuelo del campo La Concepción ubicado al noroeste de la Cuenca del Lago de Maracaibo, y que posteriormente serán interpretadas permitiendo definir estructuras capaces de entrapar hidrocarburos. Esto ayudará a minimizar el riesgo económico al realizar las perforaciones de pozos y contribuirá al aumento de las reservas petroleras de la zona de estudio.

Metodológicamente, el aplicar diferentes herramientas para el reprocesamiento de los datos sísmicos adquiridos en la zona en estudio, permitirá disminuir el ruido y observar una mayor continuidad de los eventos ocurridos en el subsuelo, definiendo estas herramientas como las óptimas para ser utilizadas en zonas de características similares, como son: correcciones de estáticas de refracción utilizando el método de tomografía, aplicación de filtros pre-apilado y post-apilado para atenuación de ruido aleatorio y análisis de velocidades tomando en cuenta la existencia de anisotropía.

CAPÍTULO II

GEOLOGÍA

2.1.- Evolución Tectónica de la Cuenca de Maracaibo

La Cuenca de Maracaibo está afectada por numerosos eventos tectónicos que han controlado su configuración y tendencias estructurales. (Ostos, 1990) entre otros, le han atribuido un control directo con el origen y evolución de la placa del Caribe. Todos los modelos de evolución de la tectónica del norte de Venezuela tienen en común que se inician con la apertura continental durante el Jurásico.

Triásico - Jurásico

Este período de tiempo está representado por un régimen extensional, el cual se manifiesta en la Cuenca como horst, grabens y semigrabens de orientación NNE (asociados al período de rifting). Ostos (1990) plantea que como consecuencia de este evento se produce la depositación de sedimentos continentales de la Formación La Quinta compuesta por gruesos clásticos continentales, limolitas y arcilitas de color rojo.

Cretácico

Siguiendo a Lugo (1991), durante el Cretácico la Cuenca experimenta una subsidencia tectónica hasta el Aptiense que culmina con la sedimentación de la Formación Río Negro. A lo largo de este período se tiene una transgresión generalizada que cubre totalmente la plataforma de Maracaibo. La litología es principalmente carbonática de mar poco profundo, indicando así que estas rocas se formaron en un margen pasivo (Audemard, 1991). El carácter transgresivo de la

Cuenca de Maracaibo se debió mayormente a la subsidencia asociada a la carga sedimentaria en la plataforma tipo Atlántico, pero en el Cretácico Tardío (Campaniense – Maastrichtiense) comienza un período regresivo representado por los depósitos de la Formación Colón, Lugo (1991). Ostos (1990) menciona que el ciclo regresivo en la Cuenca de Maracaibo es producto de la colisión del Arco de Islas del Caribe contra el bloque de Sabastopol afectando la esquina noroeste de Sudamérica.

Paleoceno - Eoceno

Durante este período la Placa del Caribe se desplaza con dirección hacia el este, producto de la colisión del Arco de Islas de las Bahamas contra la parte norte de la Placa del Caribe, lo que generó una rotación en sentido horario de los terrenos transpresionales de Venezuela. La migración de estos terrenos transpresionales hacia el este, generó el desarrollo diacrónico de cuencas “foredeep” perisuturales a lo largo del norte de sudamérica, por lo que la sedimentación y la distribución de las unidades sedimentarias hacia el norte y noroeste de Venezuela estuvo controlada por la subsidencia de estas cuencas (Ostos, 1990).

Eoceno Tardío - Oligoceno

Otro evento importante en este período de tiempo es el levantamiento de la Sierra de Perijá, para la cual Shaga et al. (1984) c.p. Lugo (1991) en base a huellas de fisión determinaron que la historia de levantamiento comienza en el Oligoceno Tardío en su parte posteriormente con el levantamiento andino venezolano. Según Lugo (op. cit.) el levantamiento de Los Andes y Perijá se debe a la subducción Caribe – Nazca, el “foredeep” de Perijá asociado al levantamiento migró de oeste a suroeste del Lago de Maracaibo, y posee su frente de corrimiento convergencia al este.

Mioceno - Plioceno

Lugo (1991) interpreta que para el Mioceno Medio después de un período de quietud, la transpresión se incrementó hacia el norte a lo largo de las fallas de Icotea y Pueblo Viejo. En el Mioceno Tardío se genera un gran relieve estructural que genera al levantamiento de los Andes, debido a un acortamiento mayor en este período de tiempo. Para el Plioceno el Bloque de Maracaibo se encuentra bajo un régimen compresional de orientación N 160, y con una marcada transpresión en sus fronteras con la Placa de Sudamérica (Mathieu, 1989, c.p. Cardozo, 1996).

Pleistoceno - Reciente

Debido al contacto de la Placas de Nazca y Sudamérica que generó compresión en sentido este – oeste, trajo como consecuencia la generación y reactivación de corrimientos en dirección NS en la Sierra de Perijá, así como en el este y oeste de la Cuenca de Maracaibo; y la migración del “foredeep” en dirección noreste (Lugo, 1991).

2.2.- Geología Regional

2.2.1.- Generalidades de la Cuenca de Maracaibo

La Cuenca de Maracaibo contiene rocas sedimentarias que van desde el Jurásico hasta el Holoceno, sin embargo, la mayor parte de lo que fue la sedimentación ocurrió durante el Cenozoico. Se considera que esta cobertura sedimentaria es aproximadamente 10 Km, la cual descansa sobre el basamento.

Desde el punto de vista sedimentario, la cuenca presenta una alta complejidad debido a los procesos orgánicos ocurridos durante el tiempo geológico. Estos eventos

tienen su origen en los levantamientos de la Serranía de Trujillo en el Paleoceno al Eoceno temprano –Medio; seguido del levantamiento a lo largo de la Sierra de Perijá del Oligoceno al Mioceno y culminado con la elevación de los Andes de Mérida del Mioceno al Pleistoceno (Rojas, 2000).

Debido a lo antes expuesto la paleografía en el occidente de Venezuela es muy compleja, ya que las áreas positivas representan barreras que afectaban los procesos sedimentarios, siendo esto un factor determinante en la variabilidad de las facies sedimentarias que existen en la Cuenca de Maracaibo.

2.2.2.- Estratigrafía Regional

Basamento Paleozoico:

El Basamento en el Lago de Maracaibo está representado por dos unidades principales en el área de estudio, las rocas metasedimentarias de edad paleozoica de la Formación Mucuchachí orientación NW-SE a lo largo del Arco de Mérida y la Formación La Quinta que se encuentra rellenando el sistema de grabens jurásicos, que posee una orientación aproximada N-NE; al oeste de la zona de falla de Icotea (Lugo, 1991).

El Arco de Mérida es un alineamiento ancestral que recorre transversalmente los Andes de Mérida actuales, representado bajo la Cuenca de Maracaibo por rocas sedimentarias de origen pelágico metamorizadas de la Formación Mucuchachí y sus equivalentes de edad Mississipiense Tardío – Pérmico. Según Lugo (1991), su relación estratigráfica es controversial ya que es suprayacente a las rocas sedimentarias ordovícicas no metamorizadas de la Formación Caparo, por lo que si se consideran correctas las edades de ambas formaciones, el contacto entre éstas representa un hiatus de aproximadamente 120 Ma. El contacto superior con la Formación Sabaneta es discordante y marca un cambio abrupto de ambientes

sedimentarios, de depósitos continentales fluviales y aluviales de la Formación Sabaneta de edad Pennsylvaniense – Pérmico (González de Juana et al., 1980).

Debido a la ubicación del Campo La Concepción dentro de la zona occidental de la Cuenca de Maracaibo, la unidad considerada basamento corresponde al granito de El Palmar de composición granodiorítica, descrito por Hea y Whitman (1960 c.p. González de Juana et al., 1980) como de grano fino y color anaranjado, en algunas zonas y en otras, como a lo largo del Río Palmar, de color rosado a gris rosado de grano grueso, cuyas edades calculadas van desde el Paleozoico Superior hasta el Triásico. Rocas similares a éstas, han sido encontradas en el subsuelo de los campos petrolíferos Mara, El Totumo y La Paz, además de haber sido alcanzadas en el Campo La Concepción por algunos pozos ubicados al sur del Bloque 8 – Ramillete Centro (Avila, 1996).

Jurásico

El Jurásico en el occidente de Venezuela está caracterizado por la depositación de capas rojas continentales del grupo La Gé (Formación Tinacoa, Macoíta y La Quinta), presentándose solamente la Formación La Quinta en las regiones de los Andes de Mérida, en el área del Lago de Maracaibo y Trujillo (González de Juana et al., 1980).

La Formación La Quinta está representada por una secuencia de carácter clástico como limolitas y areniscas de color rojo ladrillo depositadas en un ambiente continental en el que alternan rocas sedimentarias de ambientes aluviales con depósitos lacustrinos o de agua salobre. Hacia el área de Perijá, el Grupo La Gé se interestratifica con rocas sedimentarias volcánicas, como areniscas piroclásticas (Volcánicas del Totumo) y tobas de composición intermedia (González de Juana et al., 1980). Después de la sedimentación de la Formación La Quinta, ocurrieron procesos erosivos que aplanaron las estructuras paleozoicas y mesozoicas en Perijá y

el área de los Andes de Mérida, pero remanentes de esta Formación se localizan en fosas que reciben la mayoría de los sedimentos durante el Cretácico Temprano.

Cretácico

Se depositaron sedimentos sobre una plataforma tectónicamente estable y registran una transgresión regional desde el Cretácico Temprano hasta el Paleoceno (Lugo, 1991). En el Barremiense se acumularon grandes espesores de sedimentos pertenecientes a lo que es la Formación Río Negro, la cual consiste en depósitos gruesos pobremente gradados, algunas veces conglomeráticos, de ambientes aluviales y fluviales, denominados por algunos autores como conglomerados basales, debido a que dicha formación representa el inicio del período transgresivo en el occidente del país. El contacto basal de la Formación Río Negro es discordante sobre las rocas de la Formación La Quinta.

El intervalo Albiense – Aptiense está representado por el Grupo Cogollo, el cual comienza con la Formación Apón de edad Albiense, que tiene un espesor promedio de 100 m. para el área del Lago de Maracaibo, que está constituida por calizas esqueléticas micríticas grises bien estratificadas alternando con limolitas margosas, algunas areniscas y lutitas, depositadas en una plataforma costera externa, la cual indica el primer avance de la transgresión cretácica. Para dicha Formación se interpreta un contacto en su base generalmente abrupto con la Formación Río Negro, aunque aparentemente concordante y ligeramente diacrónico (Cien, 1998).

La segunda transgresión marina de mayor magnitud tiene lugar en el Albiense, invadiendo todo el occidente del país, durante este período se deposita la formación Lisure de edad Albiense Tardío – Aptiense, está caracterizada por las calizas microcristalinas interestratificadas con lutitas calcáreas depositadas en una amplia plataforma externa. Hacia el sur – suroeste, esta Formación grada a una secuencia clástica de areniscas calcáreas con granos angulares de cuarzo y glauconita con

intervalos dolomitizados y secciones de intraclastos de la Formación Aguardiente. Su espesor alcanza los 120 m y su contacto en la base es concordante con la Formación Apón y en el tope es transicional con la Formación Maraca (Parnaud et al., 1998).

La Formación Maraca de edad Albiense Tardío - Cenomaniense Temprano, en su base consiste en una secuencia de areniscas cuarzosas, capas de carbón que gradan hacia calizas masivas marrones tipo packstone interestratificadas con lutitas negras, abundantes oncolitos, algunas oolitas, pellets, granos compuestos que terminan en un biostromo de pelecípodos que grada hacia las calizas bituminosas negras y laminadas, de la Formación La Luna. En cuanto a la interpretación ambiental se le atribuyen ambientes lagunales a intermarea en la base, que pasa a marino llano hacia el tope (Cien, 1998).

Seguidamente, la transgresión cretácica tuvo un fuerte pulso durante el Cenomaniense – Santoniense, específicamente en el Turoniense, donde se encuentra el pico de máxima transgresión marina, ya que la Formación La Luna se extiende mucho más hacia el sur en el occidente del país durante este período. La Formación La Luna es la roca madre de petróleo de mayor importancia en la Cuenca de Maracaibo, consiste típicamente de calizas y lutitas calcáreas fétidas, con abundante materia orgánica laminada, delgadamente estratificadas, de color gris oscuro a negro, esto se debe a que esta Formación se depositó en un ambiente euxínico, cuyas profundidades según Boesi et al (1988) van desde 100 m en el Turoniense. Esta Formación en general, suprayace concordantemente a la Formación Colón (Cien, 1998).

Posterior a todos los eventos transgresivos mencionados, durante el Barremiense – Santoniense, comienza un pulso regresivo y simultáneamente hacia el noroeste se da una colisión del Arco de Islas Volcánico, el cual forma una cuenca tipo “foreland”, en donde se depositan las facies lutíticas de la Formación Colón de edad Campaniense – Maastrichtiense (Parnaud et al., 1998). Esta Formación está

constituida en su base por el Miembro Socuy, el cual consta de 40 m de caliza margosa de colores claros con intercalaciones muy escasas de lutitas microfosilíferas gris oscuro a negras, macizas, piríticas y ocasionalmente micáceas o glauconíticas, con margas y capas de calizas subordinada. Las lutitas son más arenosas hacia la base y hacia la parte superior, donde cambia transicionalmente a la Formación Mito Juan (Cien, 1998).

La Formación Mito Juan de edad Maastrichtiense, depositada principalmente en ambiente litoral, está constituida por arcillas grises, verdosas y negras, localmente arenosas, en las cuales el contenido de limo y arena aumenta en sentido ascendente y en cuya parte superior se encuentran a veces capas delgada de calizas y areniscas (Cien, 1998). Esta unidad representa el estado final de la caída relativa del nivel del mar, durante el Cretácico Tardío (Lugo, 1991, c.p. Cardozo, 1996).

Durante el Cretácico Tardío se dan altas tasas de subsidencia. Lugo (1991) considera que si asume que las litologías, como la Formación Colón, son producto de tasas de sedimentación lentas, entonces la principal causa debe ser atribuida a subsidencia tectónica durante un episodio extensional renovado.

Paleoceno

La Formación Guasare indica la subida relativa del nivel del mar con depósitos de calizas generalmente glauconíticas intercaladas con areniscas y lutitas localmente glauconíticas o carbonáticas (González de Juana et al., 1980). La Formación Guasare representa una sedimentación de plataforma desarrollada en la porción central de la Cuenca de Maracaibo durante el Paleoceno. Su litología y contenido fosilífero corresponden a un ambiente marino nerítico, el cual estuvo sujeto a influencias de tipo deltaico (Cien, 1998).

En la zona occidental del Lago de Maracaibo, suprayacente a la Formación Guasare, se presenta la Formación Marcelina descrita por Hedberg y Sass (1937 c.p. González de Juana et al., 1980) para la zona noroeste del Distrito Mara como areniscas macizas, variablemente calcáreas, de color gris claro interlaminadas con lutitas grises oscuras y con numerosas capas de carbón, subbituminoso y bituminoso. Esta secuencia representa un ambiente de depositación paludal.

El emplazamiento de las napas de Lara comienza al norte de la Cuenca de Maracaibo a finales del Paleoceno, las cuales se desplazan gradualmente hacia el este, formando nuevas cuencas tipo “foreland”, una de ellas de orientación N20°W, paralela al margen noreste del Lago de Maracaibo y otras orientadas aproximadamente este-oeste frente a las napas. Esta deformación flexural se refleja en una serie de ciclos transgresivos y regresivos del Eoceno (Parnaud et al., 1995).

Eoceno - Oligoceno

La estratigrafía del Eoceno en la Cuenca de Maracaibo es difícil de calibrar debido a la falta de control paleontológico y los cambios de las facies sedimentarias, las cuales varían de ambientes marinos abiertos a condiciones sedimentarias más restringidas y continentales (Rojas, 2000).

Para el período Eoceno Temprano – Medio, Parnaud (1995) reconoce dos ambientes de sedimentación distintos para esta zona: para el sureste y suroeste de la Cuenca de Maracaibo, una depositación de sedimentos continentales de la Formación Mirador y una zona de plataforma interna a costera que ocurre en la parte central de la Cuenca y se refleja en areniscas y lutitas de la Formación Misoa.

La sedimentación de la Formación Misoa en la Cuenca de Maracaibo se extiende hasta finales del Eoceno Medio. La Formación Mirador consiste en areniscas de grano fino a medio, intercaladas hacia el tope con lutitas y delgadas capas de

carbón, depositadas en un ambiente fluvial durante el Eoceno Medio y Tardío (Cien, 1998), y se considera equivalente lateral de la Formación Misoa hacia el área de Perijá

Hacia finales del Eoceno cambia el área entera, presentando relieve positivo al este y noreste que separa la sedimentación continental de la Cuenca de Maracaibo, de una cuenca marina localizada en Falcón. El levantamiento al oeste y sur de la Sierra de Perijá y de la Cordillera Oriental Colombiana alimentan un sistema depositacional fluviodeltaico. Los sedimentos marinos fueron depositados en la parte oriental de la cuenca la cual estaba abierta hacia el mar. La base de esta secuencia corresponde sísmicamente a una discordancia que representa la erosión del Eoceno desde el oeste al este y erosión del Paleoceno en la sección sur de la Cuenca de Maracaibo (Parnaud et al., 1998). Al final del Eoceno se depositaron conglomerados litorales, arenas parálicas y lignitos (Van Andel, 1958, en Cardozo, 1996). Luego permaneció expuesta la cuenca durante el Oligoceno, erosionando intensamente esta zona, con condiciones de meteorización extrema y acción eólica que resultaron en rellenos esporádicos de depresiones (González de Juana et al., 1980).

Según Parnaud et al (1995) la circulación marina continúa en la Cuenca Barinas – Apure y se extiende hasta la Cuenca de Maracaibo entre finales del Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano.

Oligoceno – Mioceno

La Formación Icotea de edad Oligoceno consiste en limolitas y arcilitas, ocasionalmente carboníticas. Aunque se presenta de manera muy esporádica en el subsuelo del Lago de Maracaibo, se han reportado capas ocasionales de lutitas y areniscas, siendo frecuentes las esferolitas de sideritas. Sutton (1946, c.p. Cien, 1998) postula la posibilidad de que estos sean depósitos eólicos en las zonas remanentes de

la superficie de la discordancia del Eoceno. El color blanquesino y la presencia de las esferulitas de siderita, indican condiciones reductoras (Hass y Hubman, 1937).

Según Hedberg y Sass (1937, c.p. González de Juana et al., 1980) existe una equivalencia lateral de la Formación Icotea con la parte inferior del Grupo Fausto, constituidas por las areniscas feldespáticas macizas y mal escogidas de la Formación Ceibote y lutitas abigarradas, asociadas esporádicamente a lignito, siendo esta secuencia correspondiente a ambientes continentales.

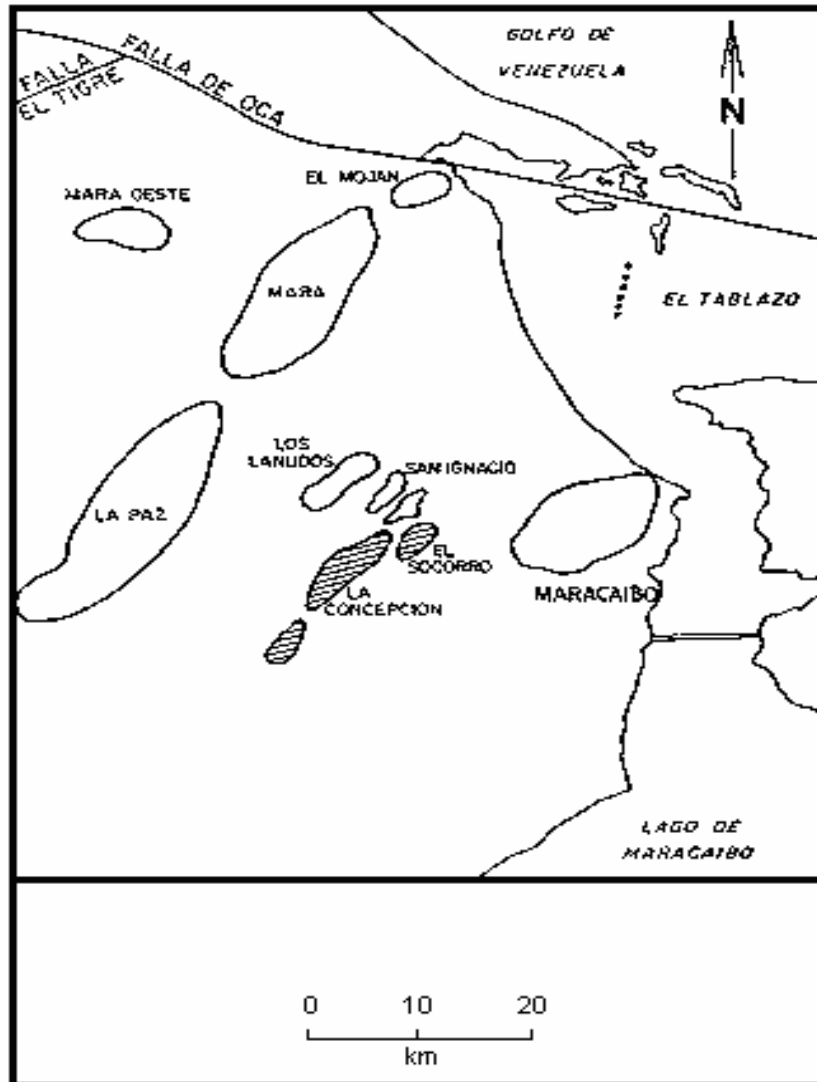
Mioceno – Holoceno

Durante el Mioceno medio persiste la sedimentación marina en la Cuenca de Maracaibo, pero cambia gradualmente a una paleografía de agua dulce, mientras el ambiente marino se retira hacia el norte (Parnaud et al., 1998). Una nueva fase transgresiva se inicia en el Mioceno medio, cubriendo de un mar poco profundo la mayor parte de la Cuenca de Maracaibo, depositando la Formación La Roca. (Cien, 1998), que consiste esencialmente de lutitas verdosas, fosilíferas, intercaladas con arenisca (González de Juana et al., 1980).

La Formación La Villa ha sido descrita como arcilitas, limolitas y areniscas no consolidadas, aunque en algunos lugares presenta cementación secundaria de óxidos de hierro, de color pálido, pudiendo presentar localmente abigarrada. Para esta Formación se estiman en el subsuelo unos 1350 m de espesor y una edad de Mioceno medio a tardío, su contacto superior es discordante con la Formación El Milagro (Cien, 1998).

La Formación El Milagro está constituida por areniscas friables y arenas no consolidadas, de color gris a crema amarillento, de grano fino a conglomeráticas interestratificadas con estratos duros de arcilita ferruginosa discordante sobre todas las unidades más antiguas y según Graf (1969, en González de Juana et al., 1980) se

deposita sobre un amplio plano costanero y de poco relieve, como sedimentos fluviales y paludales sometido a meteorización y anegamiento como mínimo tres veces durante el Cuaternario. El tope de la Formación El Milagro aflora o se encuentra cubierta por espesores delgados de suelo y aluvión reciente (Cien, 1998).



*Figura. 2.1.- Ubicación de la zona en estudio (Campo La Concepción).
Tomada del Léxico Estratigráfico de Venezuela*

2.3.- Geología Local

2.3.1.- Generalidades

En el campo petrolífero La Concepción se descubrió petróleo en el año 1924 cuando la Venezuela Oil Concessions (Shell) perforó el pozo C-1, localizado mediante geología de superficie, comenzando su producción en formaciones eocenas en el año de 1948 (Ávila, 1996).

La mayor parte del crudo eoceno oscila entre 27^a y 38^a API con un porcentaje de agua de 5.5% y 6.3% mientras que el proveniente de yacimientos cretácicos tiene alta gravedad de petróleos livianos (Cien, 1998).

El Eoceno del Campo La Concepción, tal como se interpreta en estudios integrados realizados por la industria petrolera, es compatible con áreas vecinas y cumple con el modelo geológico regional establecido para la Cuenca de Maracaibo.

2.3.2.- Condiciones de acumulación de hidrocarburos

En las formaciones que integran el intervalo Cretáceo se cumplen condiciones para la generación y acumulación de hidrocarburos, en donde la roca madre la constituye la Formación La Luna, de origen kerógeno generadora probablemente del más del 90% del hidrocarburo. La roca almacén la representa la Formación Colón, las calizas de la Formaciones La Luna y Apón. La roca sello la constituyen las lutitas de la Formación Colón cubriendo los reservorios del Cretáceo y del basamento.

2.3.3.- Tipos de trampas

- *Trampa estructural*: es la más relevante en el área y está marcada por condiciones sellantes de casi todas las fallas presentes, dando como resultado

que cada uno de los bloques de campo tenga un comportamiento de producción particular e independiente.

- *Trampa estratigráfica:* es el resultado de la lenticularidad de los cuerpos de arenas. Los gruesos cuellos lutíticos que actúan como sellos de los yacimientos como las lutitas del Miembro Boscán, depositadas sobre la superficie de erosión local que afectó a las arenas superiores del Campo La Concepción, especialmente en la parte central, constituyen un sello vertical para la acumulación de hidrocarburos.

EDAD (10 ⁶ AÑOS)		OESTE ALPUF	ESTE DE ALPUF	LA CONCEPCION
0	CUATERNARIO		EL MILAGRO	EL MILAGRO
	PLIOCENO		ONIA	
	MIOCENO	S LA VILLA	LA VILLA	LA VILLA
		M LOS RANCHOS	LOS RANCHOS	
		I CUIBA	CUIBA	
50	OLIGOCENO	MACOA	MACOA / LA ROSA	MACOA
		PEROC	PEROC / IOTEA	PEROC
		LA SIERRA		
	EOCENO	S		
		M MISOA	MISOA	MISOA
100	PALEOCENO	I		
		MARCELINA	MARCELINA	
		GUASARE	GUASARE	GUASARE
	CRETACEO	SUPERIOR	MITO JUAN	MITO JUAN
			COLON	COLON
			SOCUY	
150	CRETACEO		LA LUNA	LA LUNA
			COGOLLO	COGOLLO
			RIO NEGRO	RIO NEGRO
	PRE - CRETACEO	INFERIOR		
		BASAMENTO	BASAMENTO	BASAMENTO

Figura 2.2.- Tabla de Correlación del Campo La Concepción.
Tomada del Léxico Estratigráfico de Venezuela

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1.- Introducción

Dentro de una secuencia de procesamiento convencional son muchos los aspectos teóricos que se deben tener en claro con el fin de poder realizar un procesamiento óptimo de los datos, éstos presentan problemas que a veces son muy propios, debido a las condiciones geológicas de la zona y a los parámetros de adquisición, por lo cual el conocimiento de cómo actúa determinado algoritmo al ser aplicado a los datos nos permite ajustar los parámetros para que éste realice el mejor trabajo posible sobre ellos. Yilmaz (1987) menciona que existen 3 pasos importantes del procesamiento sísmico: deconvolución, apilado y migración.

Procesos secundarios son implementados en diversas etapas de la secuencia con el fin de acondicionar y mejorar los datos para que el trabajo hecho por la deconvolución, apilado y migración sea el mejor (Yilmaz, 1987).

3.2.- Secuencia Básica de Procesamiento

Existen tres etapas principales en el procesamiento de datos sísmicos. Usualmente se aplican en el siguiente orden (Yilmaz, 1987):

- Deconvolución
- Apilamiento
- Migración

La deconvolución actúa a lo largo del eje del tiempo. Trata de remover la ondícula sísmica básica de la traza sísmica grabada y por lo tanto incrementar la resolución vertical. La deconvolución consigue este objetivo comprimiendo la ondícula sísmica. El apilamiento es un proceso en donde la idea es llevar las trazas a cero “grupos de CMP” y luego sumándolas a lo largo del eje de distancia fuente-receptor (offset). El propósito de la migración es tratar de mover los eventos buzantes a su verdadera posición y colapsar las difracciones, que impiden delinear características del subsuelo tales como planos de fallas. En este sentido, la migración es un proceso de deconvolución espacial que mejora la resolución espacial (Yilmaz, 1987).

Todos los demás procesos pueden ser considerados secundarios. Sin embargo, ayudan a mejorar la efectividad de los procesos primarios. Muchos de los procesos secundarios son diseñados para hacer los datos compatibles con las suposiciones de los tres primeros procesos primarios (Yilmaz, 1987).

3.3.- Demultiplexado

Para poder entender el proceso del demultiplexado es necesario conocer primero el proceso del multiplexado que toma lugar en los instrumentos de campo. Los equipos de campo están diseñados para grabar a un mismo tiempo la información procedente de diferentes canales. Para tratar de ordenar la multiplicidad de canales sísmicos, el canal digital 1 está compartido en el sistema de campo. Comenzando a examinar un tiempo, la primera muestra desde el canal 1 es registrado seguido por la primera muestra del canal 2 y así hasta la primera muestra de todos los canales que han sido registrados. Después un segundo tiempo es examinado comenzando con el nuevo registro desde el canal 1 seguido por el nuevo registro del canal 2 y así sucesivamente con todos los canales del proyecto. El proceso demultiplexado reversa el proceso multiplexado y produce registros digitales separados por cada canal

sísmico, es decir, reordena la información de tal forma que todas las muestras de una misma traza estén una a continuación de la otra en forma secuencial (Espey, 1982).

3.4.- Preprocesamiento

De acuerdo con Yilmaz (1987), la geometría de campo es uno de los primeros pasos que se realiza luego del demultiplexado de los datos. La localización de los disparos y los receptores es grabada en el encabezado de las trazas y algunos cambios en estos datos se registran en el reporte del observador. Muchos tipos de problemas de procesamiento aumentan debido a la mala disposición de la geometría de campo. El preprocesamiento también incluye la edición de trazas. Las trazas ruidosas o señales con monofrecuencia son borradas, mientras que las trazas con polaridad inversa son corregidas.

3.4.1.- Geometría

En la fase de adquisición en campo se graban los registros sísmicos los cuales deben tener una relación con los reportes del observador en lo que se refiere a la ubicación (coordenadas y elevaciones) de las fuentes y receptores, número de canales por cada registro, receptores activos para cada disparo y primer y último receptor para cada disparo, además de cualquier modificación realizada durante el levantamiento.

Toda esta información es almacenada en el programa de computación el cual organizará las trazas de los registros sísmicos en grupos de trazas que pertenezcan a un mismo Punto Común en Profundidad. Este proceso de incorporar y mezclar la información obtenida en campo, se le conoce como *Geometría*.

3.4.2.- Edición de Trazas e Inversión de Polaridad

La edición de trazas es un paso importante que podría ser realizada a través de un análisis después que los datos de campo hayan sido procesados. Esto puede ser hecho por un estudio cuidadoso una vez visualizados los registros sísmicos en el computador. En esta etapa del procesamiento las trazas malas o no deseadas generadas por receptores dañados o desactivados por problemas en la adquisición, pudiendo ser editado un registro completo. Este paso es importante ya que la errada edición podría degradar la sección sísmica (Espey, 1982).

La secuencia de canales y polaridad dependen de la conexiones del cableado y los instrumentos de grabación. Las pruebas son realizadas varias veces para chequear secuencia y polaridad. Un buen control de calidad para detectar polaridad en las trazas en la realización de apilados en el dominio de estaciones después de aplicar los métodos para el calculo de las estáticas (Espey, 1982).

3.4.3.- Definición de las primeras llegadas

La principal información que se tiene son las primeras llegadas con las cuales se construye un modelo del subsuelo. Para la selección de las mismas se debe tomar en cuenta el picar los valles o los picos del perfil de la ondícula, criterio que se debe mantener durante toda la etapa de selección de las primeras llegadas que conforman el proyecto. En esta etapa del procesamiento se debe tener mucho cuidado ya que la selección errada de las primeras llegadas traería malos resultados. Se debe chequear cada uno de los registros del proyecto, editando trazas y registros no deseados. El programa computarizado utilizado almacena toda esta información. Además, esta fase representa el último control de calidad de la Geometría en donde se aplica una corrección de velocidad lineal (LNMO) horizontalizando las primeras llegadas.

3.4.4.- Recuperación de Amplitudes

Con el fin de compensar las pérdidas por la atenuación de amplitud a causa de la evolución o tránsito del frente de onda a través de las capas que conforman a la tierra, se produce al inicio de la etapa de recuperaciones de la amplitud original (Yilmaz, 1987).

Se debe remover la ganancia almacenada en los registros sísmicos de campo, generado por un rango dinámico de los sistemas de grabación, esta ganancia, incluida en los datos sísmicos en las cintas de campo, se le conoce como ganancia de campo, la cual se debe remover, devolviendo al registro su amplitud verdadera y se debe realizar antes de aplicar la nueva curva de ganancia para la recuperación de las amplitudes perdidas y recuperar las reflexiones en la parte profunda del registro.

3.4.4.1.- Recuperación de Amplitudes por Ganancia Exponencial

Para recuperar las amplitudes por el método exponencial, se ajusta una curva de ganancia, la cual varía con el tiempo y está diseñada para compensar la pérdida de amplitudes por el efecto de divergencia esférica, así como por la atenuación de la ondícula en el frente de onda, al interactuar con el medio elástico, no homogéneo e isotrópico (Yilmaz, 1987).

La recuperación de amplitudes por el método de ganancia exponencial utiliza la siguiente ecuación:

$$G(t) = At^n \quad \text{Ec (3.1)}$$

Donde:

G(t) : Amplitud de la traza de salida al tiempo.

A : Amplitud

t : Tiempo en segundos donde el ajuste de amplitud se realiza

n : Valor del exponente

3.4.5.- Croscorrelación

La croscorrelación es una operación matemática entre dos funciones para evaluar el grado de similitud entre dos o más señales, definida por la siguiente expresión analítica (Pereira, 1989):

$$\rho_{12}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} f_1(t) f_2(\tau + t) dt \quad \text{Ec (3.2)}$$

La utilidad del proceso conocido como croscorrelación es amplia. Esta operación se involucra en los algoritmos de correcciones estáticas residuales y en los programas de deconvolución.

3.4.5.1.- Autocorrelación y Autocorrelogramas

La autocorrelación es la croscorrelación de una serie de muestras en el tiempo, consigo misma (Pereira, 1989).

$$\rho_{11}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} f_1(t) f_1(t + \tau) dt \quad \text{Ec (3.3)}$$

La función de autocorrelación es parte indispensable en el algoritmo de deconvolución. Es una función par, que contiene toda la información de amplitud de las funciones autocorrelacionadas. La autocorrelación no contiene ningún tipo de

información sobre la fase de la función autocorrelacionada y su máximo es alcanzado cuando el desplazamiento es igual a cero y por ende denota la energía total de la función.

El autocorrelograma es la presentación gráfica de una autocorrelación sobre un grupo de trazas sísmicas y es uno de los análisis que se requieren aplicar a los datos sísmicos, con el objeto de seleccionar los parámetros más convenientes para aplicarlos en la deconvolución (Pereira, 1989). Por otro lado, el autocorrelograma da una idea de *similitud promedio* de las ondículas de una traza sísmica en una ventana determinada y también es representativo del contenido de frecuencias de esas ondículas en la misma ventana (Pereira, 1989).

El autocorrelograma es una buena herramienta o medida para detectar tanto las reverberaciones como los múltiples asociados en una traza sísmica (así como del contenido de frecuencias en las mismas). Usando los autocorrelogramas se puede definir un operador de deconvolución, que colapse las ondículas de corto período dentro de una traza sísmica, en un impulso (spike), removiendo de este modo, todas las posibles reverberaciones y múltiples que pudieran existir en esa traza sísmica. Se debe esperar que después de la aplicación del operador de deconvolución, el autocorrelograma de una traza sísmica aparezca como un impulso (Pereira, 1989).

3.5.- Deconvolución

Se considera un simple caso, donde se realiza un disparo sísmico en un punto de disparo (s) y se recibe éste en un receptor (R), (figura 3.1). En este ejemplo se considerarán las reflexiones desde cuatro capas. Si se registran estas reflexiones en una situación ideal, el receptor (R) permanecería estable hasta la llegada de la primera reflexión y después regresarán a la posición estacionaria otra vez. Estas repetirían este movimiento para cada una de las reflexiones. Si se visualizan en un sismograma una

situación ideal, se obtendría un sismograma como se observa en la figura 3.2, las reflexiones se manifestarían como una serie de pulsos (Barragán, 1991).

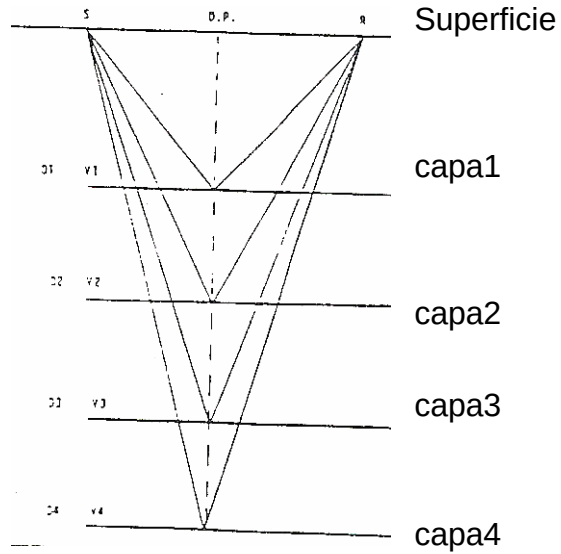


Figura 3.1.- Trayectoria de la onda sísmica a través de cuatro capas. Modificada de Barragán, 1991.

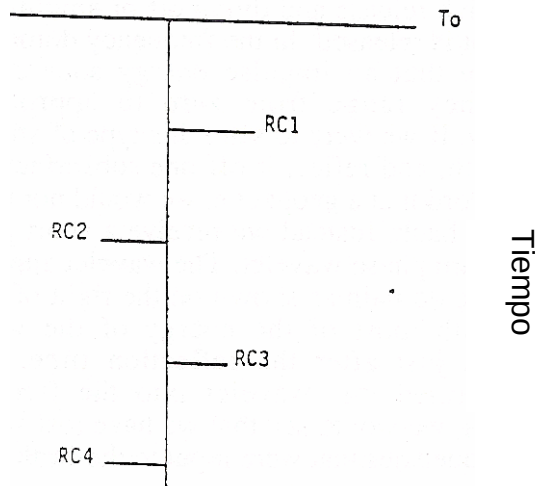


Figura 3.2.- Sismograma ideal. Modificada de Barragán, 1991.

El tamaño del pulso depende del coeficiente de reflexión, el cual depende de los cambios de densidad y velocidad en las interfaces de las reflexiones. Las densidades de las rocas no cambian mucho, usualmente están entre 2–3 gm/cm³, por lo tanto, más que las variaciones de densidad, son los cambios de velocidades entre las rocas que definen de alguna manera el coeficiente de reflexión (Barragán, 1991).

Coeficiente de Reflexión (C.R.):

$$C.R.. = \frac{\rho_2 * V_2 - \rho_1 * V_1}{\rho_1 * V_1 + \rho_2 * V_2} \quad \text{Ec (3.4)}$$

Donde:

ρ : densidad de las rocas

V : velocidad

Se puede observar de la ecuación (3.4), que mientras más es la diferencia velocidad/densidad entre 2 capas, mayor sería el coeficiente de reflexión. También, si el producto entre la velocidad y densidad es más grande para la capa superior que la de la inferior, el coeficiente de reflexión sería negativo (Barragán, 1991).

El tamaño de los pulsos sobre un sismograma ideal mostrada en la figura 3.2, sería dependiente del perfil de velocidad - densidad de la onda sísmica viajando a través de la roca. Si se es capaz de registrar este tipo de sismograma ideal, el procesamiento de datos y su interpretación sería mucho más fácil. El problema es que el mundo real, un sismograma para estas cuatro reflexiones se visualizarían como en la figura 3.3. En vez de un pulso, cada reflexión es representada por una señal de fase mínima. La idea detrás del proceso de deconvolución es que este intenta devolverle a cada señal registrada, la forma de un pulso para cada reflexión. En otras palabras, la deconvolución trata de crear un sismograma ideal (Barragán, 1991).

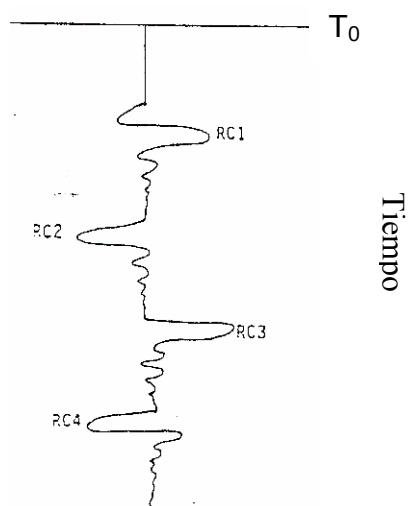


Figura 3.3.- Sismograma real. Modificada de Barragán, 1991.

El pulso generado por una fuente sísmica viaja a través del subsuelo convolucionándose con la sección litológica. A cada cambio de impedancia (C.R.), una nueva ondícula es generada y la señal resultante grabada va a estar compuesta por la superposición de varias ondículas (Pereira, 1987).

Cuando se transforma desde el dominio del tiempo al dominio de la frecuencia, se puede representar la traza sísmica usando dos gráficas. Una de ellas es la gráfica de amplitud vs. frecuencia, y la otra es la gráfica de fase vs. frecuencia. Una traza sísmica puede ser considerada de cómo esta siendo construida desde una serie de ondas senosoidales, todas con diferentes amplitudes y todas fuera de fase entre ellas. Cuando estas ondas senosoidales son sumadas, se obtiene una forma de onda compleja, la cual representa la traza sísmica. En la figura 3.4, una onda sísmica es mostrada en el dominio de tiempo y frecuencia. Una traza sísmica sería construida por una serie de todas estas ondas diferentes. En el dominio de la frecuencia esta onda es construida por un rango de frecuencias con amplitudes relativas mostradas sobre un gráfico de amplitud vs. frecuencia (figura 3.4 (b)). El gráfico de fase vs. frecuencia muestra la relación de fase de estas frecuencias (figura 3.4 (c)), (Barragán, 1991).

La onda mostrada en la figura 3.4 (a), representa una onda de fase mínima. La razón de recibir esta tipo de ondas, en cambio de un pulso, es debido a un número de razones. Primero, no todas las frecuencias de entrada a la tierra son retornadas a los receptores. Algunas frecuencias, particularmente frecuencias altas, son filtradas por la tierra. Segundo, como la onda sísmica pasa a través de la tierra, diferentes retardos de fases son impuestos sobre diferentes frecuencias. La tercera razón, es debido a pequeños períodos de múltiples. La onda rebota alrededor de poco tiempo antes de que ésta finalmente sea registrada (Barragán, 1991).

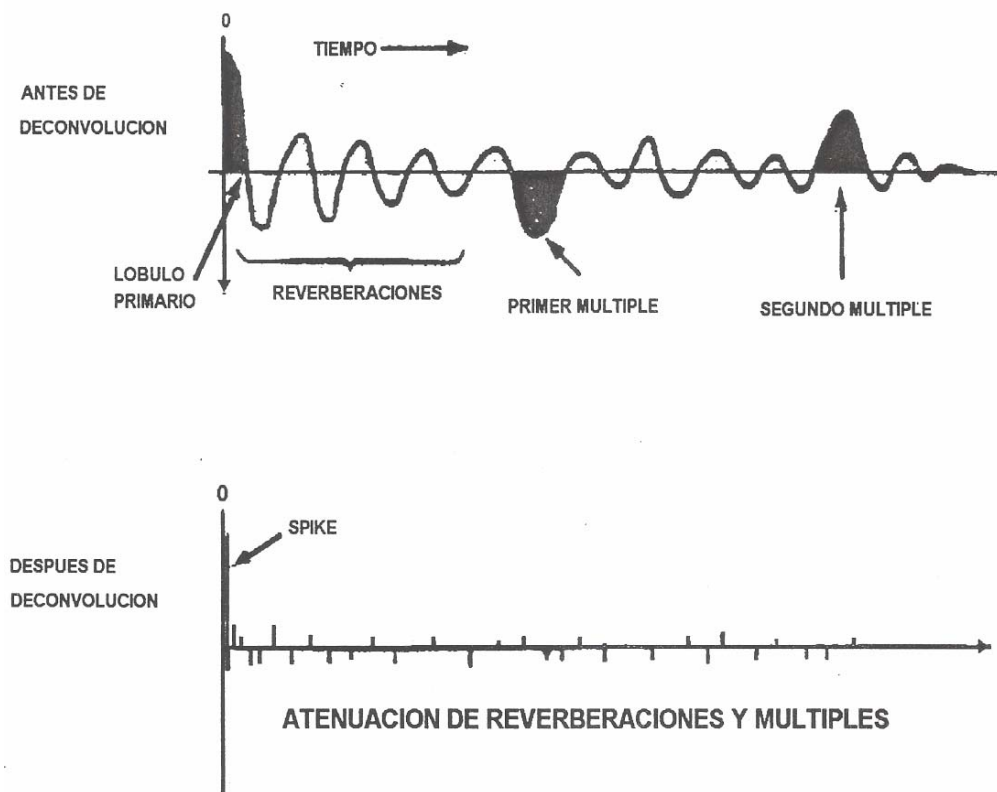


Figura 3.4.- Autocorrelograma de una traza sísmica antes y después del proceso de deconvolución. Modificada de Barragán, 1991.

Todas las ondas registradas en el receptor desde las reflexiones, son de fase mínima por el retraso causado por la tierra. Para los datos obtenidos con vibraseis, cuando se realiza aparte la correlación se colapsan las señales de reflexión para ondas de corto período, también se crean ondas de fase cero. Estas ondas de fase cero son

complicadas por el hecho que los múltiples de períodos cortos, apareciendo después el tiempo de reflexión, son todavía de fase mínima (Barragán, 1991).

La tierra y los instrumentos de registros actúan como filtros. La tierra ha filtrado el pulso de entrada, y se obtienen ondas de otro período. En la realidad, se piensa que multiplicando los pulsos producidos, por un factor, se obtienen ondas de corto período. Este factor es llamado “operador de filtrado”. Por lo tanto, se toman los pulsos de entrada y se transforman en una onda de corto período. En términos matemáticos, la aplicación de este operador a los pulsos es conocido como “convolución”. Este es siempre simbolizado por un asterisco. En otras palabras, la tierra ha convolucionado algún tipo de operador con una fuente de pulso para generar una onda de período corto.

Lo que realmente se quiere registrar, es una serie de pulsos en cada interfase de reflexión, justamente como el sismograma ideal de la figura 3.2. Si se puede encontrar un proceso el cual eliminara el efecto de filtrado de la tierra, esto sería posible para regresar cada reflexión de onda de corto período a un pulso. Para lograr esto se deben hacer tres cosas. Primero se tiene que regresar a todas las ondas las frecuencias que han sido filtradas por la tierra. Esto se le conoce como “balanceo espectral” de la ondícula. Segundo, se tiene que hacer aparecer el pulso en el tiempo de reflexión sobre el sismograma, y tercero, se tiene que remover cualquier múltiple que esté presente. ¿Que se trata de hacer para la anulación del filtrado o efecto de deconvolución de la tierra?, es deconvolver los datos, o en otras palabras remover el efecto de convolución del filtro de la tierra desde los datos. Por lo tanto, el proceso por el cual se trata y devuelve ondículas de corto período a pulsos es conocido como “Deconvolución”. Básicamente, un proceso de deconvolución envuelve buscando el filtro inverso al filtro de la tierra y después aplicar éste a cada ondícula sísmica esperando devolver esta a un pulso. Actualmente no se ha podido devolver completamente este a un pulso, solo a una aproximación (Barragán, 1991).

El proceso de deconvolución es similar a la correlación. Para realizar la convolución sobre una traza sísmica se debe mover un operador por la traza una muestra en tiempo, multiplicando y sumando. Cuando se habla de correlación de vibroseis, el operador usado es el barrido. La convolución difiere de la correlación en que el operador es reversado en tiempo (Barragán, 1991).

Una muestra sísmica es una serie de números de muestras por la rata de muestreo, es decir, una llegada de números. Así también, un operador es también una llegada de números. Durante la convolución o correlación, se multiplican y suman dos llegadas para dar una tercera llegada (Barragán, 1991)

3.5.1.-Tipos de deconvolución

- Deconvolución Impulsiva
- Deconvolución Predictiva
- Deconvolución de Fase Mínima
- Deconvolución de Fase Cero

La deconvolución impulsiva es el tipo normal de deconvolución empleada y su objetivo es comprimir las ondículas de respuesta y por ende, reducir las reverberaciones. La deconvolución impulsiva nivela el espectro de amplitud tanto de los componentes coherentes con la señal, como del ruido sísmico. Sin embargo, esto último se soluciona mediante la aplicación de un filtro. Es decir, bien se filtra la mayor cantidad de ruidos antes de la deconvolución, o bien se filtran estos componentes después de la deconvolución, una vez nivelados en los espectros (Pereira, 1987).

Este tipo de deconvolución trata de convertir cada reflexión primaria en un impulso con longitud predictiva de una muestra de duración en el tiempo y supone que la señal reflejada de cada interfase, es de fase mínima (Pereira, 1987).

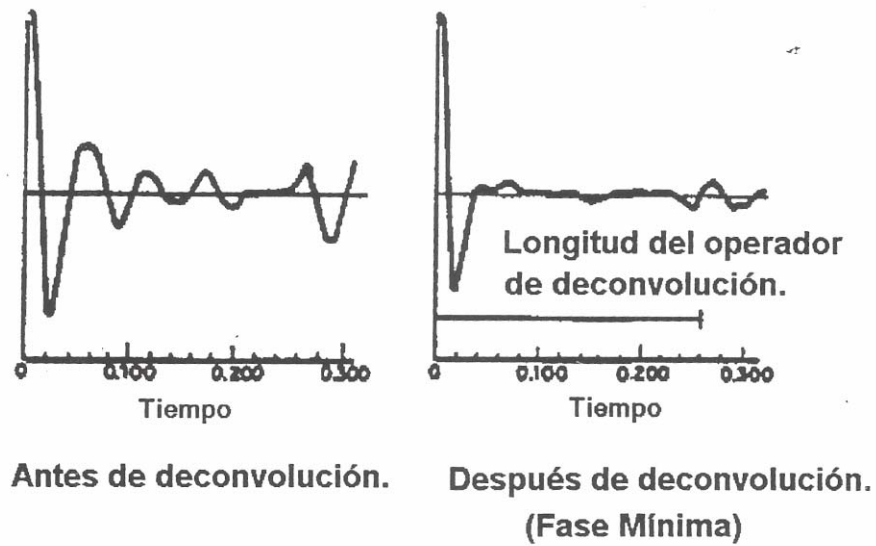


Figura 3.5.- Efecto de la deconvolución impulsiva sobre el espectro de amplitud. Tomada de Pereira, 1987.

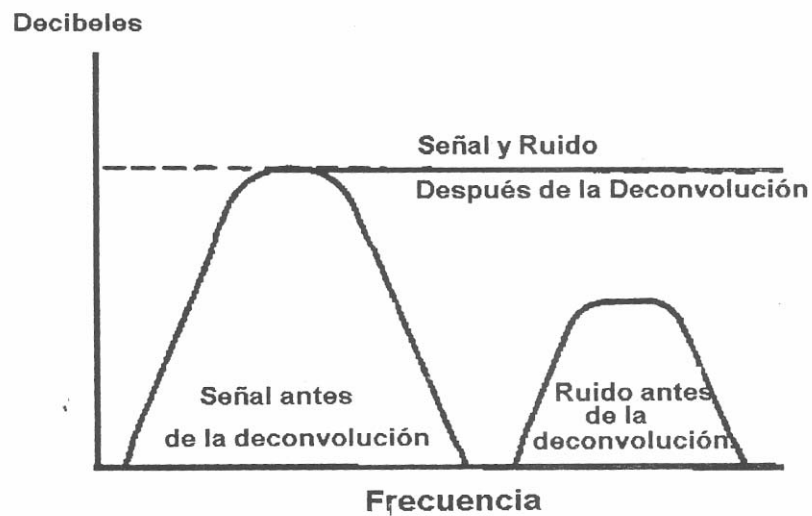


Figura 3.6.- Ondícula antes y después de aplicar la deconvolución impulsiva. Tomada de Pereira, 1987.

La técnica predictiva permite controlar y especificar al grado de resolución en la ondícula deseada. Eventos periódicos pueden ser atenuados selectivamente con este método, el cual utiliza una distancia predictiva (α), que comúnmente es tomada en el

eje de los tiempos de la función de autocorrelación, como la distancia comprendida entre el valor máximo de la frecuencia hasta el primer o segundo cruce con cero. Con esta distancia predictiva se pretende especificar la parte de la ondícula que se desea preservar y la que se desea atenuar (Pereira, 1987).

La deconvolución predictiva parte de la señal reflejada de cada interfase. La deconvolución no trata de comprimir la señal, solo la parte final de la señal es deconvolucionada. Se debe especificar el tiempo a partir del cual se desea que se haga la deconvolución (Pereira, 1987).

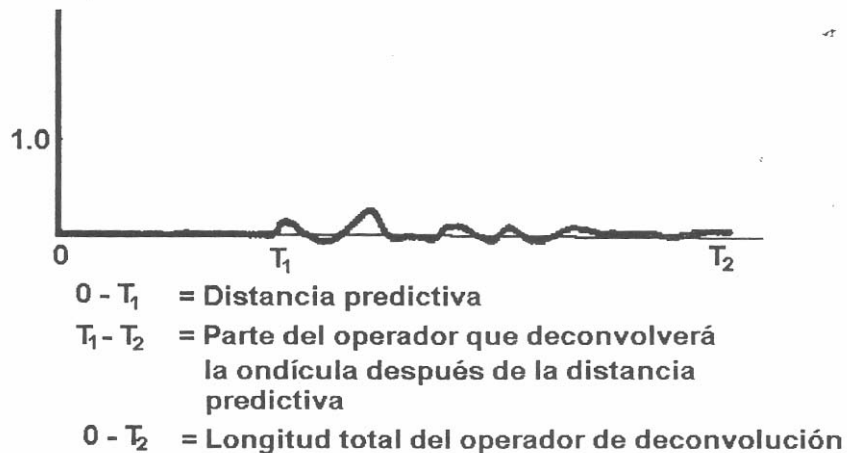


Figura 3.7.- Forma del operador de deconvolución predictiva en el dominio del tiempo. Tomada de Pereira, 1987.

La deconvolución predictiva tiene el efecto de preservar el lóbulo primario de la ondícula de reflexión, y el objetivo es devolver a cada ondícula a un pulso. Se tiene justamente visto que para la deconvolución después del apilado se usa la deconvolución predictiva, porque no se quiere interferir con la ondícula de reflexión, solo se quiere atenuar múltiples de largo período. Para la deconvolución después del apilado, el objetivo es devolver cada onda de reflexión a un pulso. Devolver cada reflexión a un pulso, solo es válido si la fuente de entrada es un pulso. Para fuentes tal como dinamita, se logra un pulso de entrada. Para fuentes tal como vibroseis, la

cantidad de frecuencias de entrada a la tierra es limitada, y estas solo se aproximan a generar un pulso de entrada. Otras fuentes de golpeo o peso no generan las frecuencias altas como dinamita. Por lo tanto, para fuentes tal como dinamitas y pistolas de aire, la deconvolución impulsiva después del apilado es usada (Barragán, 1991).

El vibroseis introduce el problema de fase mínima y de fase cero. Después de la correlación de Vibroseis, cada ondícula de reflexión esta en fase cero en lugar de fase mínima. Para un impulso de energía, una deconvolución de fase mínima es usada. La deconvolución de fase mínima blanquea los espectros y corrige los retardos de fase. La deconvolución de fase cero solo blanquearía el espectro y no modificaría la fase. Un método para deconvolucionar los datos adquiridos con vibroseis es el uso de la deconvolución de fase mínima con un retardo predictivo. Este permitiría la atenuación de múltiples y reverberaciones de la ondícula los cuales son de fase mínima (Barragán, 1991).

3.5.2.- Parámetros Utilizados por los Programas Computarizados para Realizar el Proceso de Deconvolución

- Longitud del Operador
- Distancia Predictiva
- Cantidad de Ruido Blanco a Añadir
- Ventana de Diseño
- Ventana de Aplicación

Primero el programa necesita alguna información sobre el tipo de operador que se quiere usar. Se debe realizar un análisis para definir la longitud del operador. Este es definido por el número de muestras en el operador. El analista selecciona la longitud del operador, sobre la base de las reverberaciones o múltiples más largo que se desea atenuar (Barragán, 1991).

Antes de la deconvolución, un autocorrelograma de una traza sísmica mostrará reverberaciones y múltiples después del primer lóbulo. Si se desea atenuar estos múltiples, se debe tener un operador en el cual sea más largo que el múltiple más largo (Barragán, 1991)

Por lo tanto, cuando se procesa una línea, se realiza un análisis de deconvolución sobre registros de muestras para determinar la longitud del operador. Para realizar esto, un programa especial de análisis de deconvolución es usado, la cual divide cada registro de campo en ventanas de tiempo y después autocorrelaciona cada traza sísmica en cada ventana de tiempo (Barragán, 1991).

Para seleccionar la ventana de tiempo para cada registro, se necesita mirar en las reflexiones y los primeros quiebres sobre cada registro seleccionado para el análisis. La ventana de tiempo comienza a ser seleccionada justo debajo de las primeras llegadas. Las refracciones no deben ser incluidas dentro de la ventana, cerrando la ventana hasta donde se visualice información de los datos o hasta la zona de interés (Barragán, 1991).

Teniendo seleccionadas las ventanas de tiempo para cada registro de muestra, estos registros pueden ser después incluidos para el programa de análisis de deconvolución. Algunos de estos programas arrojan autocorrelogramas individuales para cada traza sísmica en cada registro en cada ventana. Todos los autocorrelogramas son mostrados y se identifica las reverberaciones y múltiples asociados con cada autocorrelograma. Usualmente, cuando la selección de la longitud del operador, solo uno es seleccionado para una línea completa. Como sea, en algunos casos se podría querer variar la longitud del operador a lo largo de la línea. La aplicación de la longitud del operador no es usado en todo el tiempo registrado debido a la cantidad de tiempo de computadora necesaria para el proceso de deconvolución (Barragán, 1991).

Otro de los parámetros requerido para el proceso de deconvolución está relacionado para el diseño de operador de deconvolución, este es la “distancia predictiva”, la cual se selecciona para preservar la ondícula sísmica y al mismo tiempo mejorar la resolución y no debe ser mayor que el menor período del múltiple. La idea detrás de la deconvolución es devolver cada ondícula de reflexión a un pulso, esto es llamado “deconvolución impulsiva”. Idealmente, se podría esperar que una onda de período corto antes de la deconvolución, pudiera ser colapsada a un pulso después de la deconvolución. Se quiere preservar el lóbulo primario de la ondícula, y justamente atenuar las reverberaciones y múltiples. Este tipo de deconvolución es conocida como “deconvolución predictiva” (Barragán, 1991).

Cada operador está construido por un número de todas las muestras con diferentes amplitudes. Por lo tanto, esto es una representación del operador en el dominio del tiempo. Cuando otro de estos operadores es aplicado a la traza sísmica, colapsarían la ondícula. En el caso de la deconvolución impulsiva, la ondícula sería reducida a un pulso, mientras que en el caso predictivo, el lóbulo primario de la ondícula sería preservado. Cualquier intervalo predictivo comienza en el inicio del operador, significando que muestras cercanas al inicio de la ondícula no serían deconvolucionadas. En el intervalo de tiempo definido, todos los puntos en el operador son colocados a cero (Barragán, 1991).

Otro parámetro, es la cantidad de ruido blanco a introducir a los datos cuando el operador de deconvolución esta siendo diseñado. Un filtro inverso, tal como la deconvolución, tiende a aumentar frecuencias fuera del rango que poseen de los datos. Por lo tanto, un filtro inverso aumenta todas las frecuencias, incluyendo donde datos significativos son virtualmente perdidos. Introducir ruido blanco a la traza sísmica durante el diseño del operador de deconvolución, ayudaría a reducir la cantidad de ruido. (Barragán, 1991).

Para diseñar un operador, una ventana de tiempo en la traza sísmica es seleccionada. Esta porción de tiempo de la traza es después correlacionada consigo misma dando un autocorrelograma. Se debe definir una ventana de aplicación. Si se escoge usar justamente una ventana, esta podría ser seleccionada comenzando justo después de los primeros quiebres (Barragán, 1991).

3.6.- Filtros

La deconvolución es descrita como un filtro inverso. Este es justo un filtro usado en el procesamiento de datos sísmicos. Por lo tanto, a continuación se discutirán algunos otros tipos de filtros digitales usados. El uso más común del filtro digital en el procesamiento de los datos es el de filtrar frecuencias no deseadas. Un filtro puede ser usado para extraer frecuencias deseadas en la traza sísmica, y atenuar otras (Barragán, 1991).

El término filtro se usa para denominar aquel sistema capaz de realizar una separación efectiva de la información deseada de la no deseada, llamada ruido. Una señal es una serie de reflexiones impulsivas de energía, que tienen una relación uno a uno con la estratificación geológica vertical y el ruido es cualquier interferencia que tienda a distorsionar la relación uno a uno de aquellos eventos, que son reflexiones primarias del subsuelo (Barragán, 1991).

Si se desea extraer solamente una simple frecuencia desde una traza sísmica, se envuelve la traza sísmica con una onda teniendo la frecuencia deseada. La salida deseada de este filtro sería la simple frecuencia requerida. La amplitud y la fase de la salida sería igual a la misma componente de frecuencia en la traza sísmica original (Barragán, 1991).

Entre los diferentes tipos de filtros se tienen:

- Filtro de corte bajo
- Filtro de corte alto
- Filtro pasa banda
- Filtro notch
- Filtro antialias

Los filtros de corte bajo eliminan las bajas frecuencias, estas son generadas por la vibración libre de una onda superficial, Tipo “Love”, la cual viaja a través de las capas próximas a la superficie. Esta onda superficial se caracteriza por su baja velocidad y frecuencia, y también, por su alta amplitud, enmascarando señal sísmica deseada. Mientras que los filtros de corte bajo, eliminan las altas frecuencias producidas por vientos, descargas eléctricas, energía estáticas, estaciones de bombeo de agua, gas y petróleo y ruido propio de la ondícula sísmica en general (del Pino, 1987).

El filtro notch puede ser usado para eliminar un angosto ancho de banda. El uso más común del filtro notch, es atenuar ruidos causados líneas de transmisión eléctrica. Este angosto ancho de banda de frecuencias a ser eliminadas por este filtro se encuentra entre los 50 y 60 Hz. El filtro antialias, se utiliza para evitar el fenómeno de aliasing, en otras palabras, que satisfaga el teorema de remuestreo (Barragán, 1991).

El filtro pasa banda es la combinación de los filtros de corte bajo y de corte alto. Filtrar los datos por medio de un filtro pasa banda significa realizar diferentes pruebas. Este proceso puede ser aplicado al principio del procesamiento, a nivel de registros de campo y después del proceso de apilamiento. Este filtro es el más comúnmente utilizado. (Barragán, 1991).

Se puede definir un filtro paso bajo ideal, como aquel que posee sus pendiente de corte verticales (ver figura 3.8), este filtro pasaría todas las frecuencias

comprendidas entre f_1 y f_2 y eliminaría cualquier frecuencia fuera de este rango. En este caso se produciría el efecto del fenómeno de Gibbs deformando el espectro de amplitud (ver figura 3.9) (Pereira, 1987).

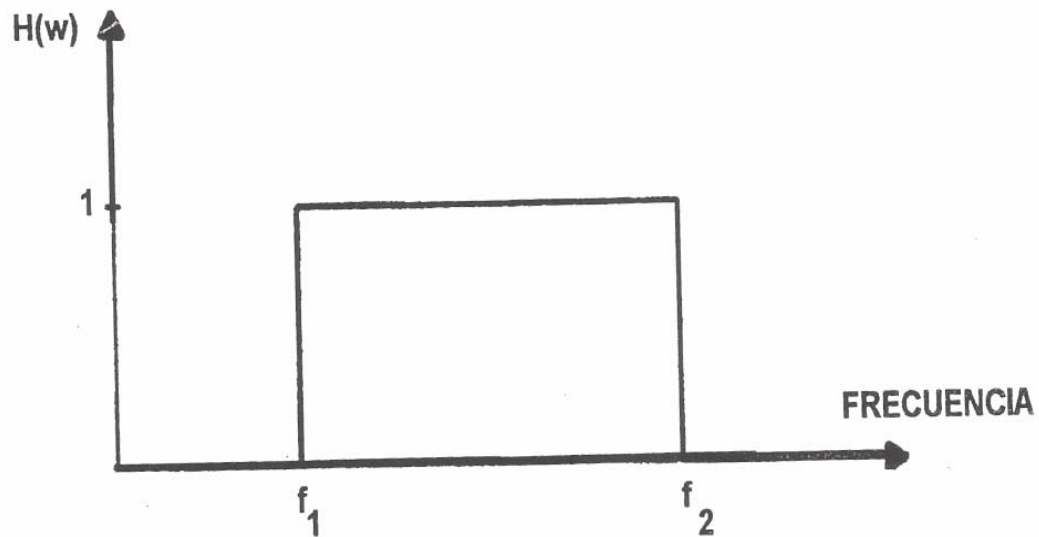


Figura 3.8.- Espectro de amplitud de un filtro pasa banda ideal. Modificada de Pereira, 1987.

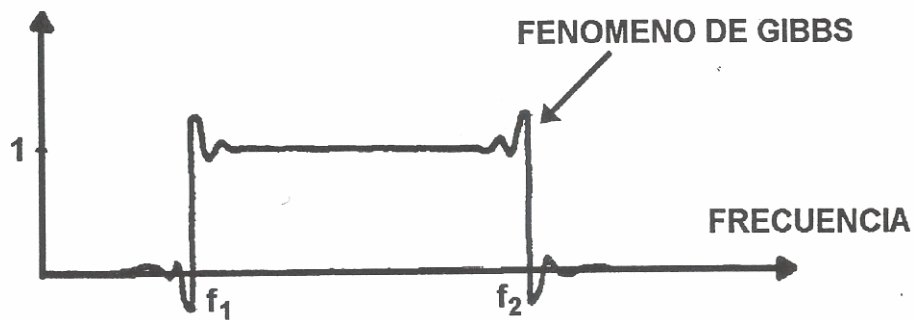


Figura 3.9.- Filtro pasa banda con pendientes verticales, mostrando el fenómeno de Gibbs. Modificada de Pereira, 1987.

Para minimizar el efecto de Gibbs, se deben usar pendientes no verticales. Para esto se diseñan filtros pasa banda de cuatro frecuencias: f_1 , f_2 , f_3 y f_4 . con el fin de suavizar dichas pendientes (ver figura 3.10), (Pereira, 1987).

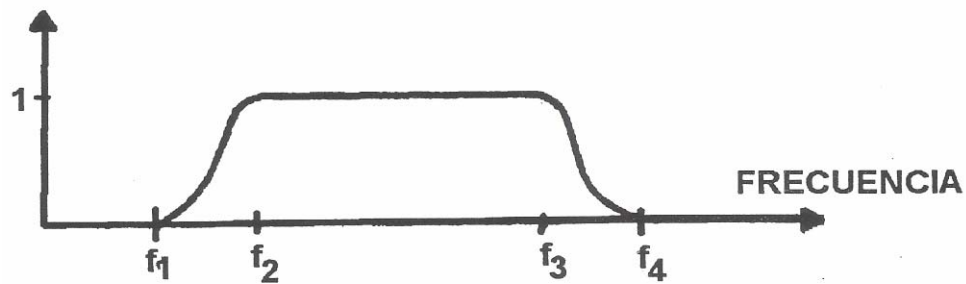


Figura 3.10.- Filtro pasa banda sin pendientes verticales, con el cual se evita que se produzca el fenómeno de Gibbs. Modificada de Pereira, 1987.

Aplicar un filtro pasa banda es una manera simple y económica de eliminar ruidos que se encuentren fuera del espectro de frecuencia de la señal sísmica deseada, sin embargo, en los casos en que se encuentre un solapamiento en el espectro de frecuencia, entre el ruido y la señal, puede ser favorable, el sacrificar parte del ancho de banda de la señal, para mejorar la relación señal-ruido (ver figura 3.11), (Del Pino, 1987).

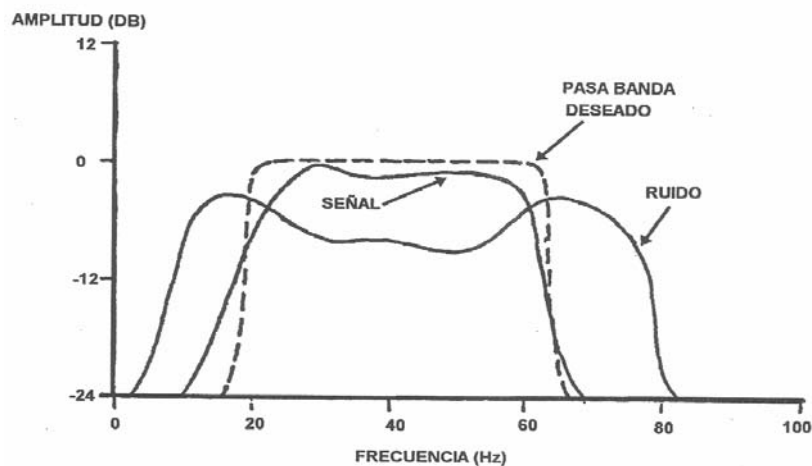


Figura 3.11.- Separación de la señal-ruido, en el dominio de la frecuencia. Modificada de Del Pino, 1987.

La decisión de aplicar filtros antes y/o después del apilamiento, es totalmente dependiente del criterio del analista, pero siempre es recomendable efectuar análisis de frecuencias que permitan analizar cualitativamente, el nivel del ruido existente en los reflectores de interés (Barragán, 1991).

Existen pasos básicos en la secuencia de procesamiento que tienden a balancear el espectro de frecuencia y añadir ruido que no existía antes de su aplicación, como es el proceso de deconvolución. Es por esta razón que es importante la aplicación de filtros de frecuencia y efectuar análisis espectral, después de la aplicación de estos procesos (Barragán, 1991).

3.7.- Balanceo Espectral

La atenuación de frecuencias y la manera de compensar ésta, es ilustrada en la figura 3.12, se asume un sismograma de entrada con amplitudes que decaen en el tiempo, nótese que el componente de baja frecuencia de la traza F_L presenta una rapidez de decaimiento menor que el conjunto de las altas frecuencias presentes en la traza F_M . Igualmente, el conjunto de las altas frecuencias intermedias presentes en la traza F_M , presenta también una rapidez de decaimiento menor que el conjunto de altas frecuencias presentes en la traza F_H ; entonces una serie de funciones de atenuación o de decaimiento, tales como G_1 , G_2 y G_3 , pueden ser calculadas para describir la rapidez del decaimiento por cada banda de frecuencia. Esto se realiza mediante el computo de múltiples filtros pasa banda. El inverso de estas funciones de atenuación, denominado atenuación o ganancia, es aplicado a cada banda de frecuencia y luego se suman los resultados (Yilmaz, 1988).

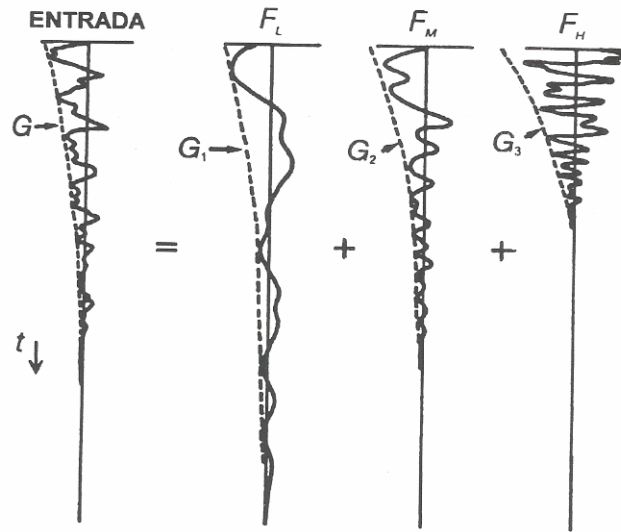


Figura 3.12.-Rapidez del decaimiento de las frecuencias en una traza sísmica. Modificada de Yilmaz, 1988.

Este proceso es llamado balanceo espectral. La principal ventaja entre el balanceo espectral y el procesamiento de deconvolución, es que el balanceo espectral logra normalizar mejor el espectro de amplitudes, compensando la mayor atenuación de las altas frecuencias presentes, en relación con la menor atenuación que sufren las bajas frecuencias. El objetivo es obtener una traza de salida cuya espectro de frecuencia asociado, sea lo más plano posible (Yilmaz, 1988).

El programa que realiza estos cálculos trabaja en el dominio de la frecuencia de la transformada de Fourier y su operación consiste en analizar bandas de frecuencias muy estrechas, medir la amplitud media de cada banda de frecuencia y finalmente, calcular una función que tienda a normalizar las amplitudes del espectro. Después solo faltaría retornar al dominio del tiempo para contar con la traza sísmica ya espectralmente balanceada. (Yilmaz, 1988).

3.8.- Estáticas de Campo

3.8.1.- Corrección de Estáticas de Campo por Elevación

Se considera el método de estáticas por elevación el más simple a usar y el más común. Cuando la línea sísmica es observada, el observador fija la localización de las coordenadas de cada estación, y así registra la elevación de las estaciones. Por lo tanto, cada estación posee una elevación. Si se asume que el plano de referencia esta al nivel del mar, entonces se puede calcular el espesor de la capa meteorizada sobre cada estación (Barragán, 1991).

Si es que la velocidad de la capa meteorizada es constante para toda la línea. Esto no es exactamente cierto, pero la suposición es hecha para simplificar los cálculos. La constante velocidad de la capa meteorizada es usualmente referida a como la velocidad promedio para el plano de referencia. Por lo tanto si se sabe el espesor de la capa meteorizada en cada estación, y si se asume que esta capa meteorizada tiene una velocidad constante a lo largo de la línea, se puede calcular el tiempo que la toma a la onda sísmica en atravesar la capa meteorizada en cada estación. Estos tiempos pueden ser usados para ajustar el registro de las trazas sísmicas (Barragán, 1991).

Por ejemplo, si se quiere calcular el tiempo de la estática justamente para la traza de disparo en una estación X, y registrada en la estación Y, se harían dos cálculos. Primeramente se calcularía la corrección estática de la estación X. Esto es conocido como “corrección de disparo”. Este puede ser calculado sustrayendo la elevación en la estación X desde la elevación del plano de referencia y dividiendo ésta entre la velocidad promedio del plano de referencia (Barragán, 1991).

El segundo paso, es calcular la corrección estática en la estación Y. Esto es conocido como la “corrección del receptor”. Esta puede ser calculada por la

sustracción de elevación en la estación Y desde la elevación del plano de referencia y dividiendo por la velocidad promedio del plano de referencia. Por lo tanto, el ajuste de la estática total para la traza, podría ser la suma de la estática del disparo en la estación X y la estática de receptor en la estación Y (Barragán, 1991).

3.8.2.- Corrección de Estáticas de Campo por Refracción

Muchas de las áreas de interés exploratorio constituyen un problema para el analista y el intérprete, debido a las variaciones del espesor y la velocidad de las capas someras. En la mayoría de las zonas, la superficie está cubierta por una capa delgada de sedimentos, poco consolidados (capa meteorizada). Esta capa es el producto de la acción del agua, viento cambios en la temperatura, así como la acción de plantas y animales (Yilmaz, 1987).

Probablemente el paso más crítico del procesamiento de datos sísmicos es el cálculo de las correcciones estáticas. Las correcciones estáticas precisas pueden hacer la diferencia entre una sección final sobresaliente o una inutilizable (Espey, 1982).

Las correcciones estáticas, como su nombre implica, tienen el mismo valor para la traza entera. El propósito de la corrección es considerar los cambios en elevación y cambios laterales de velocidad en la capa cercana a la superficie o capa meteorizada (Espey, 1982).

El procedimiento para estimar los cambios estáticos consiste en analizar los primeros quiebres que resultan de las refracciones en las capas de baja velocidad someras. Si las distancias fuente-receptor son propiamente determinadas, dichos quiebres deberían tener toda la información necesaria para corregir tanto las componentes de longitud de onda larga como las de onda corta (Yilmaz, 1987).

La existencia de capas de velocidad y espesor variable ocasionan efectos negativos en los datos, como el deterioro de la reflexiones y distorsión de los tiempos de llegadas de reflectores profundos. Existen dos tipos de estáticas a considerar: las estáticas de largo período que son originadas por cambios laterales graduales que introducen estructuras aparentes en la sección sísmica en tiempo, y las estáticas de corto período ocasionadas por cambios laterales rápidos que introducen variaciones en tiempos dentro de las trazas individuales de un punto común en profundidad (Espey, 1982).

El propósito de la aplicación de las correcciones estáticas es ponderar los tiempos de grabación referidos a un plano de referencia de altura constante (datum fijo) o a un plano de referencia de altura variable (datum flotante) y restar los tiempos de retardo ocasionados por el viaje de la onda sísmica a través de la capa somera o meteorizada, determinando el tiempo de reflexión que hubiese sido observado si todas las medidas se hubiesen hecho a una misma altura (Espey, 1982).

Cuando se dispara para obtener sismogramas de reflexión, estas ondas refractadas son consideradas como ruido, y son usualmente removidas por la aplicación de un enmudecimiento antes del apilado. Estas refracciones o primeros quiebres pueden ser usados para calcular estáticas (Barragán, 1991).

Las estáticas por refracción permiten remover las anomalías que pueden causar las irregularidades topográficas y las variaciones de la velocidad y de espesor en la geología de la superficie cercana (Yilmaz, 1987). Para corregir estos efectos se emplean métodos que estiman un conjunto de correcciones estáticas usando las llegadas de la señal refractada.

Los primeros quiebres sobre un registro de campo pueden por lo tanto, ser usados para calcular la velocidad de la capa meteorizada. Esto significa que si se esta registrando un disparo cada 100 m., se puede obtener información de la capa

meteorizada en el mismo intervalo, calculando la velocidad de la capa meteorizada desde cada registro de campo (Barragán, 1991)

3.8.2.1- Métodos para Correcciones de Estáticas por Refracción

3.8.2.1.1.- Inversión Lineal Generalizada (GLI)

El método de Inversión Lineal Generalizada (GLI) permite iterar a partir de un modelo inicial tratando de minimizar las diferencias entre el modelo estimado y los primeros quiebres observados. Este comienza por construir un modelo inicial de la capa cerca de la superficie y calculando los tiempos de llegada refractada desde este modelo a través de la trayectoria de los rayos. Después el método trata de minimizar las diferencias entre los cálculos de los tiempos de viaje y los primeros quiebres actuales para modificar los espesores y velocidades de cada capa. Este procedimiento es repetido hasta que las diferencias de los tiempos de viaje se hacen aceptables (mínimo error) (Hampson y Russell, 1984).

3.8.2.1.2.- Tomografía

El método de tomografía de rayos curvos utiliza los primeros quiebres de registros de reducción sísmica y permite obtener un modelo somero de velocidades, que se utiliza para el cálculo de correcciones estáticas (Hampson y Russell, 1984).

Los métodos tradicionales para el cálculo de las estáticas de refracción tienen limitaciones para la construcción del modelo de velocidades de la superficie cercana. Estos métodos asumen que la estructura de dicha superficie puede ser representada mediante un modelo de capas y que los primeros quiebres pueden ser tomados como refracciones en las interfaces de las capas del modelo. En consecuencia, los métodos tradicionales no logran modelar con exactitud los gradientes verticales de velocidad

dentro de cada capa y variaciones laterales fuertes de velocidad. Tampoco permiten determinar la velocidad en la primera capa (V_0) (Hampson y Russell, 1984).

El modelo de velocidad de la superficie somera, en el método de tomografía, es representado utilizando un mallado de celdas, en el cual a cada nodo se le asigna un valor de velocidad, la cual puede ser interpolada dentro de cada celda. Esto permite modelar variaciones fuertes de velocidad, tanto lateral como verticalmente (Hampson y Russell, 1984).

Los primeros quiebres son tratados como ondas directas propagándose dentro de cada capa según la trayectoria del rayo, lo que permite determinar inclusive la velocidad de la primera capa (V_0). Los nodos de velocidad son determinados por el método de mínimos cuadrados no lineales, lo cual minimiza las diferencias entre los tiempos de viaje de los primeros quiebres observados y aquellos calculados a partir del modelo del mallado (Hampson y Russell, 1984).

Utilizar un método somero de velocidades obtenido por el método tomográfico permite detectar y modelar inversiones de velocidad. Las estáticas calculadas con estos modelos logran una mejor compensación del efecto no deseado producido por la capa meteorizada (Hampson y Russell, 1984).

3.9.- Análisis de Velocidad

Las correcciones estáticas son uno de los tipos de correcciones en tiempo aplicados a los datos sísmicos. Estas son necesarias para ajustar cada traza en tiempo, para compensar los efectos de la capa meteorizada y ajustar todas las trazas de los datos para obtener un plano de referencia (Datum). Otro tipo de corrección el cual debe ser aplicada a los datos para que estos puedan ser apilados, es la corrección dinámica o corrección NMO (Normal Moveout) (Barragán, 1991).

Cuando se realiza un disparo, un número de trazas son registradas. Estas trazas son registradas en las estaciones receptoras (geófonos), los cuales tienen diferentes distancias (offsets). Esto quiere decir que la onda sísmica la cual es refractada por un reflector horizontal, llegaría primero a las estaciones receptoras más cercanas al disparo, que a las estaciones más lejanas (ver figura 3.13) (Barragán, 1991).

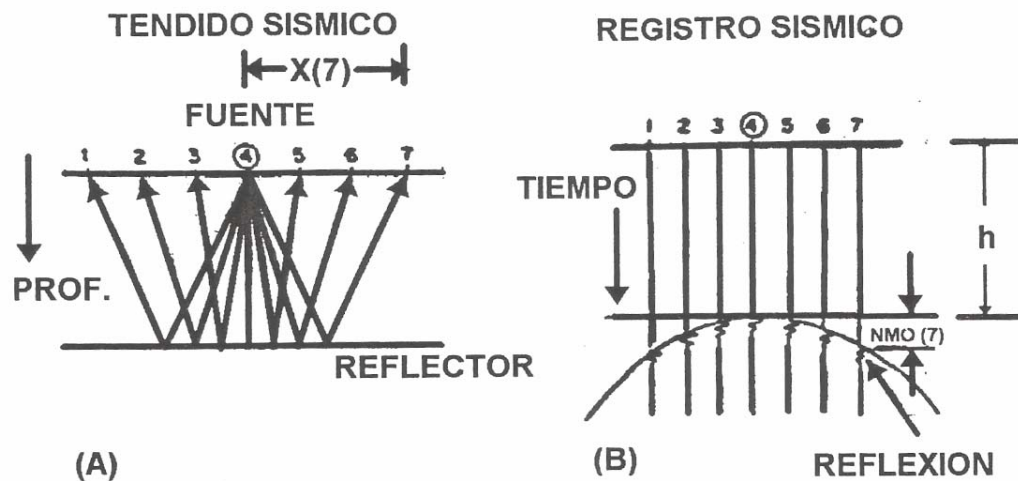


Figura 3.13.- (A) Tendido sísmico simple, (B) Representación del registro sísmico grabado e hipérbola. Modificada de Barragán, 1991.

En la figura 3.13, representa un tendido sísmico de siete (7) estaciones. En este ejemplo se realiza un disparo en la estación cuatro (4) y este se registra en todas las estaciones receptoras del tendido (ver figura 3.13 (A)). El registro está representado por 7 trazas, cada traza muestra la reflexión en el tiempo de viaje de ida y vuelta. La traza registrada en la estación 4, el tiempo de ida y vuelta es el verdadero o el mínimo tiempo de viaje de la señal reflejada, desde que es generada hasta que es detectada (ver figura 3.13 (B)), mientras que la distancia fuente-receptor se incrementan, también el tiempo de viaje de la onda sísmica aumenta (Barragán, 1991). La razón es porque el punto de disparo 4 es una fuente puntual de ondas esféricas compresivas. En tal caso, si la V_1 es la velocidad de la onda p, entonces las componentes rectangulares de ésta serán:

$$V_x = V_1 \sin \theta \quad ; \quad V_y = V_1 \cos \theta \quad \text{Ec (3.5)}$$

Luego dependiendo de si $\theta < \theta_c \equiv$ ángulo crítico, existirán ondas reflejadas y ondas refractadas, por ende, si el ángulo crítico es mayor a 45° , para ángulos de incidencia menores de 45° , por ejemplo, $\theta = 45^\circ$, entonces, la velocidad horizontal será:

$$V_x = V_1 \cos(40^\circ) \cong V_1(.64) < V_y = V_1 \sin(40^\circ) \cong V_1(.76) \quad \text{Ec (3.6)}$$

En consecuencia, la llegada de la reflexión a los receptores lejanos, sufrirá retardos con respecto a la incidencia normal y los rayos, detectados en los receptores más cercanos a la fuente. Por ejemplo:

$$V_1=1500 \text{ m/s}, V_2=2000 \text{ m/s y } h=4 \text{ m} \quad \text{entonces:}$$

$$\theta_c = \sin^{-1}(V_1/V_2) = 48.59^\circ$$

El tiempo de ida y vuelta sería: $T_Q = 2T_Q = 2 h/V_1 = 5.32 \text{ seg.}$

El tiempo sobre la hipotenusa $R_C = h/\cos \theta_c = 6.04 \text{ Km.} ; \quad T_r = R_C/V_1 = 4.03 \text{ seg.}$

El tiempo total de ida y vuelta: $R_C = 2 R_C = 8.06 \text{ seg.}$

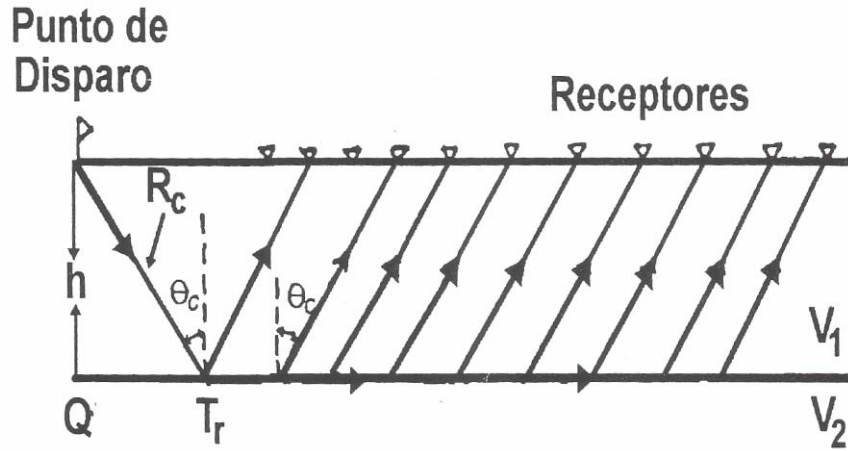


Figura 3.14.- Visualización de la disminución de la componente horizontal de velocidad con respecto a la distancia fuente receptor. Modificada de Barragán, 1991.

Por lo tanto, la traza 7 del ejemplo anterior, se puede observar que la reflexión ha sido retardada por un tiempo dinámico. La diferencia entre el tiempo de llegada de la reflexión en la estación 4 y el tiempo de la reflexión en las otras estaciones (distancia fuente receptor más alejadas) es llamada la corrección dinámica o normal moveout (NMO). Esta distancia en tiempo es así llamada delta-t, significando una diferencia pequeña en tiempo de llegada entre una distancia fuente receptor mayor que cero desde el disparo.

Sobre un registro sísmico, diferentes eventos geológicos tienen una diferente corrección dinámica. Cuando se visualiza un registro sísmico de campo, el término “corrección dinámica”, es usado para describir una reflexión sísmica. Este describe a la forma de la reflexión que atraviesa el registro sísmico de campo. Por ejemplo, en la figura 3.15, se pueden describir varias curvas envolventes, de corrección dinámica representada por la siguiente ecuación:

$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{4h^2}{v^2} \quad \text{Ec (3.7)}$$

En la figura 3.15, la curva de corrección dinámica para las reflexiones, es mostrada con una hipérbola simétrica. La hipérbola lucirá simétrica a cada lado del registro cuando el reflector es horizontal, mientras que en reflexiones con buzamiento, la hipérbola sería asimétrica.

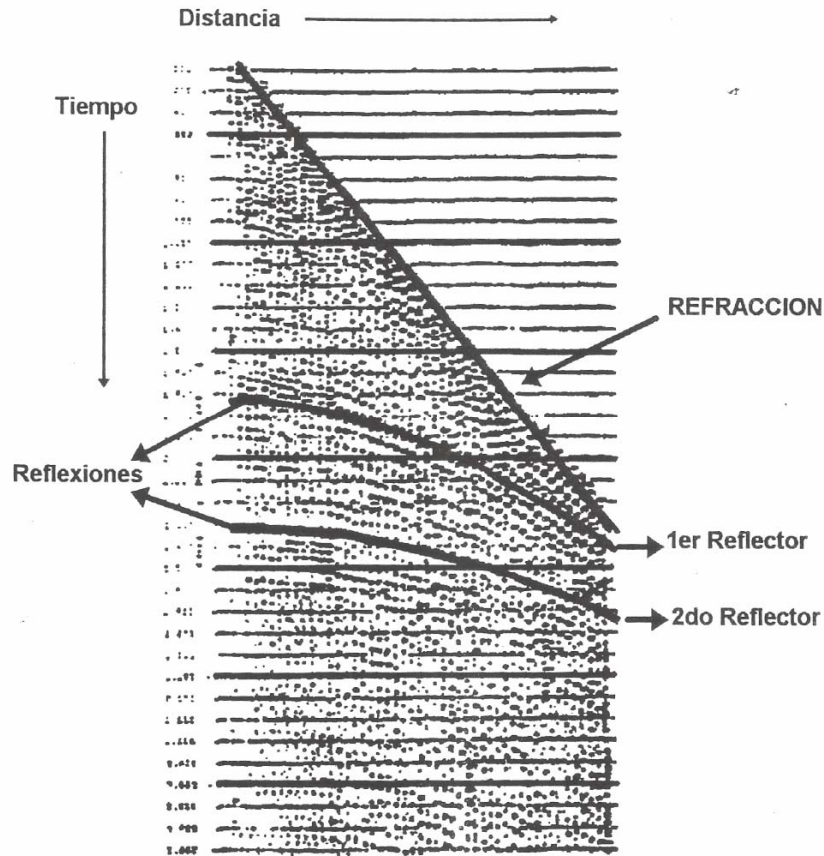


Figura 3.15.- Registro sísmico de dos reflectores de se observa las curvas hiperbólicas, que definen dos diferentes correcciones dinámicas. Modificada de Barragán, 1991.

Antes de que las trazas puedan ser apiladas, la reflexión sísmica necesita ser ajustada a su verdadero tiempo de viaje de ida y vuelta. En otras palabras, una corrección de tiempo debe ser aplicada para compensar al tiempo de viaje de la componente horizontal de la onda sísmica, registrada por receptores lejanos desde el punto de disparo (Barragán, 1991).

Si no se ajusta al tiempo de reflexión al tiempo verdadero de ida y vuelta de la reflexión, éstas se cancelarán cuando el punto común en profundidad es apilado, así que antes de la corrección dinámica (NMO), la misma reflexión en cada traza sísmica de un punto común en profundidad, se representarán según los diferentes tiempos de viaje de ida y vuelta de la onda sísmica. Por lo tanto, cuando las trazas que componen este punto común en profundidad, sean sumadas, las componentes de estas reflexiones no serían sumadas juntas en la misma posición temporal (Barragán, 1991).

Antes del apilamiento, las correcciones dinámicas de tiempo, deben ser realizadas para ajustar cada muestra de datos a su tiempo de viaje verdadero. El problema está en como determinar todas estas correcciones. La respuesta está en determinar la velocidad con que viajan las ondas sísmicas a través de las rocas. Para determinar estas velocidades es usado un programa de análisis de velocidades (Barragán, 1991).

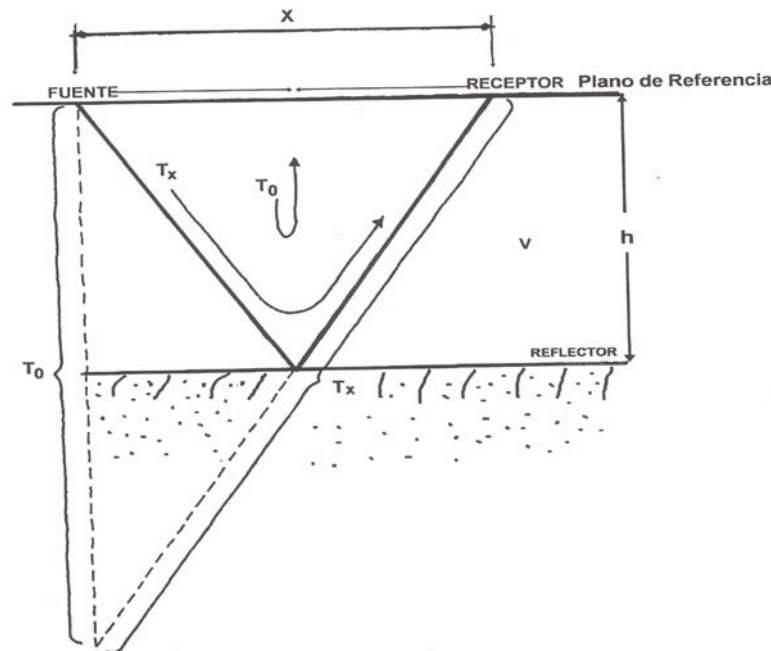


Figura 3.16.- Corrección dinámica por distancia entre trazas, (NMO). Modificada de Barragán, 1991.

De la figura anterior se define:

V: velocidad de apilamiento

T₀: tiempo vertical (ida y vuelta) de reflexión

T_x: tiempo registrado

Se asume que es una capa horizontal en donde la onda se propaga siguiendo una trayectoria recta y la velocidad de propagación es constante desde el plano de referencia hasta la capa reflectora. Para conseguir el tiempo de corrección dinámica:

$$\Delta T_{mo} = T_x - T_0 \quad \text{Ec (3.8)}$$

$$(T_0 + \Delta T_{mo}) * V^2 = T_0^2 * V^2 + X^2 \quad \text{Ec (3.9)}$$

$$(T_0 + \Delta T_{mo}) = T_0^2 + \frac{X^2}{V^2} \quad \text{Ec (3.10)}$$

$$T_0 + \Delta T_{mo} = \sqrt{T_0^2 + \frac{X^2}{V^2}} \quad \text{Ec (3.11)}$$

$$\Delta T_{mo} = \sqrt{T_0^2 + \frac{X^2}{V^2}} + T_0 \quad \text{Ec (3.12)}$$

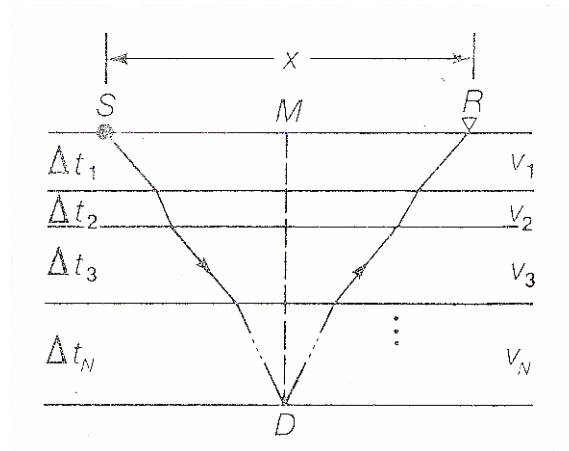


Figura 3.17.- Trayectorias fuente receptor de un punto común en profundidad en cuatro capas reflectoras planas. Modificada de Yilmaz, 1987.

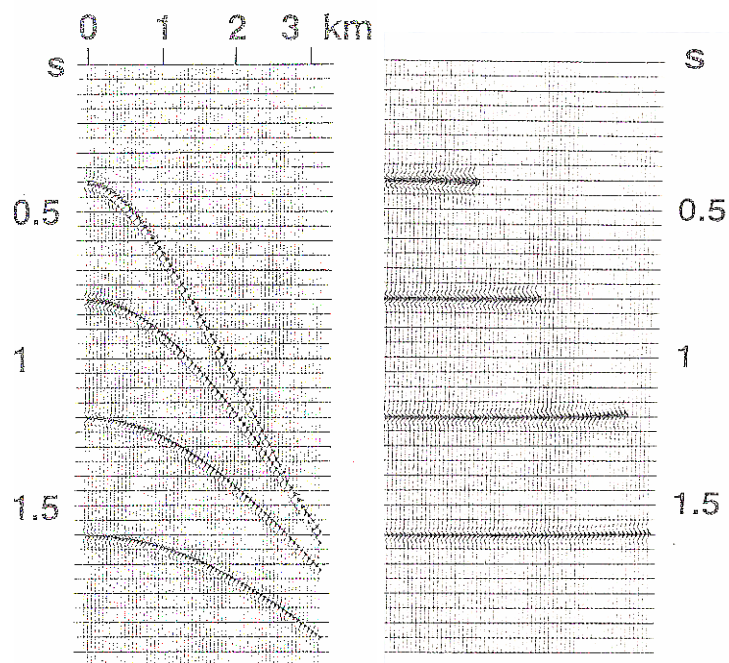


Figura 3.18.- Antes y después de la aplicación de la corrección dinámica. Modificada de Yilmaz, 1987.

La traza que resulta de la corrección dinámica (NMO) después del apilamiento, se coloca en el punto medio, entre las fuentes y los receptores. Esto funciona cuando

las interfaces de reflexión son horizontales, por lo tanto, las velocidades de apilamiento, son iguales a las velocidades cuadráticas medias (RMS), de cada capa geológica. Cuando la capa es inclinada, la traza es colocada también en el punto medio entre la fuente y el receptor, pero no pasa por el punto de reflexión (Pereira, 1987).

3.9.1.-Métodos para realizar las correcciones dinámicas

3.9.1.2.- Offset Común (COFF)

Este método es una combinación interactiva de un tríptico (triple ventana). La primera ventana de izquierda a derecha se visualiza la energía relativa de las amplitudes de las reflexiones presentes (medidas de semblanza o coherencia en el dominio tiempo – velocidad), coincidentes en el tiempo, es decir, corregidas dinámicamente. En la segunda ventana se muestra un apilado en donde se muestran los puntos comunes en profundidad sin la aplicación de la corrección dinámica. En esta ventana se seleccionaran las reflexiones primarias generándose así en la tercera ventana la horizontalización de los eventos correspondientes a los mismos puntos comunes en profundidad (correcciones dinámicas).

La selección de los eventos (segunda ventana) coinciden con las zonas donde se visualizan la mayor energía (primera ventana) generando un evento corregido dinámicamente (tercera ventana), es por esto que el proceso es interactivo.

Se debe seleccionar una cantidad de puntos comunes en profundidad que permita agruparlos y aseguren una buena visualización de las reflexiones de los eventos geológicos, aumentando la cobertura facilitando la determinación de la curva de velocidades.

La interpretación de este método consiste también en la selección de pares de valores numéricos de tiempo – velocidad, que logren horizontalizar un determinado evento geológico, a cada tiempo de reflexión.

3.9.1.2.-Análisis de Velocidad Constante, (Constant Velocity Analysis o C.V.A.)

Consiste un apilado de un grupo de puntos comunes de profundidad consecutivos, con una velocidad constante y detectar cuál reflector presenta continuidad. Si se logra la selección de la velocidad y continuidad en el reflector se identifica el tiempo en que se encuentra el evento geológico.

La interpretación de este tipo de análisis de velocidades consiste en seleccionar aquella velocidad para la cual un evento geológico se visualiza mejor. Con el resultado final de este análisis, se obtendrá una serie de pares de valores numéricos, que representan los tiempos – velocidades de las reflexiones, los cuales permitirán definir una función de velocidades para el grupo de puntos comunes en profundidad.

3.9.1.3.- Análisis de Velocidades en Medios Anisotrópicos

El análisis de velocidades en medios anisotrópicos es un proceso (isotrópico transversal con eje simétrico). Cuando la onda sísmica se propaga en tipo VTI de medios anisotrópicos, la velocidad vertical no es la misma a la velocidad horizontal. Por lo tanto la trayectoria de tiempos de viaje no producen curvas hiperbólicas. Para corregir estos eventos no hiperbólicos a cero offset se aplica la siguiente ecuación:

$$t_x^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{nmo}^2} - \frac{(v_{hor}^2 - v_{nmo}^2)x^4}{v_{nmo}^2(t_0^2 v_{nmo}^4 + v_{hor}^2 x^2)} \quad \text{Ec. (3.13)}$$

Un par de funciones de velocidad requeridas para cada posición temporal, donde V_{nmo} es la velocidad vertical y V_{hor} la horizontal. Se debe crear el cubo de semblanza 3D con el eje vertical en tiempo y otros dos ejes que correspondientes a las velocidades verticales y horizontales para el análisis de velocidades en medios anisotrópicos.

A diferencia de los otros dos análisis mencionados anteriormente (COFF y Análisis de Velocidades Constantes o CVA), éste aplica un nuevo proceso que realiza un cambio de porcentaje de velocidad horizontal hacia velocidad vertical.

Por ejemplo: 30%

$$\Delta V_{hor} = MAX(V_{nmo}(t_0)) \times 0.3 \quad \text{Ec. (3.14)}$$

$$V_{hor} = V_{nmo}(t_0) + \Delta V_{hor} \quad \text{Ec. (3.15)}$$

V_{nmo} y V_{hor} tienen el mismo incremento de velocidad.

Otro proceso necesario para realizar este análisis es generar los registros de puntos comunes en profundidad en donde se seleccionan las velocidades actuando conjuntamente con el cubo de semblanza generado, las cuales son construidas por la exploración de ambas velocidades (V_{nmo} y V_{hor}).

3.10.- Enmudecimiento

El campo de velocidad es usado en la corrección por “moveout” (NMO) de los registros en CMP. La idea de la corrección por NMO es aplanar los eventos a lo largo de la distancia fuente-receptor, sin embargo, al hacer esto, las trazas son estiradas a lo largo del tiempo causando una distorsión en el contenido de frecuencias. Dicha

distorsión se incrementa para tiempos someros y distancias lejanas fuente-receptor. Para evitar este efecto la zona distorsionada se borra antes de apilar (Yilmaz, 1987).

3.11.-Corrección de Estáticas Residuales

Después de aplicadas las estáticas de campo a los datos, pequeños errores de alineamiento estáticos permanecen entre trazas. Estos desalineamientos son llamadas “Estáticas Residuales”. Las estáticas residuales son más fácilmente visibles en los grupos de puntos comunes en profundidad (Barragán, 1991).

Las estáticas residuales existirán después de aplicadas las correcciones estáticas de campo. La cantidad de estáticas residuales dependerán del preciso método de estáticas de campo usado para los datos de una zona en particular (Barragán, 1991).

Para conseguir el mejor apilado posible, las correcciones estáticas residuales tendrían que ser hechas antes del apilamiento. Las correcciones para las estáticas residuales son hechas usando un programa computarizado. En el caso de este proyecto, se utilizó el programa *Mastt*, que trabaja en base a la aplicación de un algoritmo que correlaciona las trazas de un mismo registro corregido dinámicamente, calculando las diferencias en tiempo.

Otros programas de estáticas residuales, son corridos usando datos sorteados de puntos comunes en profundidad, corregidos dinámicamente y una función de enmudecimiento aplicada. Estos programas utilizados deben tener alguna manera para estimar la verdadera posición del reflector. El analista puede usar un grupo de puntos comunes en profundidad corregidos dinámicamente. Estos programas usan una traza piloto o modelo, el cual esta hecho por un número específico de puntos comunes en profundidad, los cuales usualmente están balanceados. Luego son

sumadas o apiladas para ser usada como traza piloto. En otras palabras, todas la reflexiones en el registro son corregidas a partir de la traza piloto (Barragán, 1991).

Estos programas de estáticas residuales estiman la cantidad a ajustar de estáticas, usando un procedimiento de correlación. Es decir, cada traza es correlacionada con la traza piloto o modelo generado. La variación en tiempo entre las trazas que conforman un punto común en profundidad y la traza piloto o modelo, es tomado como la cantidad de tiempo a corregir (Barragán, 1991).

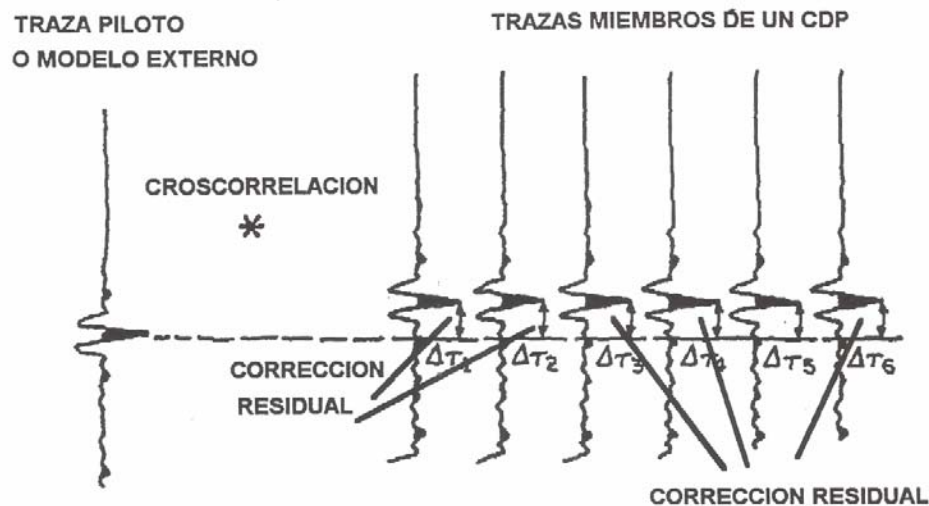


Figura 3.19.- Croscorrelación de una traza piloto con las trazas de un punto común en profundidad, observándose los tiempos de retardo, indicativos de los valores de estática residuales a corregir. Modificada de Moreno, 1987.

Primeramente, programa necesita conocer el valor máximo de estática residual que el analista quiere aplicar a la traza. Usualmente no se debe variar una reflexión más que la mitad de la longitud de onda. Por lo tanto, la variación máxima se encuentra en el orden de los 30 milisegundos (Barragán, 1991).

Si la ventana de correlación es pequeña, la aplicación de las estáticas residuales puede desmejorar la coherencia de un evento geológico, ya que el programa de

computación utilizado no tomará en cuenta para el cálculo de los valores residuales los eventos que estén fuera de la ventana seleccionada (Barragán, 1991).

El analista puede especificar la cantidad de porcentaje por el cual las amplitudes de una traza serían disminuidas. El programa que realiza la croscorrelación entre las trazas de un punto común en profundidad y su equivalente al modelo o traza piloto, podría no encontrar el lóbulo correspondiente a la reflexión y alinearse con otro lóbulo cercano perteneciente a otro evento geológico. Esto significaría que el valor de corrección estática residual sería errada (Barragán, 1991).

Las estáticas residuales consistentes con superficie tienen como finalidad resolver las estáticas de alta frecuencia y poca magnitud asociadas a pequeños cambios en los espesores y velocidades de la superficie cercana que no fueron resueltas por las correcciones estáticas de refracción. Son consistentes con superficie porque los cambios en tiempo son dependientes sólo de la posición de los disparos y los receptores. Para mejorar la calidad del apilamiento, las correcciones de estáticas residuales se aplican a registros de puntos comunes en profundidad corregidos dinámicamente (Yilmaz, 1987).

3.12.- Correcciones Estáticas de TRIM

Los métodos definidos anteriormente usan información de muchas trazas para derivar un modelo relacionado a las capas someras. Una simple aproximación, el cual puede conducir a una sección apilada final mejorada, es computar y aplicar correcciones estáticas trazas-dependientes. Estas son referidas como estáticas TRIM o correlaciones de correcciones estáticas, en algunas implementaciones, ellas pueden ser calculadas y aplicadas sobre una base de tiempo variante. Estas correcciones son designadas para realzar el apilado final a cada punto medio en profundidad (CMP); ellos no están directamente relacionados a la capa somera o superficial (Cox, 1999).

Las variaciones de tiempos son seleccionados desde una correlación entre una traza individual y un modelo; este abarca varios puntos comunes en profundidad, especialmente si la relación señal – ruido es pobre. Estas variaciones en tiempos no son modificados por ningún procedimiento, tal como aquellos usados en una aproximada descomposición consistente con superficie, así que las trazas ruidosas pueden conducir a la estimación y aplicación de variaciones en tiempos (Cox, 1999).

El control de calidad de la salida, asegura que cambios no significantes de estructuras son impuestos sobre una sección final, es por lo tanto muy importante. Uno de los mejores chequeos es verificar que la continuidad de los datos es mejorada dentro y fuera de la ventana seleccionada para el análisis. Un conservador y generalmente seguro enfoque para la técnica es una larga ventana de tiempo para la correlación cruzada, con un pequeño limite sobre un máximo admisible de variación de tiempo. Este está sobre la base que es mejor no hacer algo que introduzca falsas estructuras (Cox, 1999).

El proceso es aplicado para muchas secciones finales sobre una base semi-rutinaria, aún si no hay un problema específico para resolver. Este es un enfoque razonable, con tal que la variación de tiempo autorizado sea pequeño y representa solo una pequeña fracción del período dominante de los datos, tal como unos pocos milisegundos para datos de 40 Hz (Cox, 1999)

En situaciones donde celdas de superficies son usadas, las correcciones tiempo de ida y vuelta para un reflector serían diferentes para trazas individuales si las pendientes de las filas (in-line) o columnas (cross-line) están presentes. Estas celdas son usadas para acomodar en el caso cuando las trazas de puntos medios comunes (CMPs) son apiladas juntas no son colocadas, el cual incluye líneas torcidas y 3D reducidos. A menos estas pendientes sean significantes con respecto a las dimensiones de la celda del subsuelo, las diferencias en tiempo son semejantemente pequeñas; el resultado neto es una atenuación adicional pequeña del apilado

respuesta. Cuando este no es el caso, las correcciones estáticas TRIM pueden ser aplicadas para remover corrección en tiempo estructural. Esto usualmente requiere que el proceso analice y aplique las correcciones en tiempo-variante. Una alternativa es construir un modelo de superficie basado sobre una interpretación provisional de los datos y usar este para derivar las correcciones en tiempo del modelo estructural dependiente. Se sugiere este enfoque como una de las varias opciones de las secciones anteriores donde el objetivo fue la de remover la influencia de esta variación de tiempos estructurales anteriores para estimar correcciones estáticas residuales (Cox, 1999)

Otras correcciones que pueden ser clasificadas como estáticas de TRIM son aquellas aplicadas a los apilados de puntos comunes en profundidad finales (Cox, 1999)

3.13.- Filtros para la Atenuación de Ruido

El proceso de atenuación de ruido aleatorio, preserva las relaciones de amplitud y el carácter de la ondícula de los datos de entrada, permitiendo obtener señal de alta frecuencia, sin ruido. La aplicación de este proceso permite realzar la calidad de los eventos coherentes y suprimir el ruido aleatorio. Para realizar la atenuación de ruido aleatorio existen diferentes tipos de proceso como:

3.13.1.- Filtros para Atenuación de Ruido (Post-apilamiento)

Existen varios procesos que matemáticos aplicables, mediante algoritmos de computación, que son utilizados después del apilamiento, con el fin de realzar y limpiar, aún más, la señal sísmica o coherencia lateral de las reflexiones sísmicas de eventos geológicos. Los parámetros utilizados por estos procesos son casi los mismos. Algunos de estos procesos disponibles son:

3.13.1.1.- Proceso FXSTACK2

Es un filtro para atenuación de ruido sobre los datos apilados usando deconvolución predictiva FX. Este filtro actúa en el dominio de la frecuencia y de espacio. Mediante el diseño de ventanas sobre el área de interés en una sección sísmica apilada, los datos son transformados a los dominios FX o FK y los valores de amplitudes expresan la coherencia de cada componente de buzamiento, según los parámetros suministrados por el analista, luego estos valores modificados son llevados al dominio de entrada donde las ventanas son unidas para formar la traza sísmica.

Este proceso es efectivo para reducir la cantidad de ruido aleatorio en el modelado de puntos comunes en profundidad. Este es un modelo de técnica libre el cual no hace suposiciones sobre la geología de los datos. Este permite modelar muy bien eventos buzantes y fallas. El proceso FXSTACK2 usa trazas de cada lado para estimar un modelo de trazas.

Algunos de los parámetros usados por este proceso son:

El ruido que se introduce a la sección sísmica para que no se vea tan sintético, ya que al hacer efecto los filtros pueden eliminar información útil, lo que traería como consecuencia no poder visualizar algunos eventos de interés

La longitud en la que va a operar la deconvolución. Mientras el valor aumenta, el filtro se hace más suave y un filtro pasa banda variante en el tiempo con frecuencia de corte bajo y alto. La unidad es en trazas

El porcentaje de ruido blanco a aplicar a la autocorrelación previo a resolver el sistema de ecuación lineal. Mientras los valores son más altos el filtro será más fuerte y el largo de la ventana a aplicarse el filtro. La unidad es en milisegundos

3.13.1.2.- Proceso SWSTACK

Es un filtro atenuador de ruido aleatorio aplicado sobre datos apilados usando un método de pendientes balanceadas por semblanza. Al usar este filtro se crea un modelo inicial para la estimación de estáticas. Los datos registrados en un particular tiempo en cualquier receptor dado, puede ser considerado para ser la suma de las componentes del plano de onda. Algunas de estas componentes son considerados como señal, otros como ruido. Estos últimos son usualmente distinguidos por el buzamiento aparente de la componente del plano de onda. Típicamente preservar componentes de señal tienen buzamientos más profundos que el ruido y cuando ellos difieren suficiente, pueden ser separados por diferentes técnicas.

El método de pendientes balanceadas por semblanza es un método que puede ser aplicado en sentido local, con o sin la aplicación de la corrección dinámica. Este provee un estimado de coherencia de componentes del plano de onda sobre un rango de buzamientos, agrupando un particular grupo de distancias fuente receptor. Las componentes representando señal, son mantenidas mientras que las componentes de ruido aleatorio son rechazadas.

Este filtro es más rápido y fuerte que los otros, pudiendo remover señal coherente. Además de ser un proceso relativamente económico.

3.13.1.3.- Proceso FXYSTACK

El proceso FXYSTACK realiza atenuación de ruido aleatorio sobre datos 3-D en los puntos comunes en profundidad apilados usando FXY deconvolución predictiva. FXY deconvolución es una técnica de atenuación de ruido aleatorio el cual usa deconvolución predictiva para predecir un punto común en profundidad desde los puntos comunes en profundidad alrededor de este. Este efecto es reducir la cantidad de ruido en el punto común en profundidad predicho. Esto es una técnica de modelo

libre la cual no hace suposiciones sobre la geología de los datos. Este modela muy bien eventos buzantes y fallas.

Los datos son transformados al dominio de la frecuencia y después una deconvolución es hecha en dos direcciones (X,Y) simultáneamente para predecir la frecuencia de muestras para los puntos comunes en profundidad en el medio de un grupo de puntos comunes en profundidad.

3.13.2.- Filtros para Atenuación de (Ruido Pre-apilamiento).

3.13.2.1.- Proceso FXSHOT

Este proceso realiza atenuación de ruido aleatorio sobre registros de disparos usando deconvolución predictiva FX. Los parámetros utilizados son los mismos que utiliza el proceso FXSTACK2, excepto por la inclusión del parámetro LINE, que especifica la línea receptora a ser filtrada. El proceso tiene la habilidad de filtrar líneas de receptores individuales en un registro de disparo 3-D.

3.13.2.2.- Proceso SWSHOT

Es un proceso que realiza atenuación de ruido aleatorio sobre registros de disparos usando el método de apilado de pendiente balanceadas por semblanza. Al igual que el proceso FXSHOT se debe incluir el parámetro LINE (Línea), que permite especificar la línea receptora a ser filtrada. Este proceso es idéntico al proceso SWSTACK excepto que está diseñado para trabajar sobre registros de disparos. También, puede ser usado para filtrar ruido coherente.

3.13.2.3.- Proceso FXYSPREAD

Este, es un proceso que realiza atenuación de ruido aleatorio utilizando un deconvolución FXY sobre datos preapilados 3-D en el dominio cross-spread. El procedimiento usado con FXYSPREAD en la eliminación de ruido es disponer o clasificar grupos de puntos comunes en profundidad de entrada en el dominio XPREAD y aplica una deconvolución FXY para ordenar los grupos de puntos comunes en profundidad cross-spread.

El máximo número de cross-spread es el número de líneas de disparos multiplicado por el número de líneas de receptores. En la figura 3.20, se tiene el caso donde se representan cinco líneas de disparos y cinco líneas de receptores, por lo tanto, el valor de XSPREAD es ($5*5=25$).

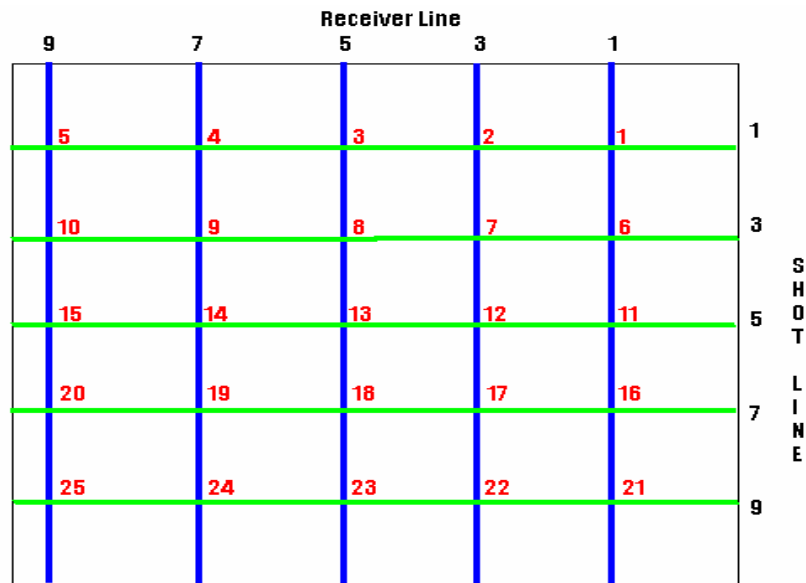


Figura 3.20.- Red formada por líneas receptora y de disparo para conseguir los valores de XSPREAD.

3.14.2.- Control Automático de Ganancia (AGC)

Este es un proceso que se realiza después de apilamiento de los datos, el cual consiste en la aplicación de un escalar a las trazas sísmicas. Tiene como objetivo, asegurar un equilibrado nivel de energía de aquellas muestras sísmicas que lo contengan muy alto o bajo. Se obtiene un valor escalar resultante que se aplica a cada muestra sísmica, bien sea para incrementar o disminuir el valor de las amplitudes por muestra, de manera de lograr la ecualización de todos los valores de amplitud dentro de la ventana de Control Automático de Ganancia diseñada.

3.15.- Migración

La migración es el más importante proceso después del apilamiento. Cuando el proceso en cuestión, puntualiza que el punto en profundidad de una onda sísmica está siempre localizado en el punto medio entre el disparo y el receptor, esto se debe a la suposición hecha de que todos los eventos geológicos son horizontales. Asumiendo un plano reflector, la posición de los puntos de reflexión están en el punto medio entre el disparo y el receptor, porque el ángulo de incidencia es igual al ángulo de reflexión (Barragán, 1991).

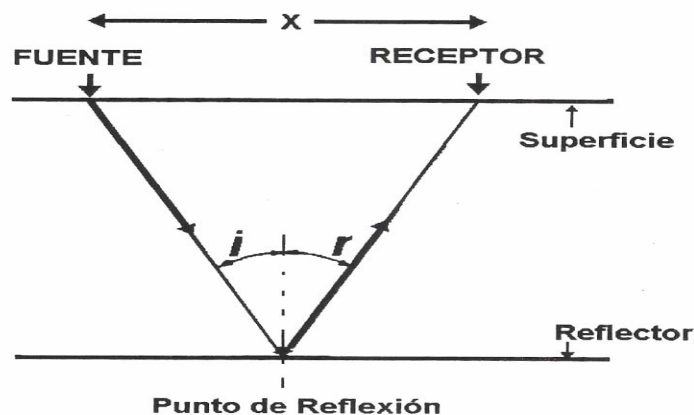


Figura 3.21.- Igualdad entre el ángulo de incidencia (i) y el ángulo reflector (r), en un evento geológico horizontal y plano. Modificada de Barragán, 1991.

Cuando los planos reflectores comienzan a inclinarse (buzamiento), el ángulo de incidencia no es igual al ángulo de reflexión. Por lo tanto el punto en profundidad no se ubica en el punto medio entre el disparo y el receptor. En este caso, el punto en profundidad se encuentra más cerca de la fuente que del receptor o viceversa (depende del ángulo del buzamiento), (Barragán, 1991).

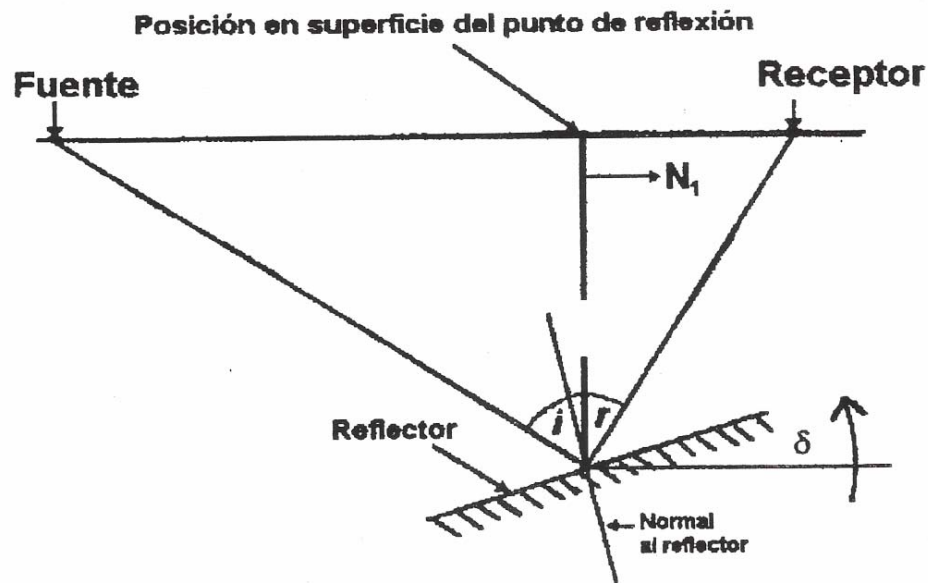


Figura 3.22.- Desigualdad entre el ángulo de incidencia y el ángulo de reflexión, en un evento geológico buzante. Modificada de Barragán, 1991.

El proceso de migración intenta mover los eventos a su verdadera posición. Los eventos sobre una sección sísmica son migrados para corregirlos en tiempo y espacio. Una precisa migración depende del tipo de algoritmo usado, el ángulo de buzamiento de los reflectores y de la precisa información disponible de velocidades (Barragán, 1991).

La cantidad de una reflexión que debe ser desplazada, depende del tiempo de reflexión, del buzamiento aparente de la reflexión y de la velocidad sísmica. Si el perfil de velocidad sísmica en una conocida posición, la representación del frente de

onda puede ser reconstruido. Esta representación del frente de onda, esboza a la onda sísmica para diferentes tiempos de expansión, desde que se emana en la superficie en una fuente puntual.

En la figura 3.23, la fuente localizada y el frente de onda está definido por una serie de semicírculos concéntricos. La rapidez con el cual el frente de ondas viaja a través de la tierra varía con las características de la velocidad sísmica con que atraviesan las rocas o viajan a través de ellas (Barragán, 1991).

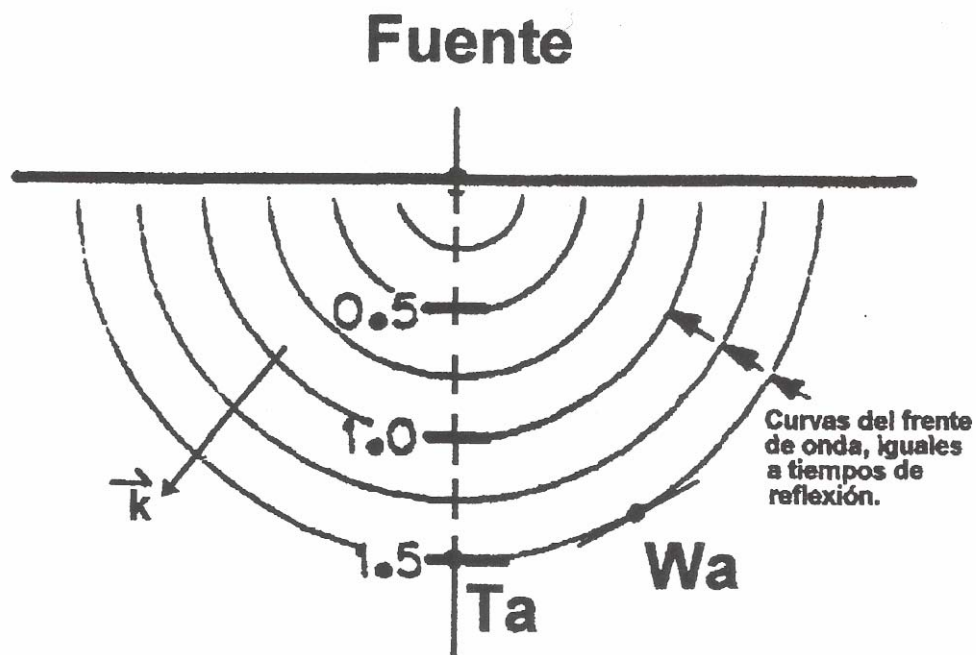


Figura 3.23- Frente de onda definido por una serie de semicírculos con un vector K , a partir de una fuente en la superficie. Modificada de Barragán, 1991.

Se debe considerar un evento que aparece a un tiempo de 1.5 segundos después del disparo. Si se registra el evento en la superficie podría ser localizado justa debajo de la fuente en la posición (T_a), por la suposición hecha por el programa y porque la traza sísmica apilada está a una distancia fuente receptor igual a cero. Es decir, que la reflexión de un evento geológico, se registra exactamente en la misma posición donde

está la fuente. El algoritmo de apilamiento, no reconoce distancias entre trazas, éste representa un sismograma que es recibido por un receptor localizado en el mismo punto de disparo. En otras palabras, el tiempo de ida y vuelta de una traza sísmica apilada, es identificado como el verdadero tiempo de ida y vuelta de la onda sísmica involucrada (Barragán, 1991).

Esto solo puede ocurrir cuando la onda sísmica provenga de un reflector horizontal. Por lo contrario, cuando el evento geológico es buzante, su verdadera localización estará en alguna parte cercana a los 1.5 segundos del recorrido del frente de onda y su posición dependerá de su buzamiento. La verdadera posición del evento buzante, será siempre tangencial al frente de onda. El proceso de migración desplazará el evento buzante, alrededor de la curva del frente de onda, desde su aparente posición en el tiempo (T_a), hasta su verdadera posición (W_a). Por lo tanto, la primera razón para usar el proceso de migración, es la de devolver las reflexiones sísmicas de eventos geológicos a su verdadera posición en el tiempo y en el espacio (Barragán, 1991).

La segunda razón para utilizar el proceso de migración, es la de colapsar las difracciones de energía a su punto de origen. La energía sísmica se dispersa cuando existen repentinas discontinuidades entre los tipos de rocas del subsuelo. Las difracciones de energía sísmica son siempre vistas donde un evento geológico ha sido fallado (figura 3.24). Donde cada reflector ha sido fracturado por la falla. El reflector cortado por la falla, es un punto de difracción. El final del reflector actúa como un punto de reflexión. La energía sísmica dispersada desde el límite fracturado, llega a diferentes tiempos en diferentes ubicaciones de receptores (Barragán, 1991).

La forma curva de la difracción depende de los tiempos de llegada desde el punto refractor a los receptores. Estos tiempos de llegada son controlados por el perfil de velocidad de la tierra en que se localiza, sobre el punto reflector (Barragán, 1991).

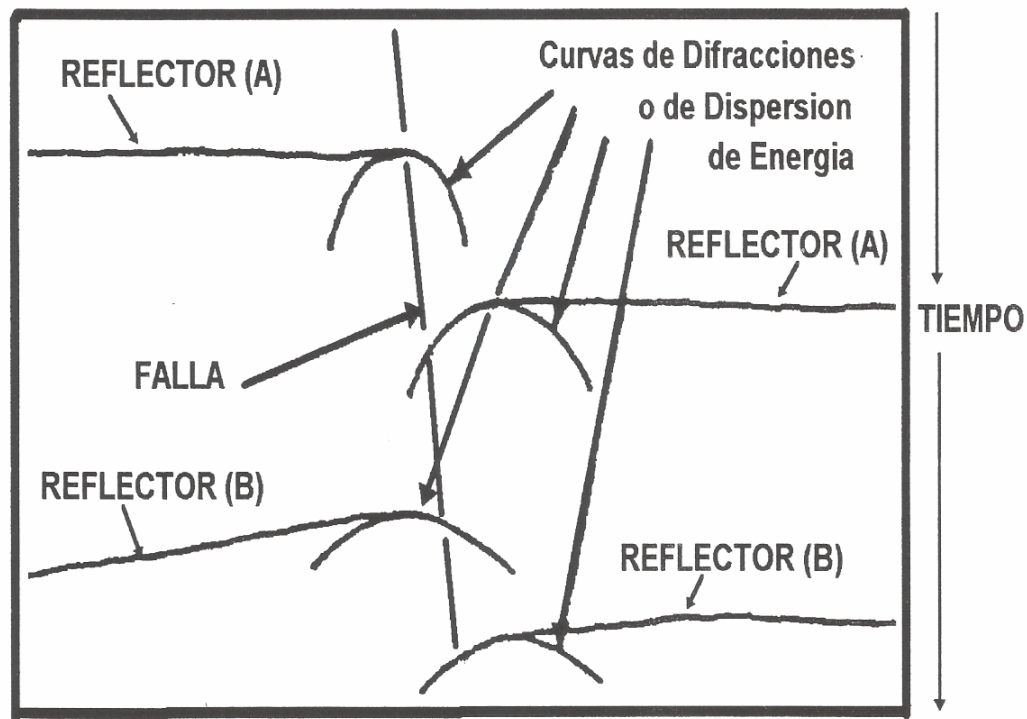


Figura 3.24.- Curvas hiperbólicas de difracción, producidas por reflectores fracturados por una falla. Modificada de Barragán, 1991.

La energía sísmica dispersada en estos límites fallados de los reflectores, llegará a diferentes tiempos y a diferentes localizaciones de receptores en la superficie. Después de la migración, las curvas de difracción deberán ser colapsadas a su punto de origen. Toda la información sísmica contenida en la curva de difracción debe ser migrada a su punto de origen (Pa) (ver figura 3.25). La energía de las difracciones será migrada a su punto de origen, solo si la curva correcta de la difracción es calculada por el operador de la migración, usando el campo de velocidades que esté por encima del punto donde la difracciones ocurren. Además, los reflectores serán migrados a su verdadera posición, si la dispersión del frente de onda es el correcto. Esto también dependerá de la información del campo de velocidades disponible (Barragán, 1991).

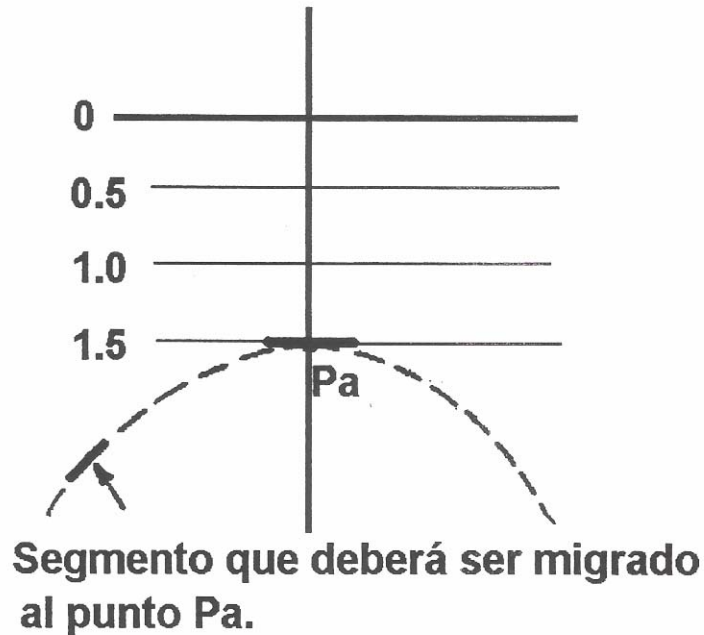


Figura 3.25.- Colapso de una curva de difracción. Modificada de Barragán, 1991.

Para que el operador de migración trabaje apropiadamente, el analista geofísico necesita suministrar al programa, un modelo aproximado de velocidades del subsuelo. Si este modelo de velocidades no es el aproximado los datos sísmicos no serán migrados adecuadamente. La técnica del proceso de migración necesita de un modelo de velocidades, el cual puede ser un modelo creado por los perfiles de velocidades usados en la fase de apilamiento, o un modelo de velocidades basado en los intervalos de velocidades litológicos. Usando estas velocidades de migración depende del tipo de algoritmo usado, el ángulo de las reflexiones buzantes y de la exactitud del campo de velocidades. Las velocidades de migración son calculadas a partir de las velocidades de apilamiento. Estas velocidades de apilamiento deben ser previamente suavizadas antes de ser usadas en el proceso de migración, puesto que por lo general, son velocidades demasiado altas a causa de los efectos de anisotropía (Barragán, 1991).

3.15.1.-Métodos utilizados para el proceso de Migración

3.15.1.1.- Migración Kirchhoff

Este tipo de migración involucra la suma de amplitudes a lo largo de las hipérbolas de difracción, tratando cada elemento de una reflexión sin migrar como una porción de una difracción, esto es, un reflector se define como una secuencia de puntos difractores cercanamente espaciados (Yilmaz, 1987).

Dada la velocidad RMS en una muestra en tiempo de una traza de entrada determinada, una hipérbola de difracción es sobreimpuesta sobre la sección de entrada con su ápice en dicha muestra en tiempo. En teoría, la hipérbola de difracción se extiende al infinito. En la práctica tenemos que lidiar con una dirección hiperbólica truncada. La extensión espacial real a lo largo de la cual se hace la adición, llamada apertura de migración, es medida en términos del número de trazas que se expande la hipérbola (Yilmaz, 1987).

Un parámetro importante en la implementación práctica de la migración Kirchhoff es la apertura. Una regla general dice que la apertura debe exceder dos veces la distancia horizontal de migración de los eventos con mayor buzamiento. Claramente, la apertura debe incrementar en profundidad debido a que las difracciones se aplanan en profundidad (Sheriff y Geldart, 1995).

3.15.1.2.- Migración por Diferencias Finitas

Esta migración está basada en el concepto de continuación hacia abajo del campo de onda sísmica. Este proceso utiliza la propiedad de continuidad de los campos, una expresión de la cual se puede determinar el campo sobre cualquier superficie arbitraria si conocemos completamente el campo sobre una superficie. De hecho, se conoce el campo de onda en la superficie de la tierra. Por lo tanto, la idea

es determinar que detectarían los geófonos si estuviesen enterrados a profundidades arbitrarias y obtener una imagen completamente migrada de los reflectores que se encuentran justo debajo de los geófonos (Sheriff y Geldart, 1995).

3.15.1.3.- Migración en el Dominio de la frecuencia (F-K)

Este método está fundamentado en la ecuación de onda y por lo tanto, es un término determinístico. La técnica usada se basa en la transformada bidimensional de Fourier. Este método también es conocido como migración FK o migración por la transformada de Fourier.

La técnica de migración F-K resuelve la ecuación de onda en el dominio de la frecuencia. Una transformada de Fourier 2-D es realizada sobre la sección sísmica. Esta transformada de Fourier convierte los datos desde el dominio (tiempo/distancia) en (frecuencia/número de ondas) (Barragán, 1991).

La limitación de esta técnica de migración es que éste solo es valido para velocidad constante. Por lo tanto, antes de la migración en el dominio F-K, algún tipo de compensación de velocidad debe ser aplicado a los datos para tomar consideración de las variaciones de velocidades dentro de una sección sísmica. El parámetro principal utilizado en este tipo de migración es la velocidad. La cual requiere de un alto grado de precisión (Barragán, 1991).

3.15.1.3.- Migración Phase Shift

El método de migración de Phase Shift comienza con la transformada de Fourier de dos dimensiones. De todos los métodos de migración, el método de Phase Shift incorpora lo más fácilmente posible la variación de la profundidad en velocidad.

Es un proceso post-apilamiento que realiza migración en tiempo sobre datos 2D y 3D. Este método de migración no impone límite sobre el ángulo de migración. Además puede tratar variaciones de velocidades laterales. La función de velocidad es usada como por el proceso de migración Kirchhoff, por lo tanto la velocidad puede ser obtenida por herramientas disponibles para análisis de velocidades. Esta función de velocidad debe ser almacenada como archivos de formato RIO siendo colocada como un parámetro para el proceso de migración.

Se comienza con la solución de la ecuación de onda escalar para el campo de onda para datos con distancia fuente receptor igual a cero, dada por la ecuación:

$$P(K_x, Z, W) = P(K_x, 0, W) e^{-iK_z Z} \quad \text{Ec (3.16)}$$

Donde:

$$K_z = \frac{2W}{X} \left[1 - \left(\frac{VK_x}{2W} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad \text{Ec (3.17)}$$

Y suponiendo un modelo de la tierra de capas horizontales $V(z)$ por la transformada inversa de Fourier de la ecuación (3.18), donde K_x es reemplazado por K_y , se tiene:

$$P(y, z, t) = \iint P(K_y, 0, W) e^{-iK_z Z} e^{-i(K_y Y - Wt)} dK_y dW \quad \text{Ec (3.18)}$$

La imagen para $t=0$ después que es aplicado para dar la sección migrada

$P(y, z, t=0)$,

$$P(y, z, t = 0) = \iint P(K_y, 0, W) e^{-i(K_y y + K_z z)} dK_y dW \quad \text{Ec (3.19)}$$

Esta es la ecuación para el método de Phase Shift (Gazdag, 1978). Esta ecuación involucra una integración sobre la frecuencia y transformación inversa de Fourier a lo largo del eje y.

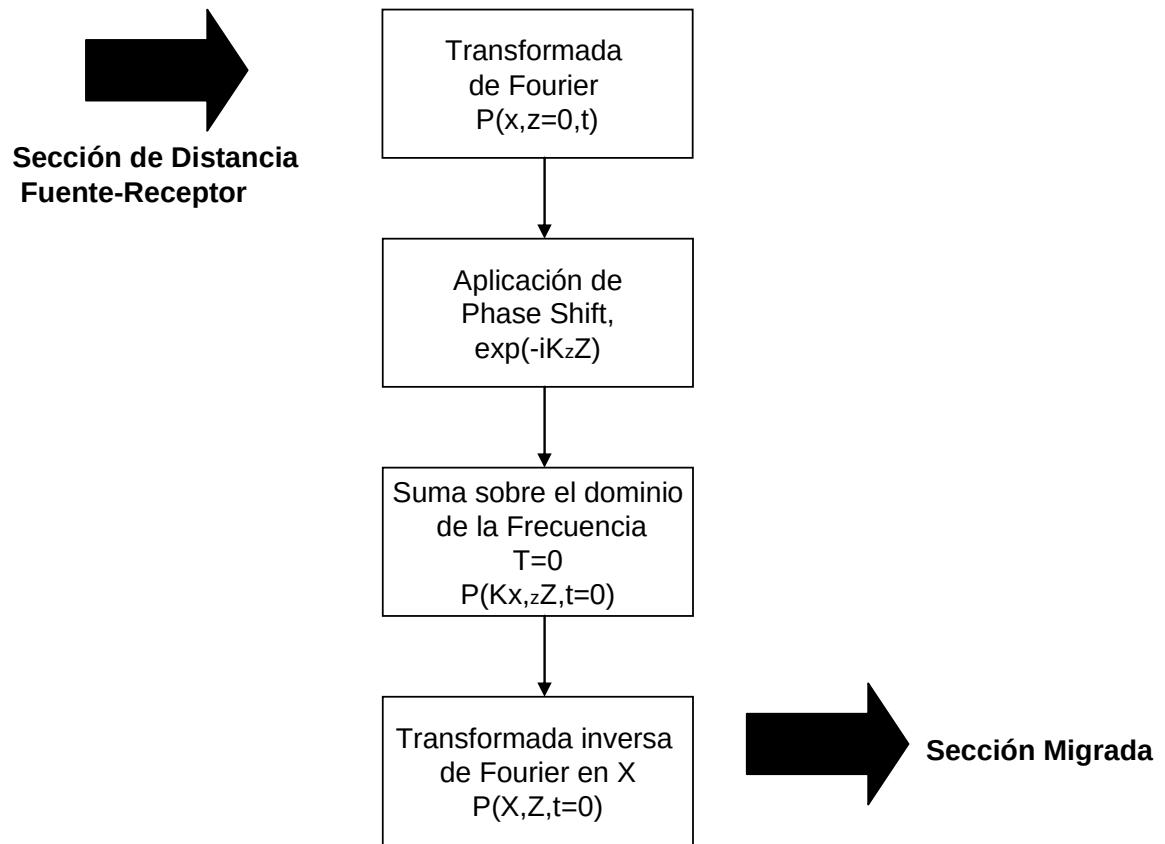


Figura 3.26.- Flujo grama del método de migración Phase Shift. Modificada de Gazdag, 1978.

El método de migración de Phase Shift comienza con la transformada de Fourier de dos dimensiones. Estos datos transformados con $\exp(-ik_z z)$ y evaluado posteriormente en $t = 0$. De todos los métodos de migración, el método de Phase Shift incorpora lo más fácilmente posible la variación de la profundidad en velocidad. El ángulo de la fase y la función de la oblicuidad se incluyen correctamente.

CAPÍTULO IV

MÉTODO Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

4.1- Entrenamiento para el procesamiento de datos sísmicos 3D.

Se realizaron los pasos básicos del procesamiento sísmico 3D con una base de datos de entrenamiento con la finalidad de conocer y adiestrarse con el software existente en el centro de procesamiento de la compañía Veritas GeoServices Ltd.; el mismo se denomina *Sage*.

4.2- Construcción y Revisión de la Geometría.

Una vez recibida la información sísmica grabada en campo en cintas magnéticas en formato SEGD, ésta es leída y convertida a un formato manejable por el paquete (software del procesamiento).

El primer paso consistió en cargar la información de coordenadas y elevaciones de cada disparo y cada receptor al software donde se realizó el procesamiento sísmico. A la computadora se le ingresan de una manera rápida y segura mediante los periféricos disponibles, el posicionamiento en coordenadas X, Y y su cota Z de cada fuente y receptor, esta información es tipo ASCII y en formato SPS.

La información que se obtuvo de campo fue la siguiente:

- Archivos en formatos SPS.
 - ✓ Información de disparos.
 - ✓ Información de receptores.

- ✓ Información del tendido de campo.
- Registros sísmicos de campo.
- Reporte del observador.
- Mapas de la zona en estudio.

Se definieron los parámetros de adquisición como distancia entre disparos (60 mts.), distancia entre receptores (60 mts.), número de receptores (13423), número de disparos (24637), rata de muestreo (2 ms.), tipo de tendido, grupos de geófonos dañados o desactivados y disparos de mala calidad. Esta información se logró con el apoyo de los reportes diarios en campo (reporte del observador).

Una vez cargada la información de campo y definidos los parámetros de adquisición se creó la Geometría del proyecto. Posteriormente se realizó un control de calidad que confirme correctamente las características geométricas y aseguren que tanto los disparos como los grupos de receptores estén bien definidos.

4.2.1.- Lectura y Revisión de los datos de campo

- Se copian los archivos de coordenadas del levantamiento (formato SPS).
- Se unifican los archivos de las fuentes en un solo archivo y se repite el procedimiento para los archivos de reconocimientos de los receptores y del tendido. Toda esta información es descargada en una base de datos.
- Se producen los mapas de receptores y fuentes, se revisan los valores de intervalo entre estaciones y disparos, azimuth, elevaciones y coordenadas de cada uno de los disparos y estaciones.

En la figura 4.1 se representa la ubicación de cada uno de los disparos y receptores en la zona de estudio y en la figura 4.2 se puede observar la pantalla principal del directorio de los datos en donde se actualiza la información del proyecto

y se importa la información contenida en los archivos de las fuentes, receptores y del tendido verificando duplicados de los mismos.

Es importante realizar el control de calidad en este proceso para confirmar que no existen errores en la geometría de campo (las cuales pueden ser producto de la manipulación de la información de campo o errores en esta), ya que en el caso contrario degradaría la calidad de la sección sísmica.

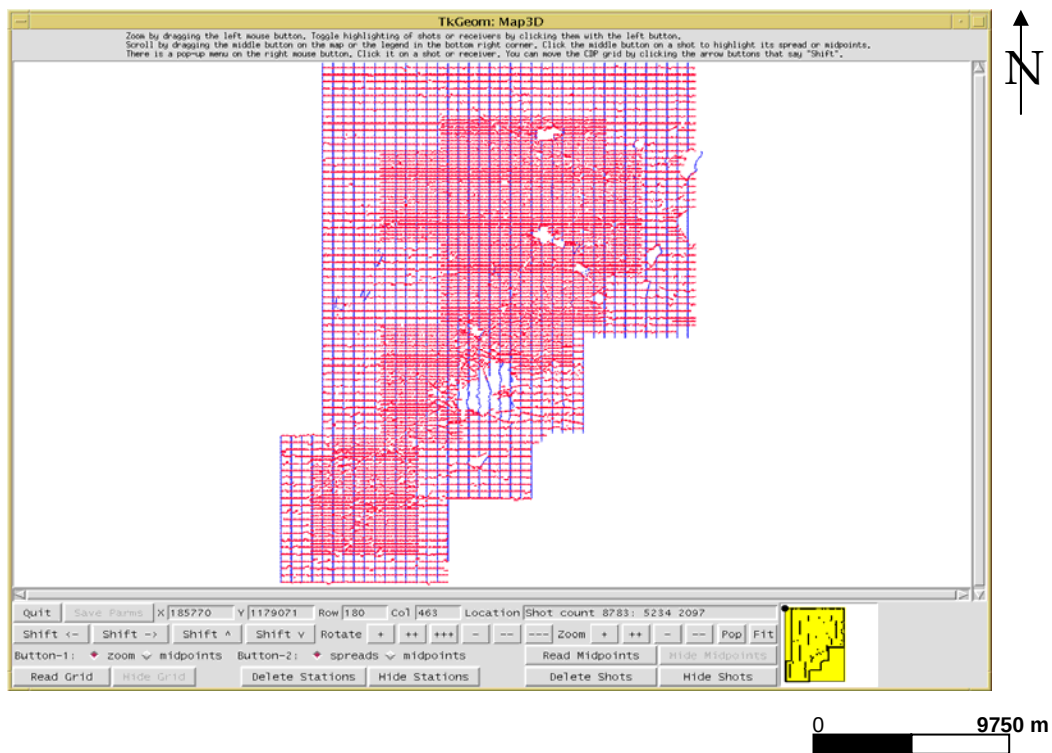


Figura 4.1.- Ubicación de los receptores y disparos en la zona de estudio.



Figura 4.2.- Información del proyecto

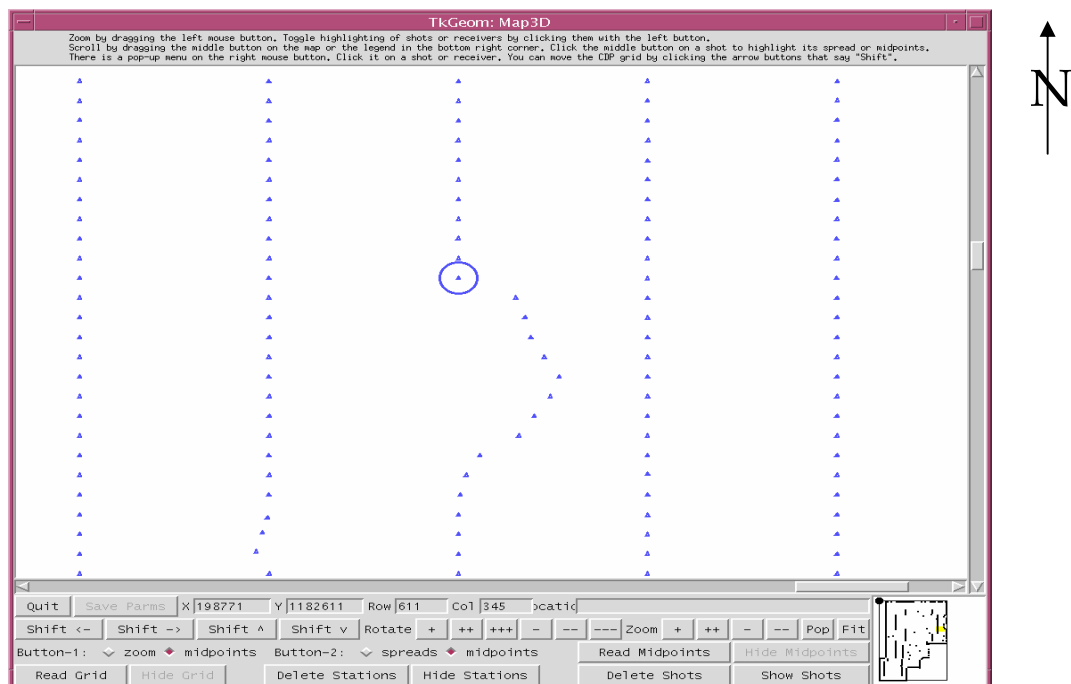


Figura 4.3.- Ubicación de la estación 5309 en la línea receptora 2296

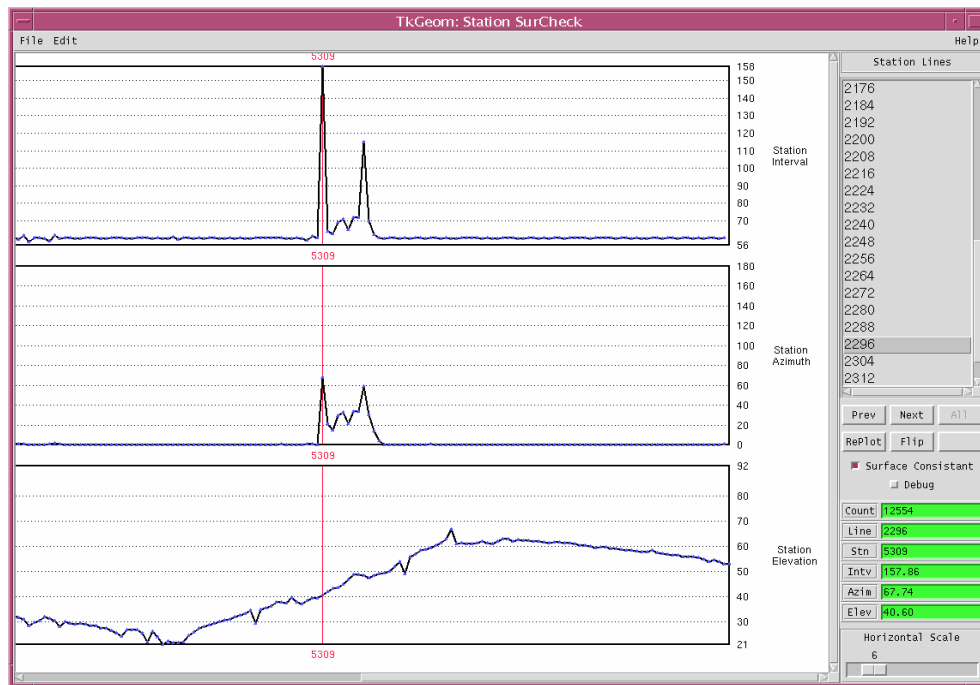


Figura 4.4.- Diagrama de elevación, azimuth e intervalo entre las estaciones de la línea receptora 2296 (nótese los valores de la estación 5309)

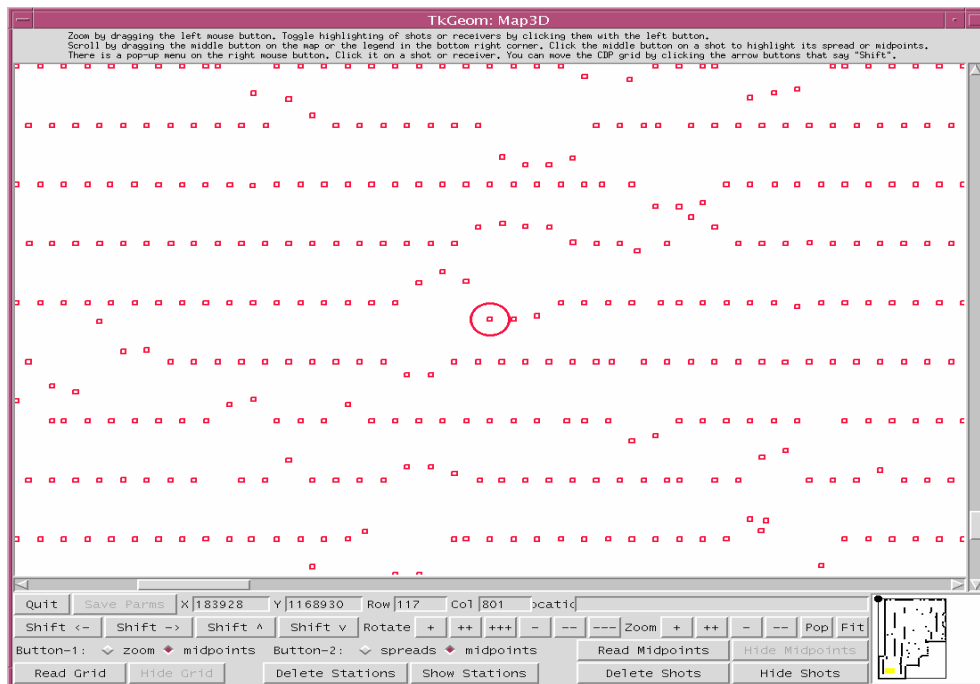


Figura 4.5.- Ubicación de la estación 2065 en la línea de disparo 5063

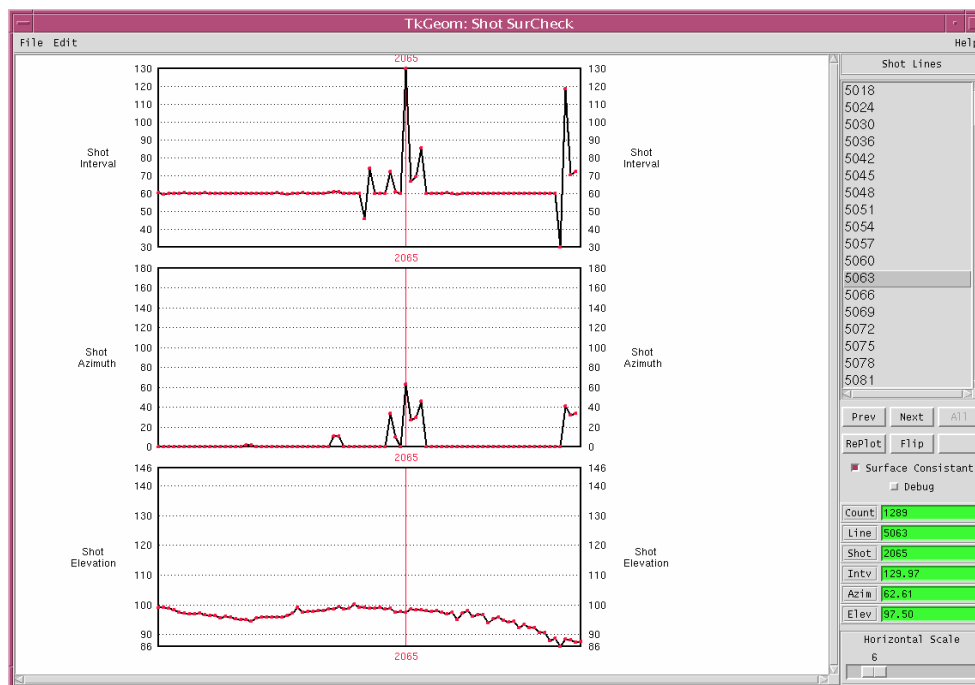


Figura 4.6.- Diagrama de elevación, azimuth e intervalo entre los disparos de la línea 5063 (nótese los valores del disparo 2065)

Las figuras 4.3, 4.4, 4.5 y 4.6, representan un control de calidad gráfico para las estaciones y disparos del levantamiento, en donde se observa la ubicación de la estación 5309 de la línea 2296 (ver figura 4.3), y en la figura posterior (figura 4.4) se visualizan atributos de superficie como el intervalo, azimuth y elevación de la misma estación. Estos mismos atributos también se tienen para cada uno de los disparos (ver figuras 4.5 y 4.6).

Se deben chequear y editar posibles disparos y receptores duplicados en el archivo de información de campo para evitar problemas posteriores. A través del reporte del observador se pueden determinar las causas de los disparos duplicados para así eliminarlos o reenumerarlos, en caso de ser necesario.

El siguiente paso fue definir las celdas o “bins” de superficie. Para esto fue necesario especificar:

- Parámetros como distancias entre disparos y entre receptores. La mitad de estos valores van a definir el tamaño de la celda (30 x 30) m.
- Se hace una revisión para visualizar la dispersión de los puntos medios (distancia media para cada par fuente receptor). Se ajusta la cuadrícula horizontal y vertical hasta donde sea necesario para hacer que la posición promedio de los puntos medios (CMP) se localicen en los centros de las celdas o “bins”. El ajuste del mallado de los puntos comunes en profundidad (cdps) para que los puntos medios (distancia media fuente receptor) estén localizados en el centro de las celdas se realizó con la ayuda del programa computarizado (ver figura 4.7 y 4.8). A continuación se muestran algunos valores estadísticos:

Distancia radial desde el centro de la celda a una distancia radial de 1 m.:

96.99 % de 419675 celdas están dentro de la distancia radial.

14.31 % de 419675 celdas están en el primer cuadrante.

34.79 % de 419675 celdas están en el segundo cuadrante.

33.42 % de 419675 celdas están en el tercer cuadrante.

17.42 % de 419675 celdas están en el cuarto cuadrante.

El programa aconseja intentar mejorar el mallado moviendo a la izquierda (+ 0.062174 mts) y hacia abajo (-0.01229 mts).

- Se seleccionaron las coordenadas de origen del levantamiento (X=180405.0, Y=1192945.1), en este caso se determinó la esquina superior izquierda (ver figura 4.7) y el orden en que fueron numeradas las celdas (por convección la numeración sigue la dirección de las líneas receptoras, en este caso N – S). Se generaron los archivos de salida:
- Lista del número total de estaciones de campo (fstn).

- Lista de los puntos de disparos de campo (fshot).
- Lista de números de archivos de campo (FFID).
- Números de receptores vivos para cada disparo (cable).
- Coordenadas X, Y.
- Elevaciones.

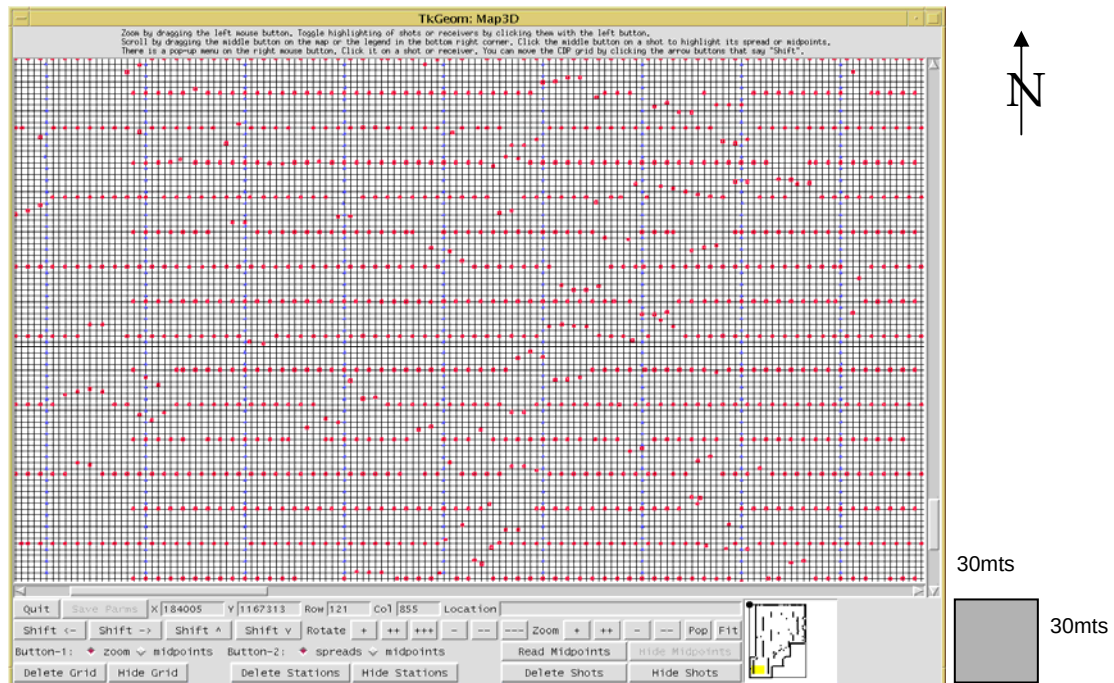


Figura 4.7.- Mallado o bins de celdas y ubicaciones de estaciones y disparos en los vértices de cada celda del mallado.

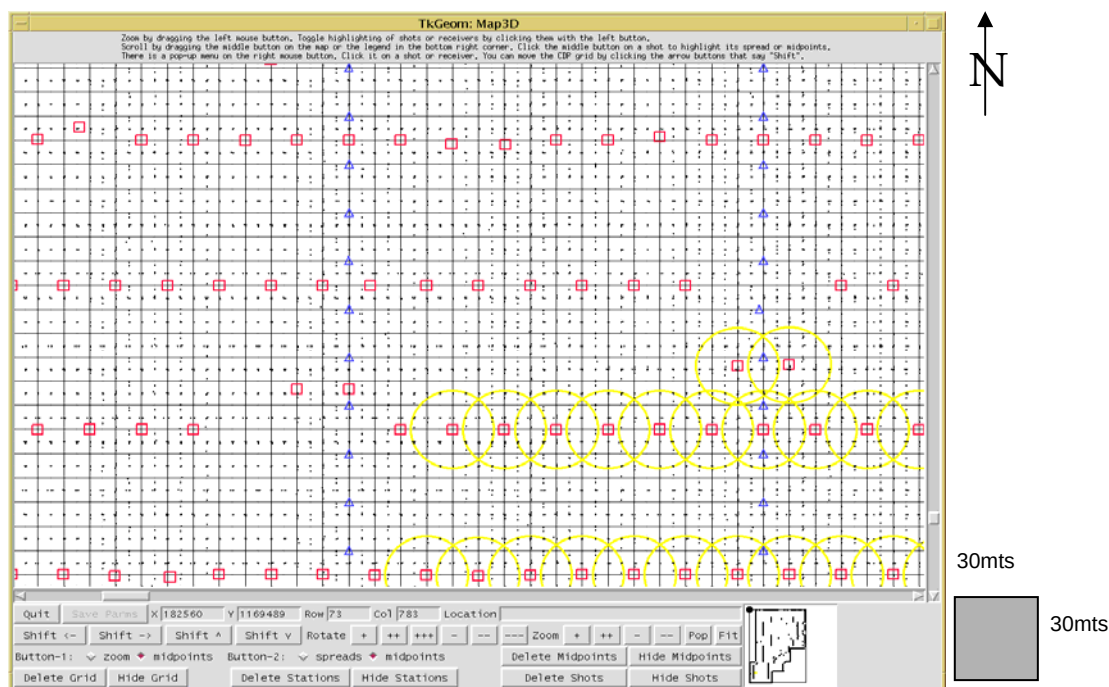


Figura 4.8.- Mapa de ubicación promedio de puntos medios (CMP) en el centro de cada celda del mallado.

4.2.2.- Creación de la Geometría.

El modulo de geometría del software combina los datos del levantamiento y crea una base de datos de geometría 3D. La estructura de trabajo para el modulo de Geometría consta de los siguientes datos:

- Datos de línea.
- Datos de estaciones.
- Datos de disparos.
- Datos del tendido.
- Datos de superficie.

Al ejecutarse el trabajo se da inicio a la revisión de errores. Se verifican que hayan coordenadas y elevaciones para cada disparo y cada receptor en las listas de números totales de estaciones y disparos, (fstn) y (fshot) respectivamente.

Posterior a la generación de la Geometría se visualizaron y revisaron algunos atributos importantes como la cobertura, elevación, distribución de distancia fuente receptor y azimuth (ver figura 4.9 y 4.10), chequeando así posibles errores.

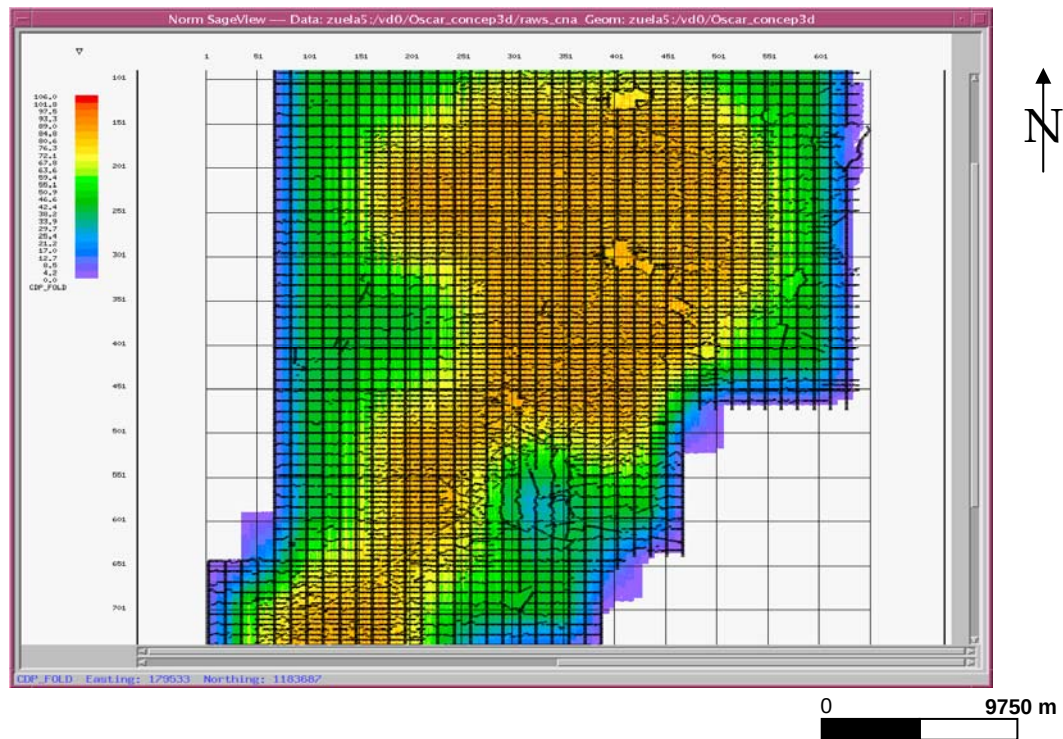


Figura 4.9.- Mapa de cobertura 3D

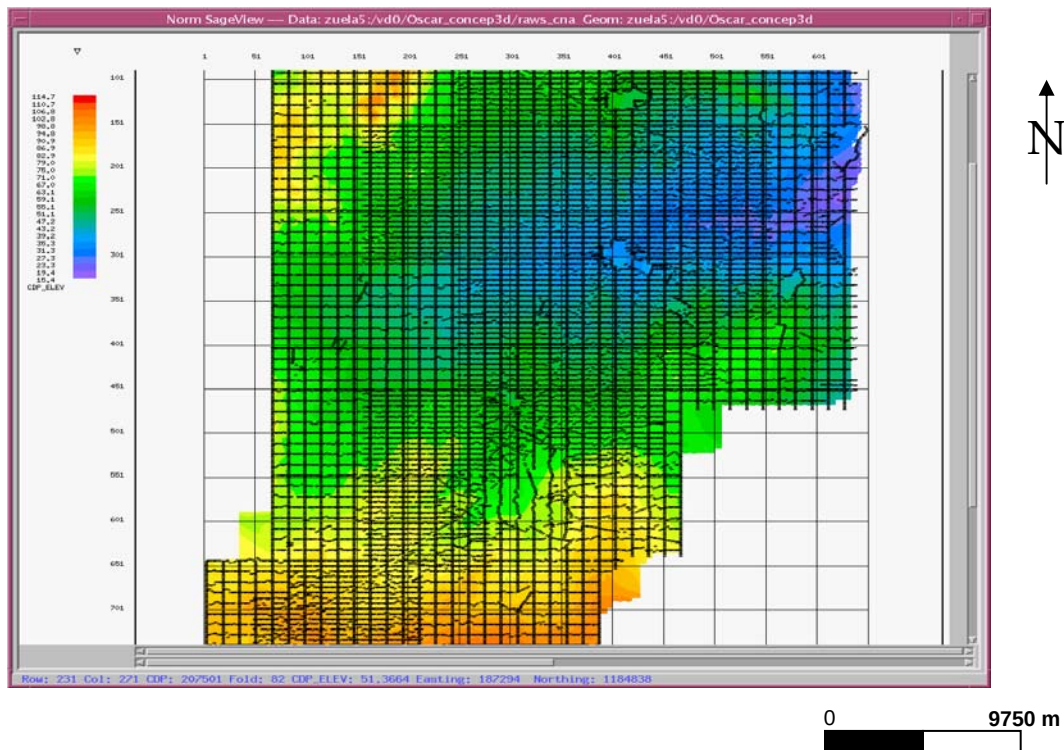


Figura 4.10.- Mapa de elevaciones de los puntos comunes en profundidad.

4.3.- Preprocesamiento

Una vez generada y chequeada la geometría se procedió a cargar los datos sísmicos, fueron un total de 24637 disparos o registros de campo en formato SEG2 los cuales fueron leídos y grabados a disco. Al finalizar la lectura de datos 3D (grabados en formato SEG2) se visualizaron y chequearon utilizando el software diseñado con este fin.

4.3.1.- Definición de las primeras llegadas

Por medio del programa gráfico se visualizaron los disparos o registros sísmicos en donde el primer paso fue definir la curva de perfil de velocidades (curva verde) que indica la tendencia de las primeras llegadas y luego se definen las mismas (ver figura 4.11). El criterio que se mantuvo durante toda la etapa de selección de las

primeras llegadas para el proyecto fue picar las mismas con una polaridad negativa en los picos de las ondículas.

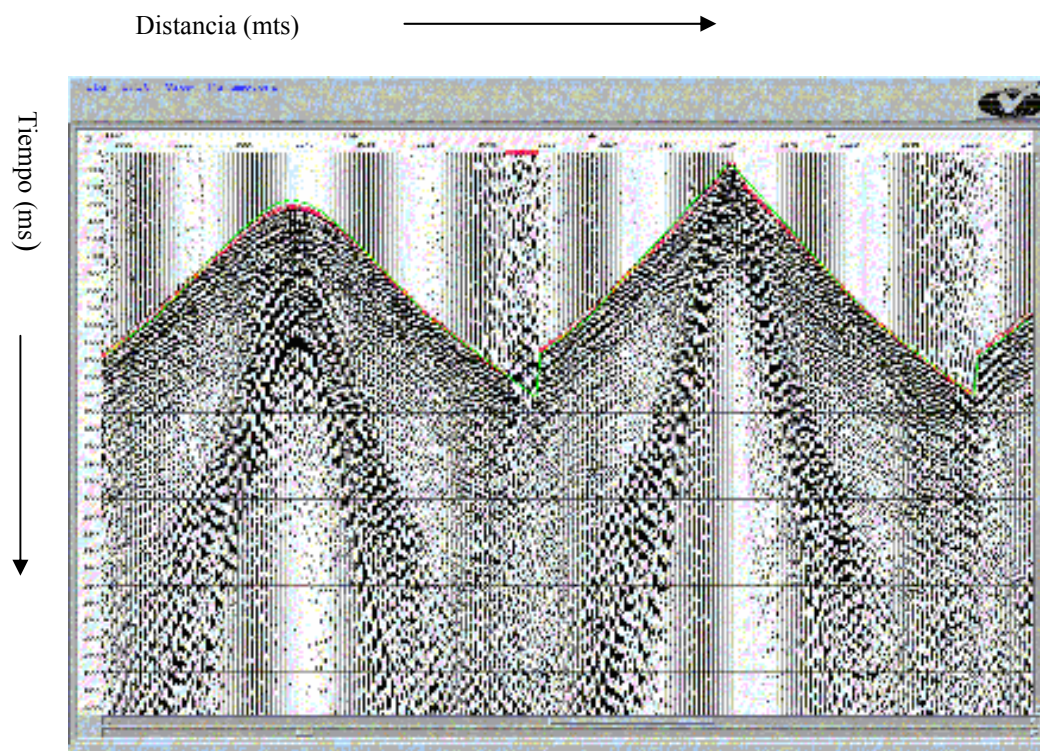


Figura 4.11.- Selección de las primeras llegadas y definición del perfil de curva de velocidades.

Posterior a la definición las primeras llegadas y el perfil de curva de velocidades se realizaron la edición de las trazas a consecuencia de geófonos defectuosos o dañados e inversión de polaridad de las mismas que así lo ameritaban. Para ambos casos el software utilizado permite realizar este procedimiento de modo interactivo.

4.3.2.- Prueba de Parámetros

4.3.2.1.- Divergencia Esférica

Las pérdidas de amplitud debido a divergencia esférica y atenuación inelástica fueron compensadas multiplicando cada muestra de cada traza por una función exponencial, basada en la siguiente ecuación:

$$G(t) = At^n \quad \text{Ec (4.1)}$$

Donde:

$G(t)$: Amplitud de la traza de salida al tiempo t .

A : Amplitud o escalar

t : Tiempo en segundos donde el ajuste de amplitud se realiza

n : Valor del exponente.

Se realizaron varias pruebas que permitieron definir el valor del exponente “ n ”. Los valores variaron entre 2.0, 2.25, 2.5, 2.75 y 3.0. Los parámetros finales definidos fueron los siguientes:

$$A = 1$$

$$n = 2.75$$

Los parámetros seleccionados fueron aplicados hasta los 2.8 segundos de información, manteniendo el valor de la función constante a partir de ese momento.

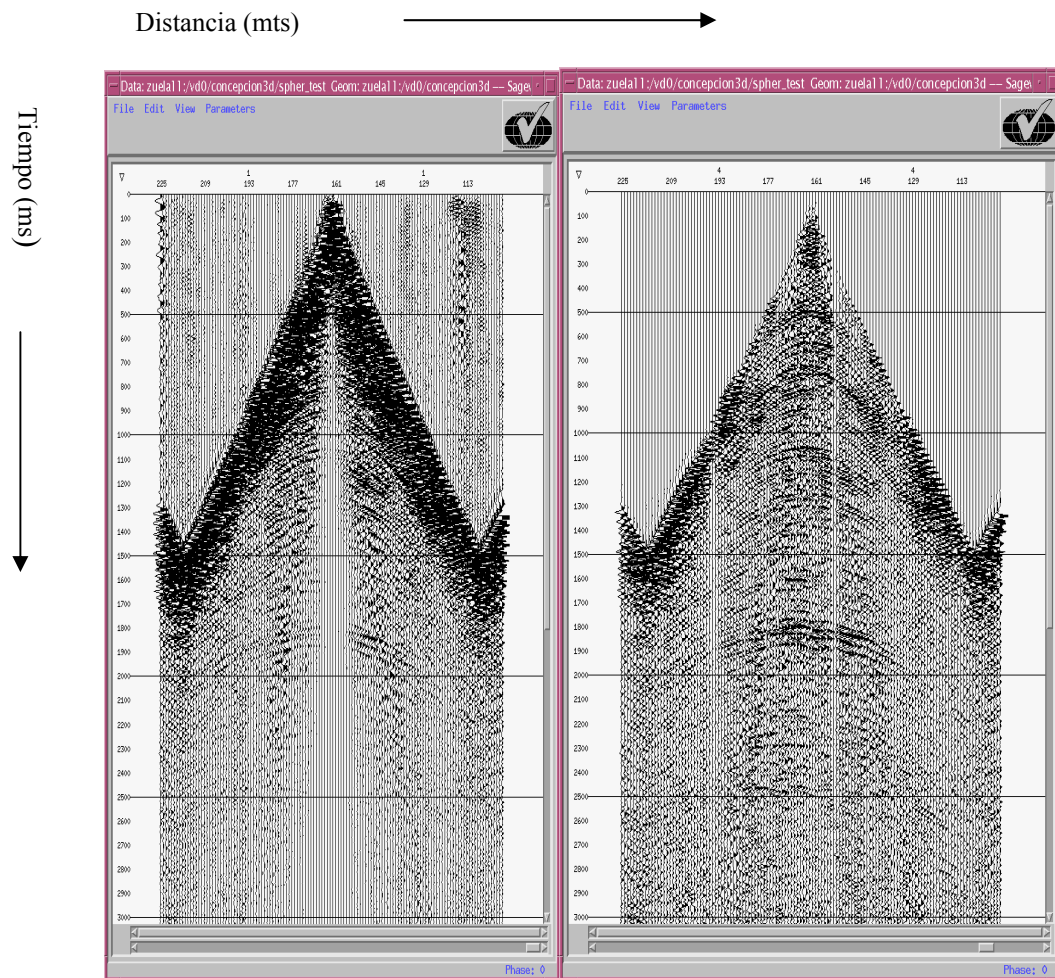


Figura 4.12.- Aplicación de la ganancia exponencial sobre registros de campo

Es apreciable como los valores bajos de amplitud se recuperan para los eventos más profundos, manteniendo uniformidad en todos los tiempos, sin perder amplitudes en zonas someras (ver figura 4.12).

Para valores de “n” menores a 2.75, las amplitudes no se recuperan para eventos profundos, en cambio para valores mayores los eventos someros pierden amplitud.

4.3.2.2.- Deconvolución

La deconvolución es un proceso aplicado en el procesamiento de datos sísmicos que permite mejorar la resolución vertical de estos, comprimiendo la ondícula sísmica a aproximadamente un impulso (spike), eliminando las reverberaciones y removiendo los efectos de filtrado de los sistemas de grabación. En esta etapa se realizaron diferentes pruebas con el objeto de determinar los parámetros óptimos de:

1. Longitud del operador de deconvolución.
2. Porcentaje de ruido blanco.
3. Ventana de aplicación.
4. Algoritmo de deconvolución.

Las pruebas fueron realizadas y evaluadas a nivel de disparos y apilados, con la finalidad de definir el valor óptimo para cada parámetro, contando cada una de ellas con su respectivo autocorrelograma. Las pruebas para cada uno de los parámetros fueron:

- Pruebas para definir el mejor algoritmo de deconvolución
 - ✓ Deconvolución predictiva
 - ✓ Deconvolución impulsiva consistente con superficie.
- Pruebas de longitud del operador: 80, 120, 160, 200 y 240 ms.
- Pruebas de ruido blanco: 0.001 %, 0.01 %, 0.1 %, 1 % y 5 %.
- Pruebas de la ventana de predicción: 8, 12, 16, 24 ms.

La evaluación de las pruebas realizadas permitieron determinar los parámetros óptimos de deconvolución, éstos fueron los siguientes (ver figura 4.13):

- Deconvolución impulsiva consistente con superficie
- Operador de longitud : 160 ms.

- Porcentaje de ruido blanco : 0.1 %
- Ventana de aplicación: 300 – 3000 ms. @ 40 m.
1700 – 3200 ms. @ 3300 m.

La selección de la ventana de aplicación se realizó excluyendo las refracciones cercanas a las primeras llegadas y zonas sin información sísmica coherente.

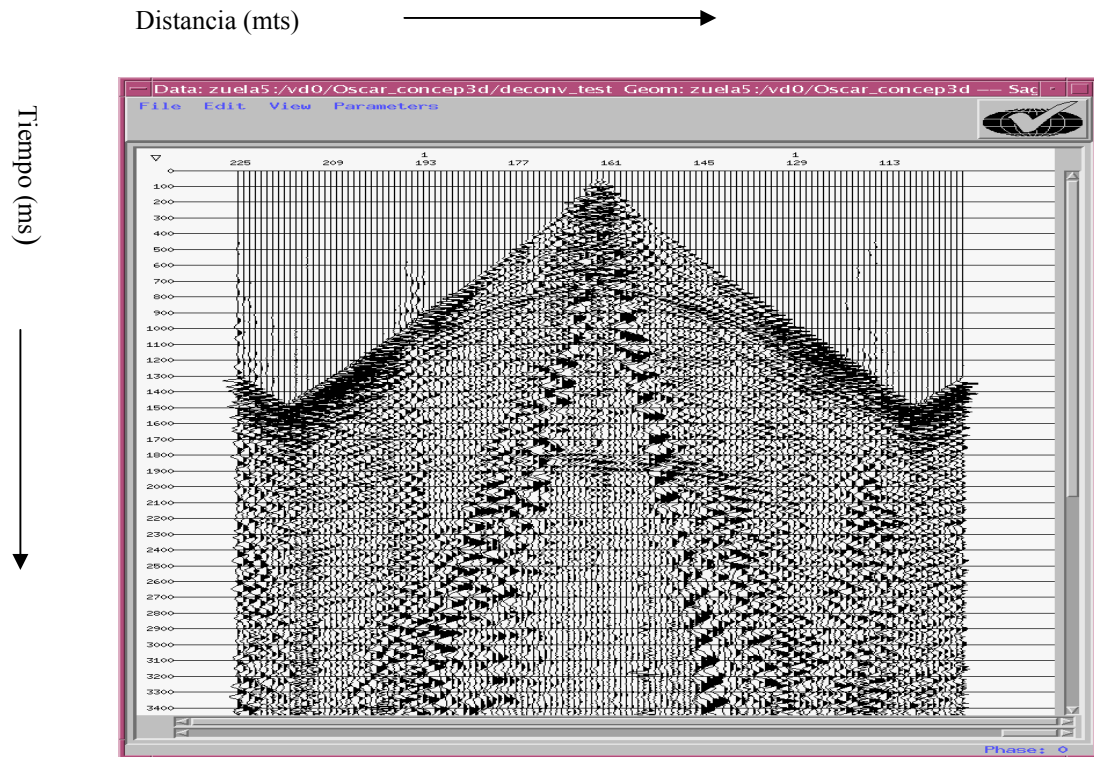


Figura 4.13.- Registro sísmico antes de la deconvolución

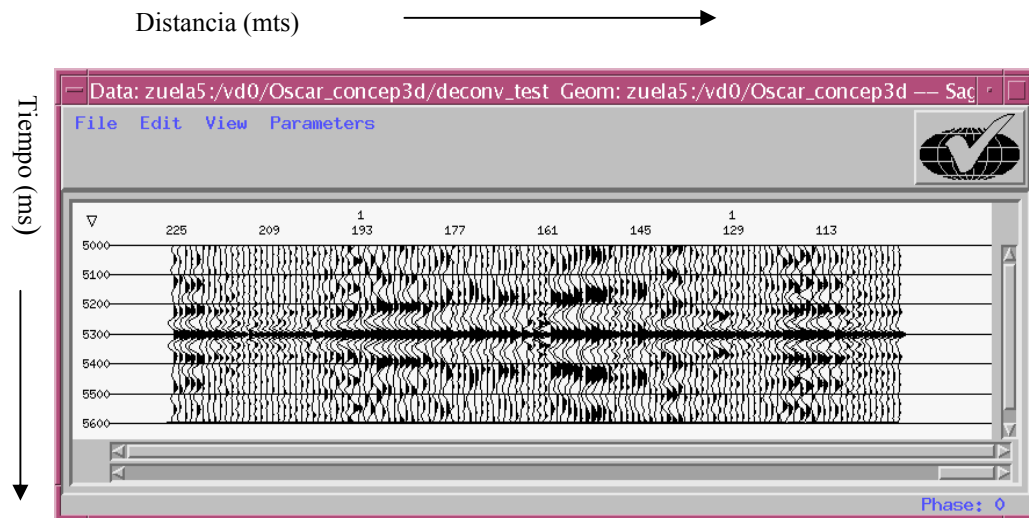


Figura 4.14.- Autocorrelograma del un registro de sísmico antes de la aplicación del proceso de deconvolución.

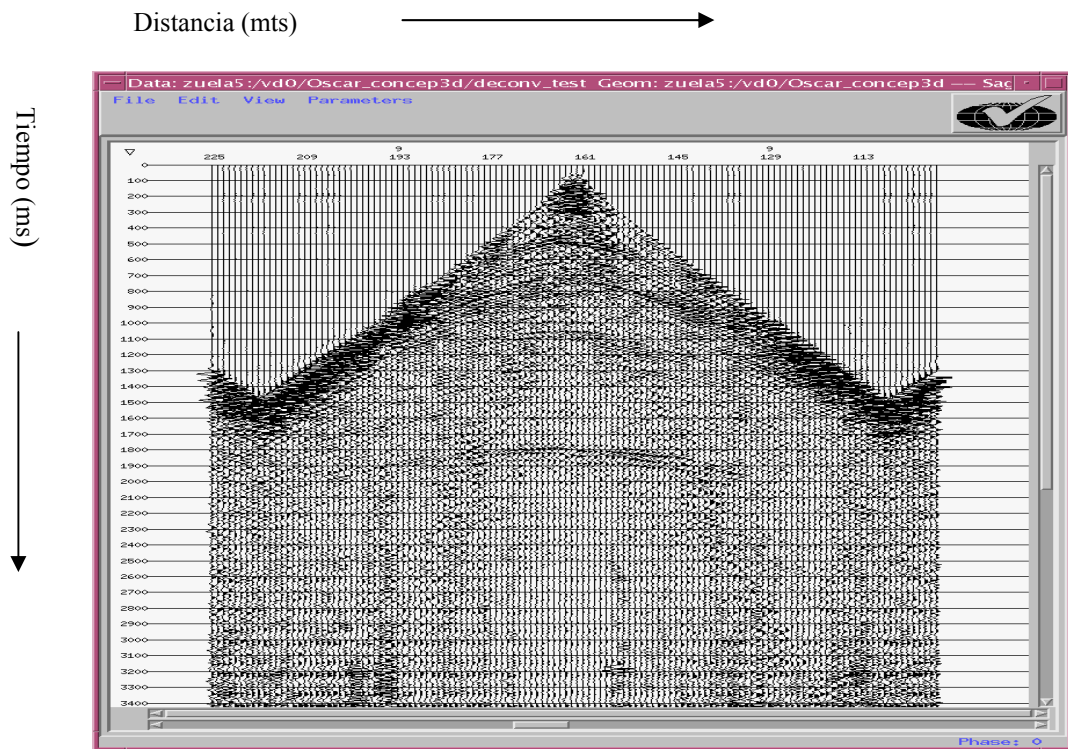


Figura 4.15.- Registro sísmico después de la deconvolución

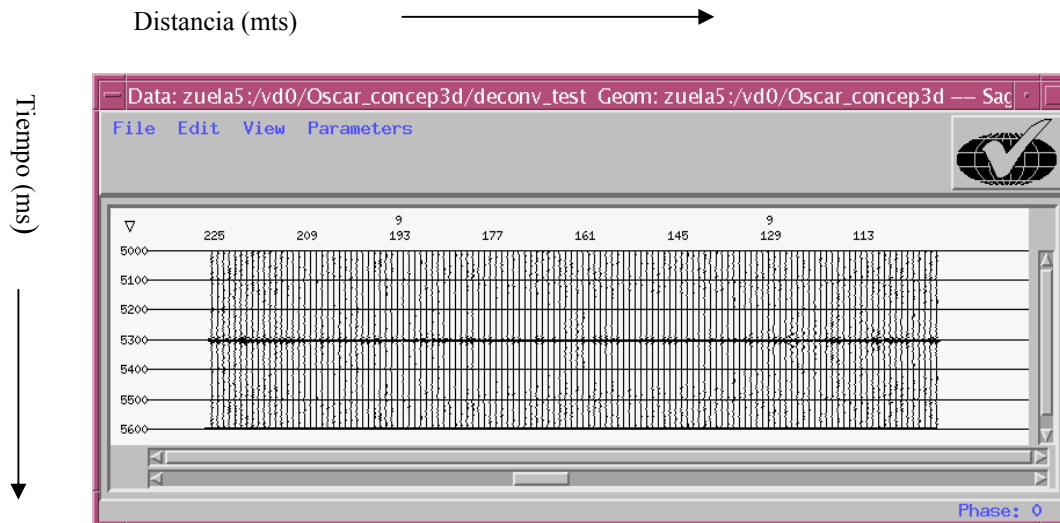


Figura 4.16.- Autocorrelograma del un registro de campo después de la aplicación d el proceso de deconvolución.

En la figura 4.13 se observa un registro sísmico en la cual no se ha aplicado deconvolución, a diferencia de la figura 4.15 en donde se observa el mismo registro con el proceso de deconvolución aplicado. Cada uno de estos registros sísmicos cuenta con su autocorrelograma, en donde se puede notar como se eliminan las reverberaciones y se comprime la ondícula (ver figura 4.14 y 4.16).

4.4.- Filtros

Para poder realizar la separación de la información deseada contenida en una señal sísmica, de la información no deseada (ruido), se aplicaron a los registros de campo diferentes filtros. El cono de ruido (ground roll) o ruido de baja frecuencia fue eliminado utilizando un filtro que toma en cuenta frecuencias y velocidades. En este caso, para filtrar este efecto, el cual corresponde a frecuencias bajas, se seleccionó un rango de frecuencias de (0 - 16) Hz y velocidad (0 – 1400) m/s. El filtrado utilizado para eliminar el ruido de 60 Hz, trabaja sobre el espectro de frecuencia. Este filtro

realmente elimina las frecuencias de 60 Hz, conservando la señal sísmica coherente (ver figura 4.20).

La figura 4.17, representa un registro sísmico donde se aprecia la existencia de ruido de baja frecuencia y además ruido de 60 Hz, mientras que en la figura 4.18, se visualiza el mismo registro con la aplicación de los filtros para ruidos de baja frecuencia. En la figura 4.19 se observa un espectro de frecuencia donde visualizan picos que representan ruidos de 60 Hz y en la figura 4.20 se observa el espectro de frecuencia después de haber aplicado el filtro para la eliminación de ruidos de 60 Hz. Nótese que se elimina las frecuencias de 60 Hz conservándose la señal sísmica coherente.

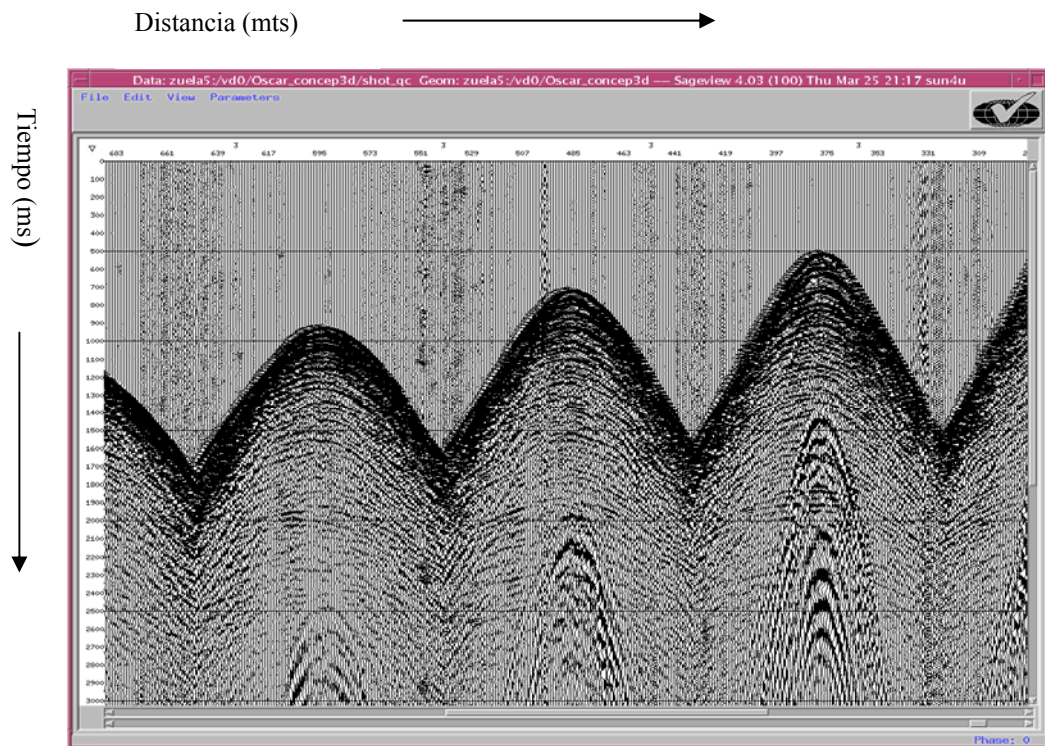


Figura 4.17.- Registro de campo, en donde se aprecia el efecto producido por la onda superficial o cono de ruido (ground roll).

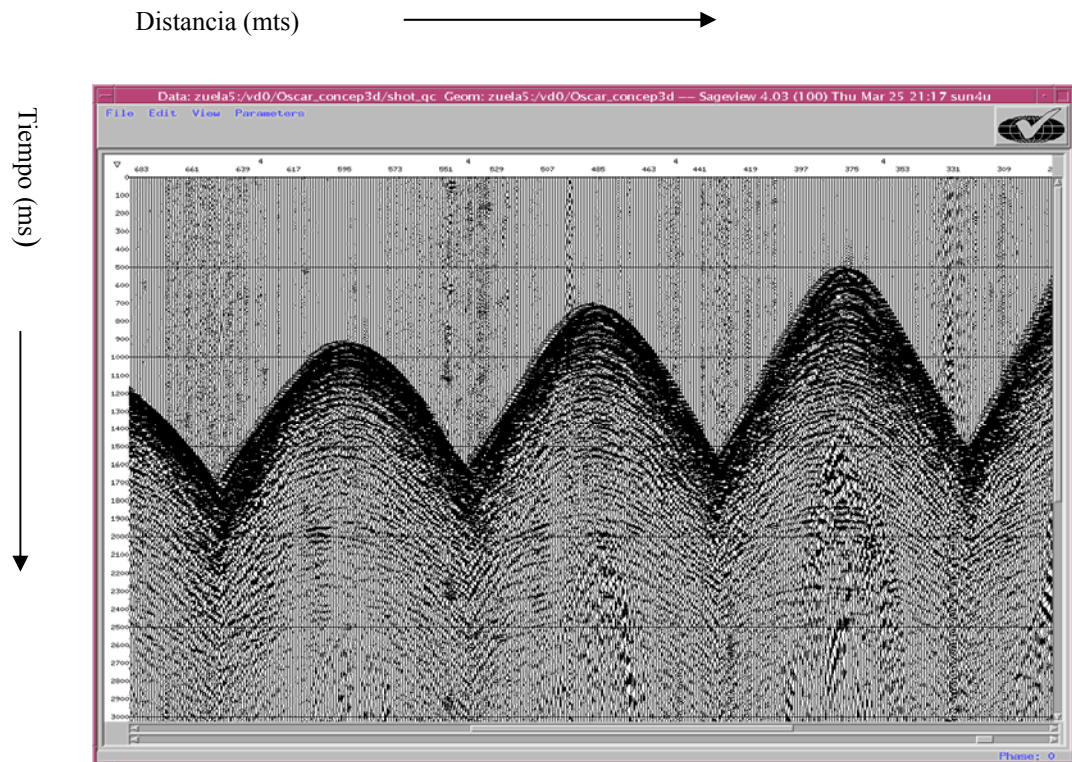


Figura 4.18.- Registro de campo filtrado minimizando el efecto de la onda superficial o cono de ruido (ground roll).

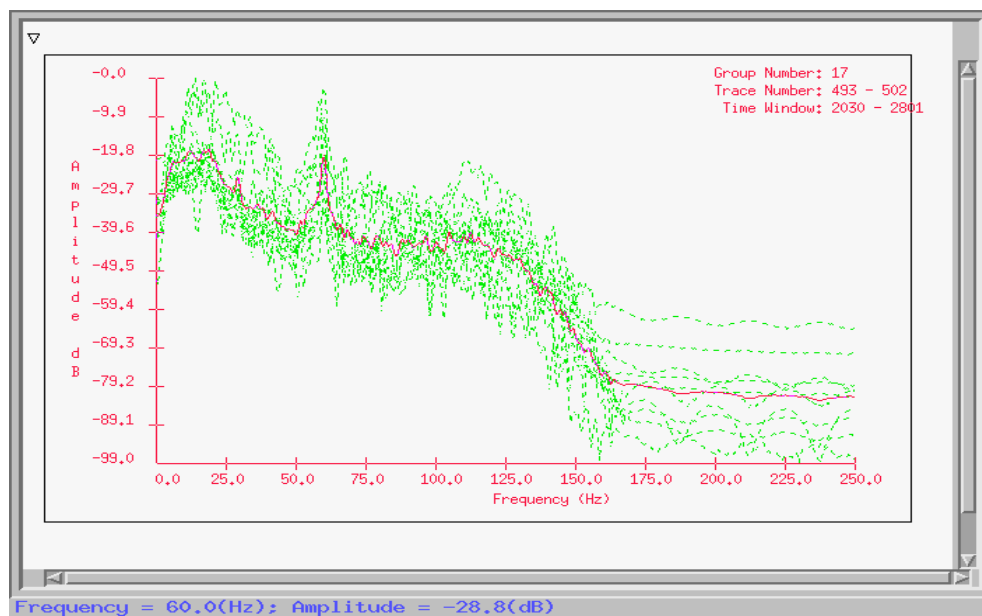


Figura 4.19.- Espectro de frecuencias antes del filtrado

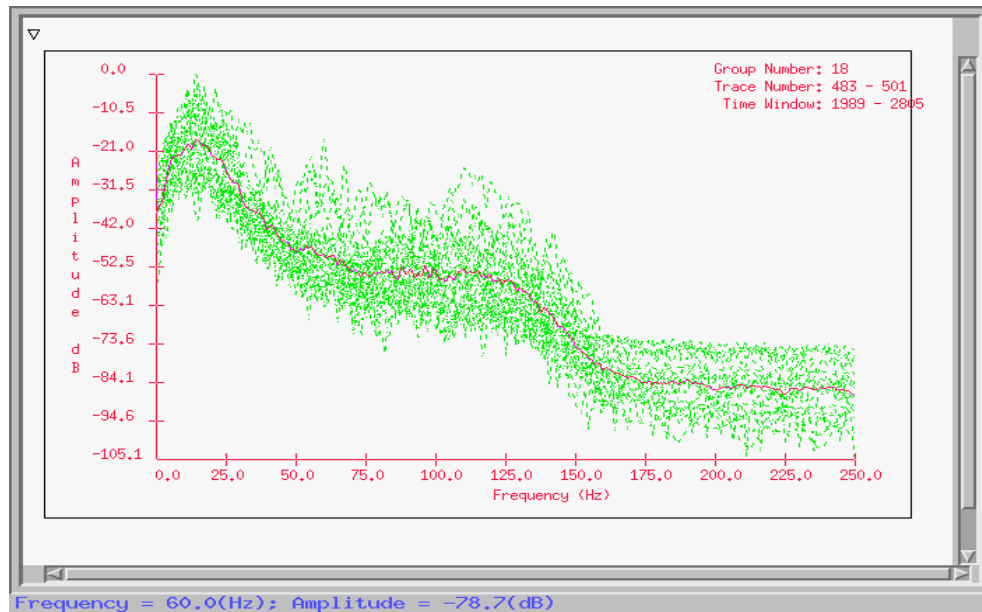


Figura 4.20.- Espectro de frecuencias después del filtrado

4.5.- Ordenamiento de los Datos a Punto Común en Profundidad

Antes de realizar el primer apilado se realiza un proceso que reordena las trazas de cada registro de campo en puntos comunes en profundidad, utilizando las relaciones de trazas, disparos y receptores contenidas en los archivos de atributos espaciales generados en la etapa de inicialización. Las trazas pertenecientes a cada punto común en profundidad, fueron organizadas en estricto orden de distancia fuente receptor. La separación de cada punto común en profundidad y la cobertura máxima alcanzada, dependió de las características propias del levantamiento.

4.6.- Correcciones Estáticas por Refracción

Para compensar los efectos causados por las irregularidades topográficas, variaciones de velocidades y espesor de la capa meteorizada, se aplicaron las

correcciones estáticas por refracción, eliminando el retardo que sufre la onda sísmica al atravesar esta capa de baja velocidad.

Los registros de campo fueron utilizados para determinar los tiempos de los primeros arribos, con los cuales se construye un modelo inicial que describe la capa de baja velocidad. El modelo inicial es necesitado por los paquetes para determinar las correcciones estáticas.

Los métodos utilizados para determinar las correcciones estáticas a los tiempos de reflexión sísmica, consistieron en el uso de dos paquetes conocidos como GLI (Inversión Lineal Generalizada) y Tomografía.

4.6.1.- Aplicación del Método de Inversión Lineal Generalizado (GLI)

El paquete GLI usa la técnica de la inversión lineal generalizada para iterar a partir de un modelo inicial, tratando de minimizar las diferencias entre el modelo estimado y los primeros quiebres observados. Se suministran las velocidades sísmicas de las ondas directas (V_0) y un modelo inicial de la superficie cercana basada en espesores y velocidades de la capa meteorizada (V_1), la velocidad de corrección ($V_C=2600$ m/s), el plano de referencia (120 mts.), el número de capas del modelo (en este caso fueron 2 capas) y distancias fuente-receptor. El modelo inicial se define utilizando los primeros quiebres, con los cuales se generan gráficas (ver figura 4.21) que arrojan la siguiente información:

- Los tiempos intercepto
- Las velocidades de un modelo inicial de refracción (velocidad del primer y segundo refractor)
- La dispersión de los primeros quiebres
- El número de capas refractoras.

- Distancia fuente-receptor (offset) máxima de las primeras llegadas (offset máximo=2000 mts.).

Se puede observar que la figura 4.21 representa la domocrónica del disparo 17074 utilizando los primeros quiebres, en donde se visualiza que amerita un análisis más detallado o la eliminación del disparo para generar el modelo inicial ya que presenta mucha dispersión de los primeros quiebres para distancias fuente-receptor lejanas y la V_1 es igual a la V_2 . La figura 4.22 representa un buen ejemplo estadístico de los primeros quiebres.

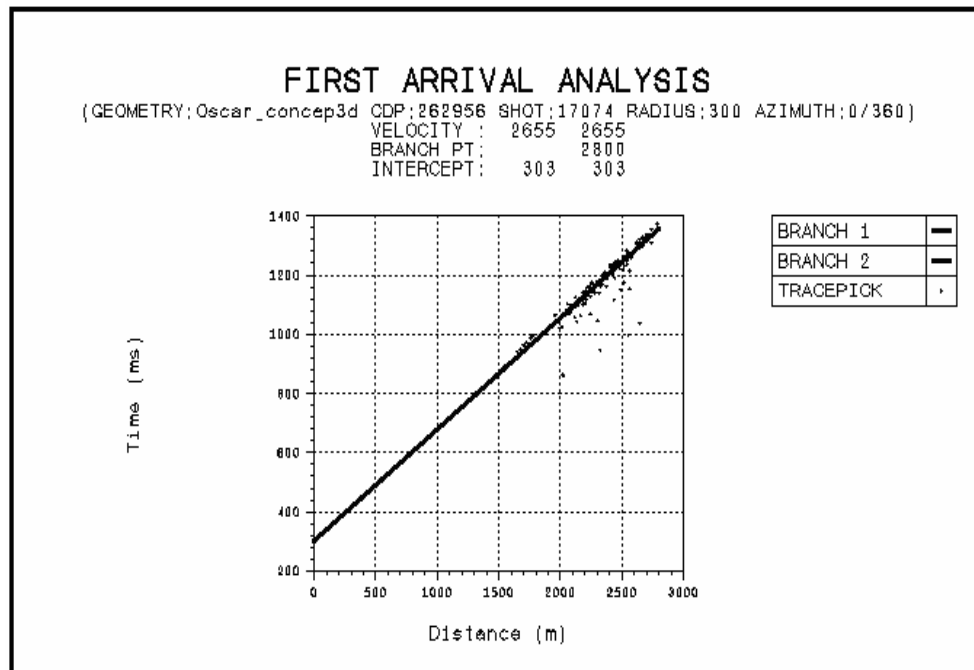


Figura 4.21.- Domocrónica representativa de las primeras llegadas para el análisis de cada uno de los disparos (disparo que necesita ser revisado).

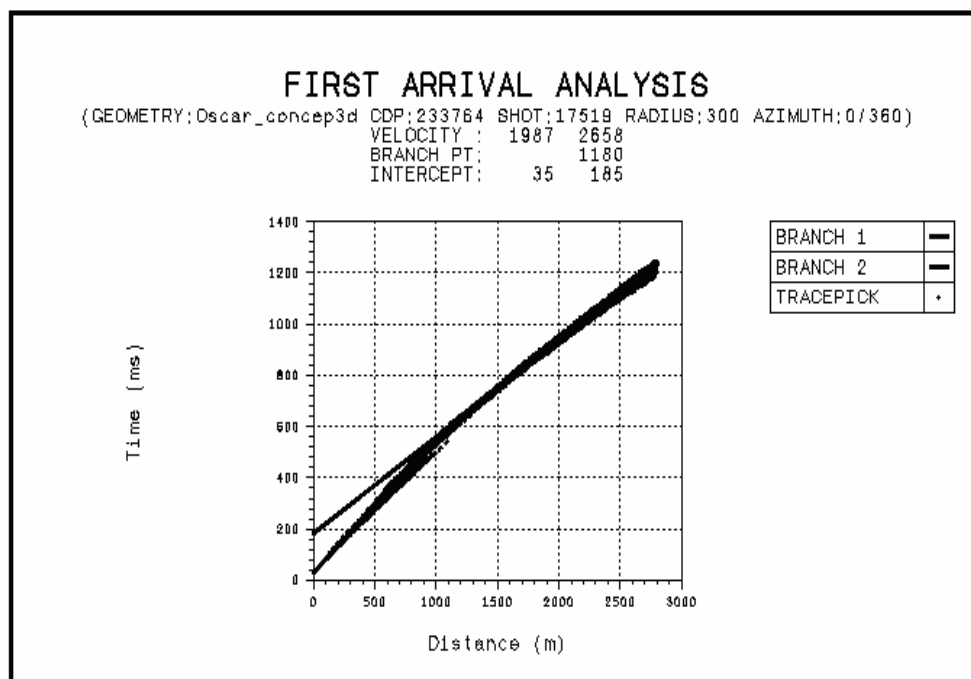


Figura 4.22.- Domocrónica representativa de las primeras llegadas para el análisis de cada uno de los disparos (disparo que no necesita ser revisado).

Una vez suministrada toda esta información se ejecuta el programa GLI obteniendo el reporte de ejecución, con la cual se analiza que tan acertado es el modelo de refracción final, basado en la diferencia promedio que éste proporciona entre los quiebres teóricos y reales. Esto se consigue después de varias iteraciones (en este caso fueron 5 iteraciones), el error inicial de 28 se redujo a 8, después de las iteraciones realizadas por el programa.

4.6.1.1.- Control de Calidad de las Estáticas de Refracción utilizando el Método GLI (Inversión Lineal Generalizada).

Una vez generados los modelos se analizan las velocidades y los espesores obtenidos (ver figuras 4.25 y 4.26). En caso de presentar alguna anomalía (velocidades y espesores por encima o por debajo del promedio) se debe chequear la geología de la zona y sus respectivas primeras llegadas para la construcción del modelo inicial.

Una vez ejecutado el paquete GLI, se realiza un control de calidad aplicando una corrección dinámica lineal (LNMO), con el fin de aplanar y sucesivamente apilar los datos en el dominio de los receptores y disparos. Aquellos datos que no logren ser aplanados en las secciones apiladas podrían indicar errores en la geometría, errores en la determinación de los primeros quiebres o problemas con el modelo de refracción. Además se pueden encontrar estaciones ruidosas, controlar la inversión de polaridad y controlar el trabajo de las estáticas.

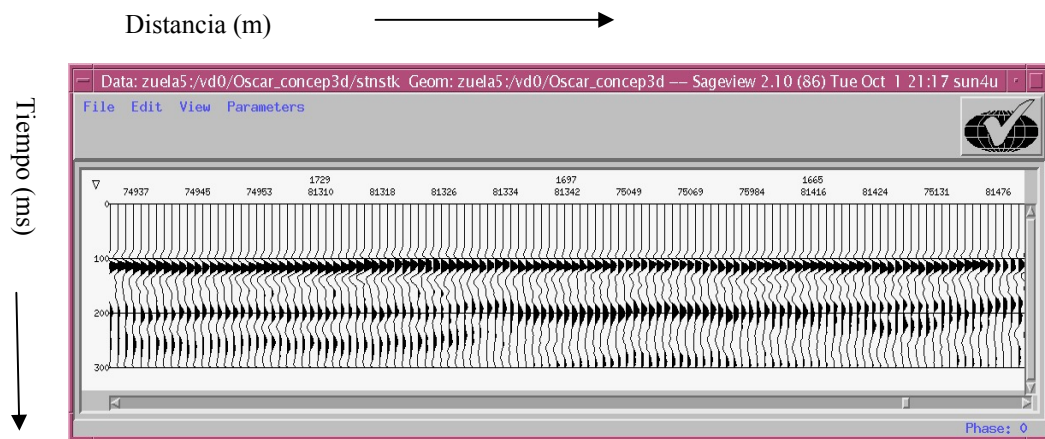


Figura 4.23.- Estaciones apiladas después de la aplicación del método de Inversión Lineal Generalizada.

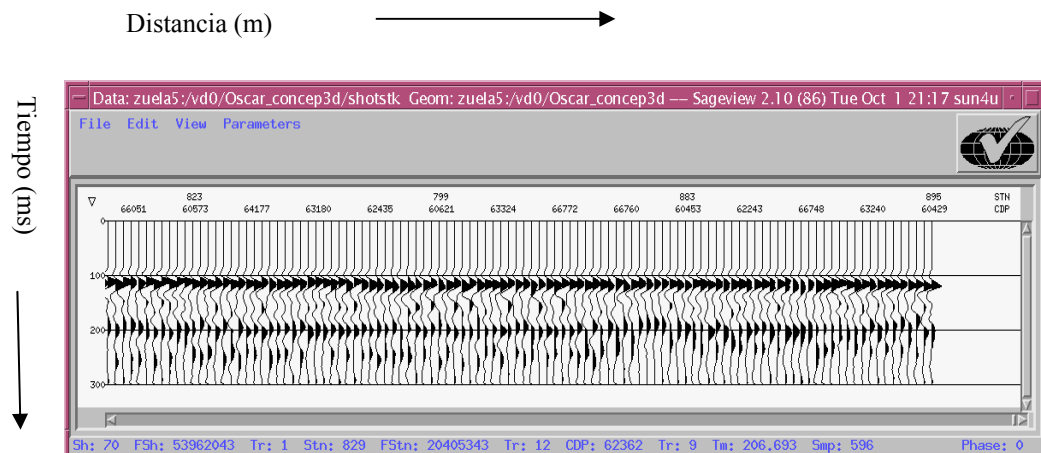


Figura 4.24.- Disparos apilados después de la aplicación del método de Inversión Lineal Generalizada.

Al desplegar todos los apilados encontramos algunos saltos los cuales son producto de no tener los mismos ordenados por disparos de campo (fshots).

Con la aplicación del método de Inversión Lineal Generalizada, se calcula la velocidad del primer refractor y la del segundo refractor, éstas se pueden representar a través de mapas (ver figura 4.25 y 4.26), los cuales representan un control de calidad permitiendo observar valores anómalos de velocidad y espesores.

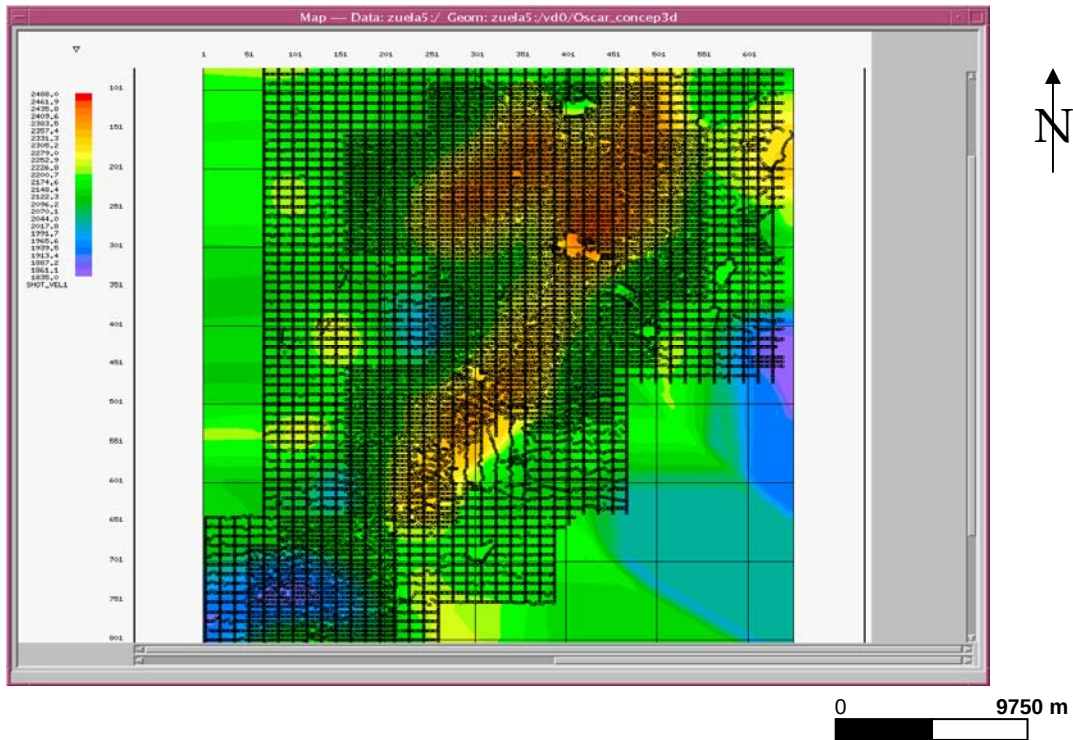


Figura 4.25.- Velocidades del primer refractor calculado a través del método de Inversión Lineal Generalizada.

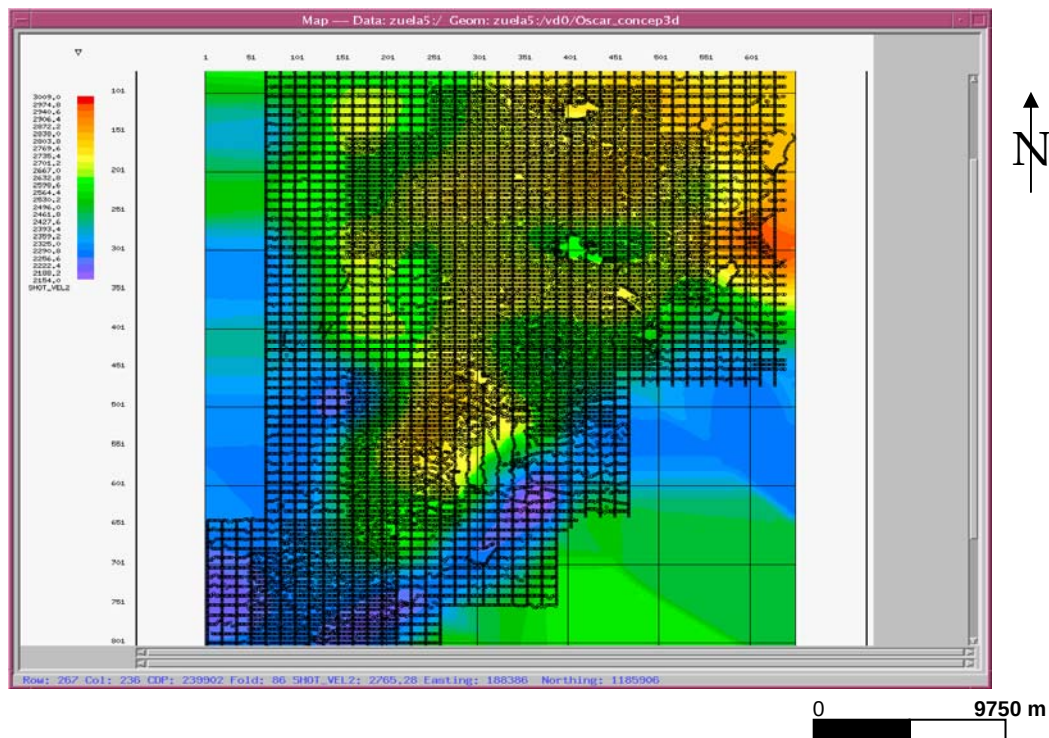


Figura 4.26.- Velocidad del segundo refractor calculado a través del método de Inversión Lineal Generalizada.

En la figura 4.25 y 4.26 se observa las velocidades del primer y segundo refractor. La velocidad del primer refractor varía entre 1835.0 m/s y 2488.0 m/s y la del segundo refractor varía entre 2154.0 m/s y 3009.0 m/s.

4.6.2.- Aplicación del Método de Tomografía.

Este es un método recientemente desarrollado para calcular las estáticas de refracción. En este método, el modelo de velocidad de la superficie cercana es representado utilizando un mallado de celdas, en las cuales a cada nodo se le asigna un valor de velocidad, la cual puede ser interpolada dentro de cada celda, permitiendo modelar variaciones fuertes de velocidad. Normalmente el tamaño de las celdas es 1 ó 2 veces el intervalo entre estaciones, en este caso fue de 60 mts.

Los primeros quiebres son tratados como ondas directas propagándose dentro de cada capa según la trayectoria del rayo, lo que permite determinar inclusive la velocidad de la primera capa (V_0). Los nodos de velocidad son determinados por el método de mínimos cuadrados no lineales, lo cual minimiza las diferencias entre los tiempos de viaje de los primeros quiebres observados y aquellos calculados a partir del modelo del mallado.

Para calcular las correcciones estáticas a través de este método, se le debió suministrar las velocidades sísmicas de las ondas directas (V_0) y el modelo inicial de la superficie cercana basado en tiempos de intercepto y velocidades de la capa meteorizada (V_1), la velocidad de corrección ($V_c=2600$ m/s) y el plano de referencia (120 mts.).

El objeto del cálculo de las estáticas a través de este método, utilizando los primeros arribos de los registros de producción, es la obtención del modelo somero de velocidad, con el cual se pretende eliminar el efecto de la capa meteorizada. Permite detectar y modelar inversiones de velocidad. Las estáticas calculadas con estos modelos logran una mejor compensación del efecto no deseado producido por la capa meteorizada.

4.6.2.1.- Control de Calidad de las Estáticas de Refracción utilizando el Método de Tomografía.

El control de calidad de los resultados obtenidos mediante la aplicación de este método se realizó a través del programa *Tornado* en donde se puede observar el modelo somero de velocidades obtenido.

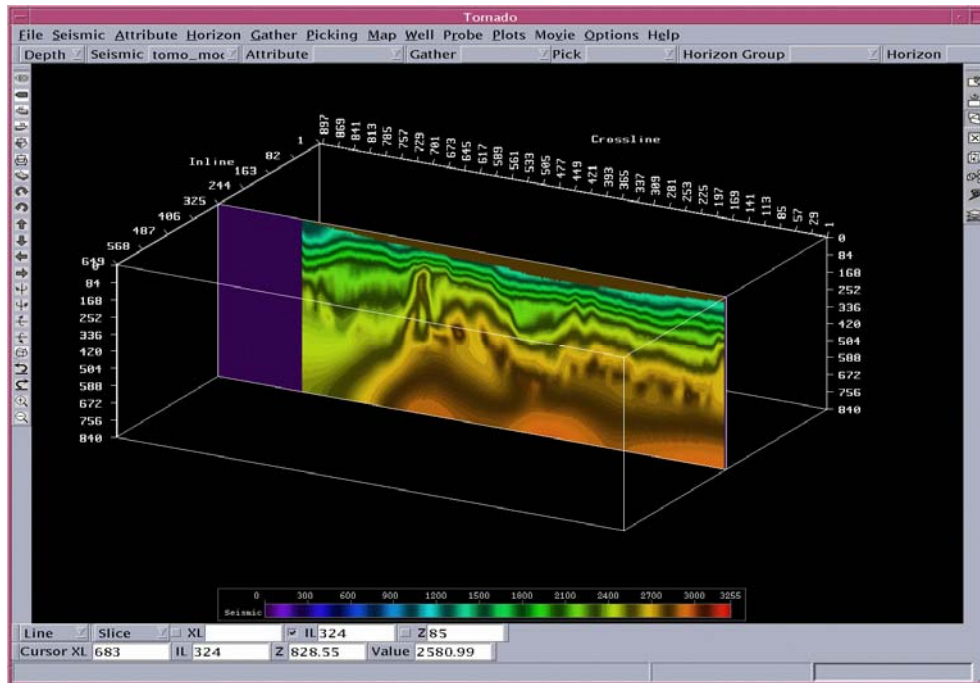


Figura 4.27.- Modelo somero de velocidades obtenido utilizando el método de Tomografía correspondiente a la fila (inline) 324.

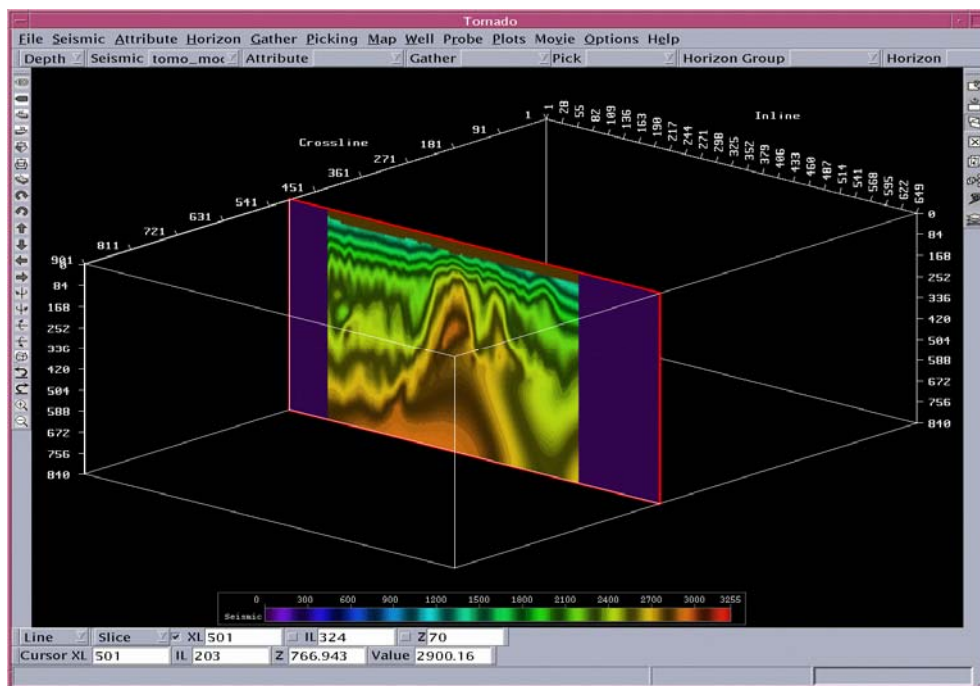


Figura 4.28.- Modelo somero de velocidades obtenido utilizando el método de Tomografía correspondiente a la columna (crossline) 501.

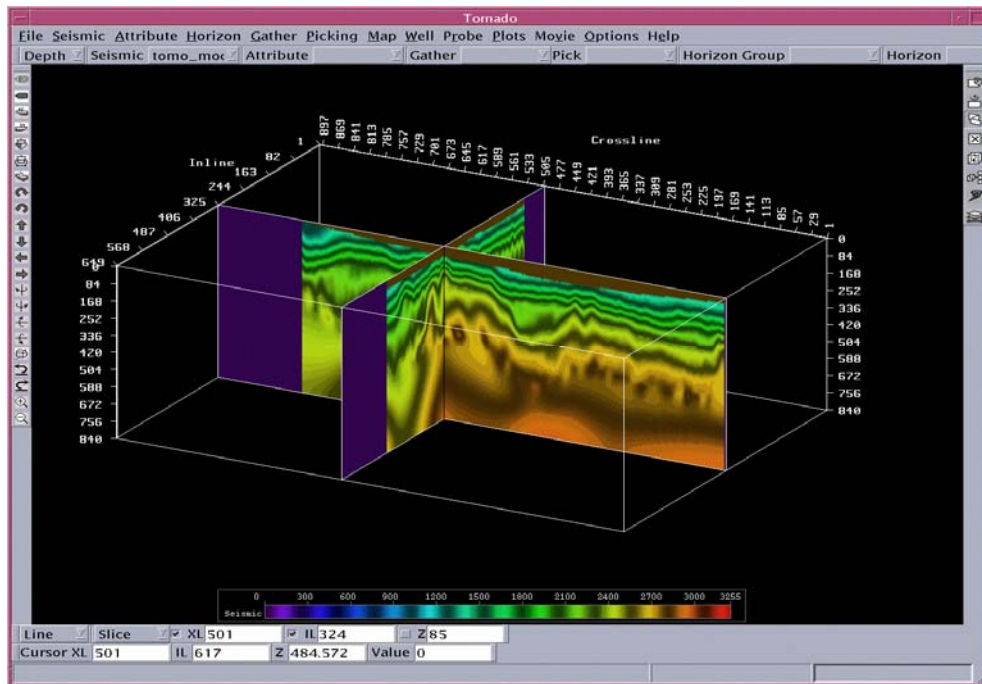


Figura 4.29.- Modelo somero de velocidades obtenido utilizando el método de Tomografía correspondiente a la fila 324 y columna 501.

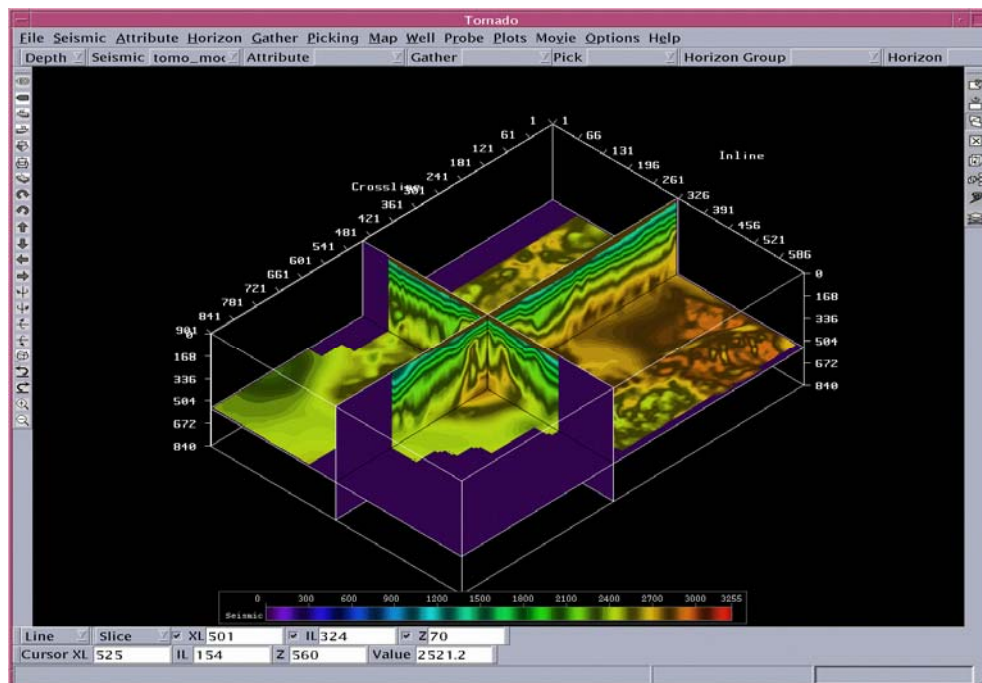


Figura 4.30.- Modelo somero de velocidades obtenido utilizando el método de Tomografía correspondiente a la fila 324 y columna 501, con la representación de un horizonte en tiempo de 70 m

En las figuras 4.26 a la 4.30, se puede visualizar el modelo somero de velocidades determinados por el método de Tomografía para la fila 324 y columna 501 utilizando el programa Tornado, el cual permite la visualización en conjunto de las filas y columnas del proyecto, además de representar los horizontes en tiempos como es el caso de la figura 4.30 en donde se observa un horizonte en tiempo a los 70 mts.

A diferencia del método de Inversión Lineal Generalizada, se puede observar la determinación de velocidades para todo el volumen y no solo para el primer y segundo refractor. El rango de velocidades obtenidas fue de 1000 m/s a los 3000 m/s distribuidas en toda la zona en estudio, concentrándose las mayores velocidades en las zonas de interés.

Es conveniente realizar un apilado de los datos como control de calidad adicional, utilizando las funciones de velocidades obtenidas del modelo de refracción calculadas por este método, con la cual se podrá tener una visión general de lo que será el apilado final.

4.7.- Análisis de Velocidades (1ª Interacción)

Se definieron los puntos de control sobre los cuales se realizaron los análisis de velocidades.

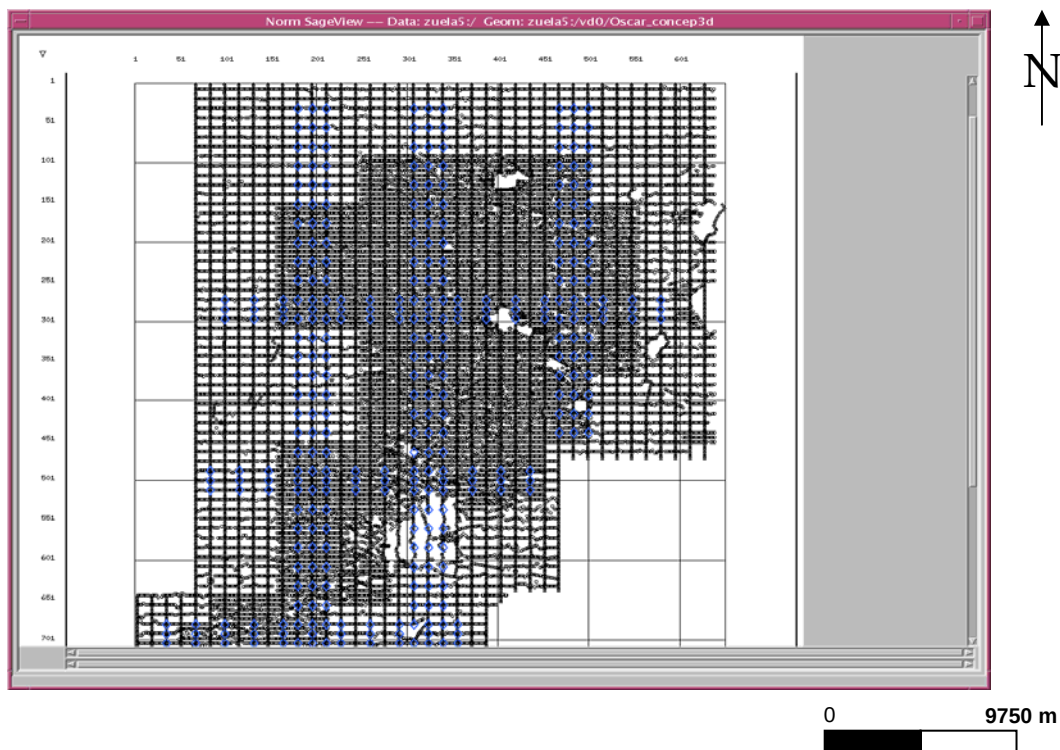


Figura 4.31.- Representación de los puntos comunes en profundidad (cdps) para cada una de las líneas (filas o inline y columnas o crossline) utilizados para los análisis de velocidades

En la figura 4.31 se visualizan en color azul, los puntos comunes en profundidad para cada una de las líneas del proyecto seleccionadas (inlines y crosslines). Para la selección de las velocidades se definieron nueve líneas en dirección N-S (inline) y nueve líneas en dirección E-O (crossline). Las inlines son: 180, 196, 212, 308, 324, 340, 468, 484 y 500; y las crossline son: 273, 285, 297, 489, 501, 513, 681, 993 y 705. Hay que tomar en cuenta que para el análisis de velocidades se seleccionaron los puntos comunes en profundidad cercanos a las intersecciones entre las líneas de receptores y las de disparos, de manera que hayan suficientes distancia fuente-receptor cercanos en los puntos comunes en profundidad de offsets común.

Una vez definidos los puntos de control se arma el archivo de trabajo, aplicando algunos parámetros como: divergencia esférica, deconvolución, estáticas de corto período (estas son ocasionadas por variaciones laterales rápidas e introducen

variaciones de tiempo dentro de las trazas individuales en un punto común en profundidad) y un control automático de ganancia (AGC), con el fin de generar los grupos de puntos comunes en profundidad (gathers) de distancia fuente-receptor (offsets) común y semblanza para la interpretación. El análisis se realiza a través del programa interactivo que usa los puntos comunes en profundidad (gathers) de distancia fuente-receptor (offsets) común y semblanza como entrada (ver figura 4.31) y produce archivos de velocidades y enmudecimiento (mute) en formato ASCII.

En la figura 4.32, se observan tres cuadros (tríptico), el primer cuadro de izquierda a derecha representa la función de semblanza que muestra la energía calculada a partir de la coherencia proveniente de eventos sísmicos hiperbólicos, en el segundo cuadro se representa un registro sísmico en donde se aprecian los reflectores sin corrección dinámica aplicada y en el tercer cuadro se aprecia el mismo registro sísmico con la corrección dinámica de los eventos y la función definida de enmudecimiento. Las funciones de velocidades y enmudecimiento varían espacialmente.

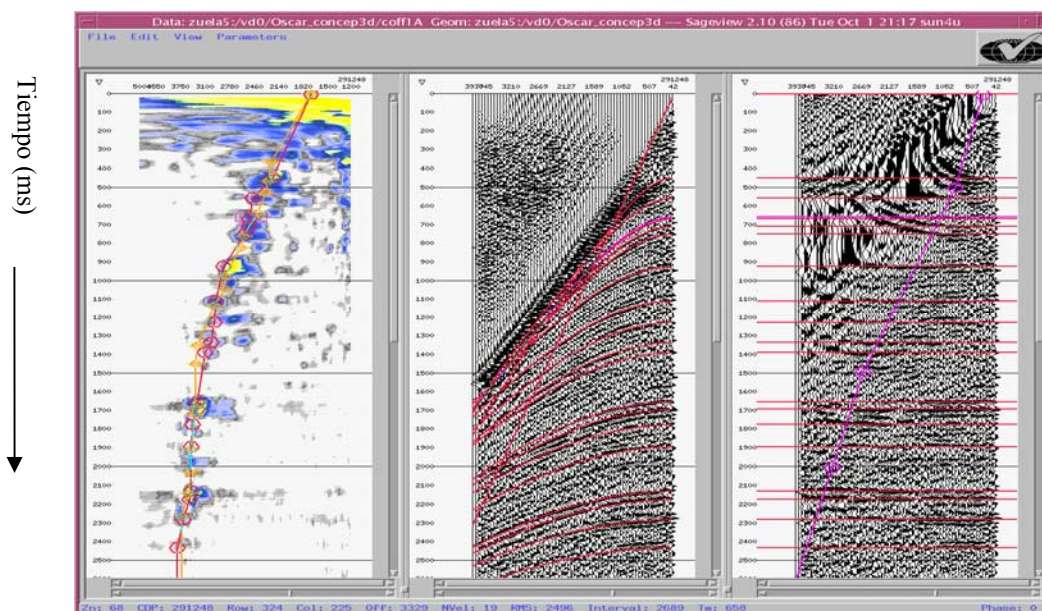


Figura 4.32.- Análisis interactivo donde se muestran los grupos de puntos comunes en profundidad de distancia fuente-receptor (offsets) común y valores de semblanza, sin y con la corrección de velocidades

Los puntos comunes en profundidad definidos para los análisis de velocidades fueron seleccionados cada 1000 mts., resultando un total de 121 análisis de velocidades. Las trazas que componen los apilados (o gathers) de distancia fuente-receptor común presentan una separación de 60 mts., dentro de un rango que va desde 30 hasta 3960 mts. de distancia fuente-receptor (offset). El rango de velocidades utilizado para generar los análisis varió desde 1500 m/s hasta 4500 m/s.

4.8.- Apilado Bruto o Preliminar

Una vez realizados los análisis gráficos interactivos de velocidades y definidas las funciones de enmudecimiento, se obtiene el apilado bruto o preliminar ordenado por puntos comunes en profundidad (cdps), utilizando los modelos generados por el método de Inversión Lineal Generalizado y Tomografía (ver figuras 4.35 y 4.36)

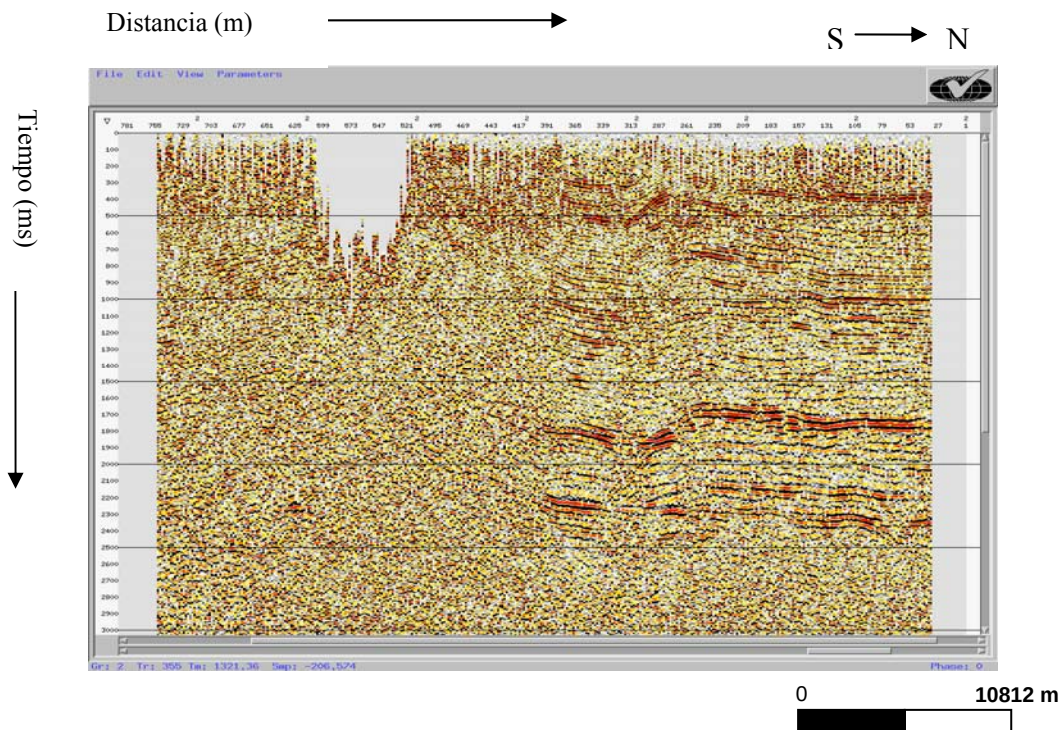


Figura 4.35.- Apilado Bruto o Preliminar generado con las estáticas calculadas mediante el método de Inversión Lineal Generalizada (fila 324).

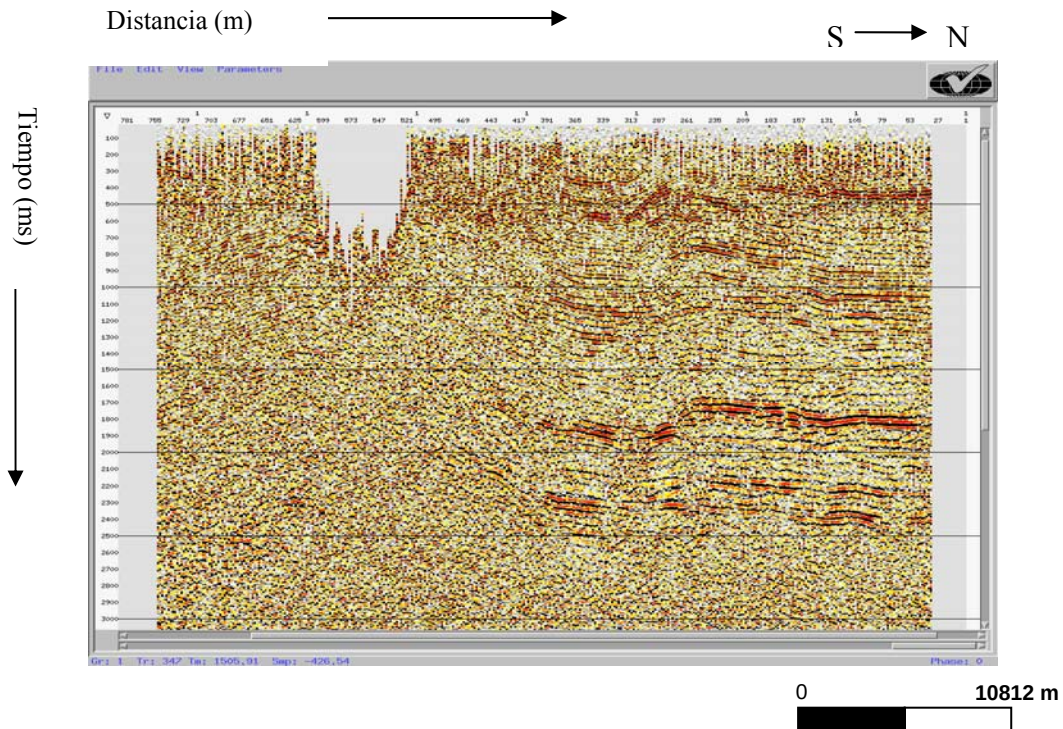


Figura 4.36.- Apilado Bruto o Preliminar generado con las estáticas calculadas mediante el método de Tomografía (fila 324).

Observando y comparando las figuras 4.35 y 4.36 se puede apreciar que el apilado preliminar o bruto generado por la aplicación del método de Tomografía permite visualizar mejor los eventos en la zona ruidosa y más profunda mientras que en las zonas someras y de buena relación señal-ruido no hay mucha variación con el método de Inversión Lineal Generalizada.

4.9.- Primera fase de Estáticas Residuales

Las estáticas residuales consistentes con superficie, buscan resolver las estáticas de alta frecuencia y poca magnitud asociadas a pequeños cambios en los espesores y velocidades de la superficie y que no fueron resueltas por las correcciones estáticas de refracción.

En esta etapa del procesamiento se realizan los siguientes pasos:

- Cálculo y aplicación de estáticas residuales consistente con superficie.
- Se producen varios apilados para el control de los resultados.

Al aplicarse las estáticas de refracción no se corrigen totalmente los problemas de retardo en las trazas sísmicas, es por eso que se calculan y aplican las estáticas residuales las cuales permiten eliminar problemas remanentes o residuos de estáticas.

Para el cálculo de las estáticas residuales en su primer paso se utilizaron los grupos de puntos comunes en profundidad (cdps gathers) con las estáticas de refracción calculadas anteriormente aplicadas y corregidas con el campo de velocidades obtenido en el primer paso de análisis de velocidades, adicionalmente se aplicó un filtro pasabanda con los siguientes valores de frecuencias 8/12-55/65 Hz (rango de la frecuencia dominante de los datos). El módulo utilizado para el cálculo de las estáticas residuales es denominado *Mastt*. Los parámetros empleados para la generación de las estáticas residuales en su primera fase fueron:

- Ventana de correlación : 300 – 2700 ms
- Máxima y mínima estática: ± 32 ms
- Numero de iteraciones : 3

La ventana de tiempo se definió de tal manera que abarcara únicamente las zonas donde se observan eventos sísmicos coherentes. Esta zona correspondió desde los 300 ms. hasta los 2700 ms., también se definió el valor máximo de estática a ajustar, la cual fue de ± 32 ms.

Se realizó el cálculo de las estáticas residuales y se generaron las gráficas de distribución final de las estáticas (ver figura 4.34)

4.9.1.- Control de Calidad de las Estáticas Residuales

La figura 4.37, se visualiza como están distribuidas las estáticas residuales calculadas. Los mayor cantidad de valores de estáticas calculadas por el programa *Mastt* para la primera fase de estática residuales se encuentran entre ± 20 ms.

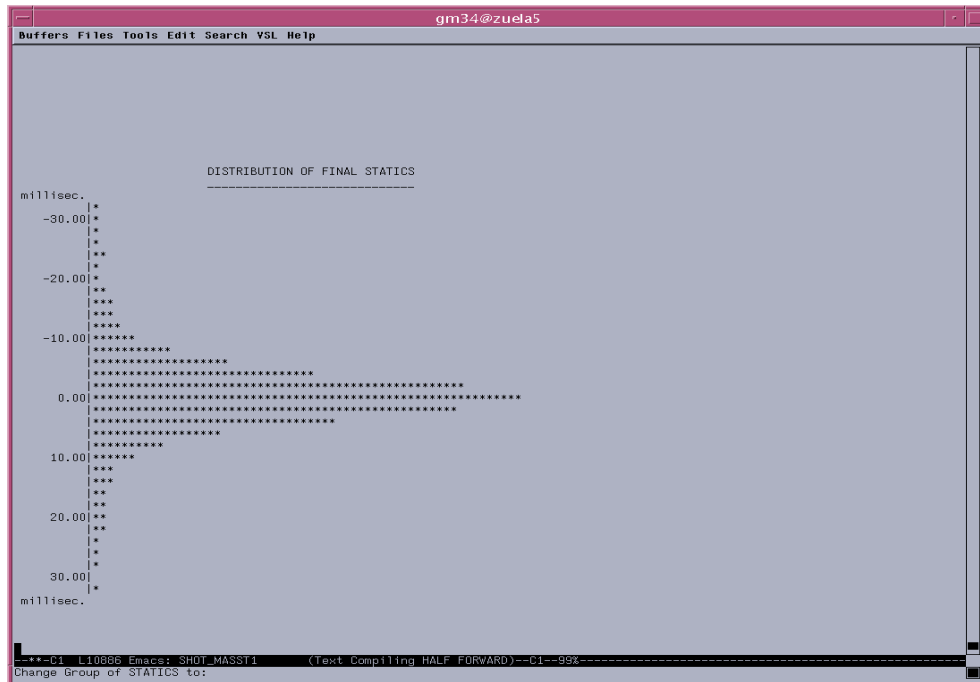


Figura 4.37.- Distribución final de los valores de las estáticas residuales en su primera iteración

Fue necesario realizar una comparación visual entre el apilado preliminar y el apilado con las estáticas residuales aplicadas para poder continuar el siguiente paso de la secuencia de procesamiento. De lo contrario se deberá chequear los parámetros utilizados para el cálculo de las estáticas residuales.

Después del cálculo de las estáticas residuales se generó la sección apilada que permitió realizar un control de calidad comparando el apilado bruto (apilado preliminar) (ver figura 4.37) generado anteriormente y la sección apilada con las estáticas residuales ya aplicadas (ver figuras 4.38 y 4.39). Se pudo visualizar en el

apilado con las estáticas residuales una mejoría en la coherencia entre las trazas sísmicas o eventos sísmicos tanto en las zonas someras como en zonas profundas, además permite visualizar eventos en zonas ruidosas que con el apilado bruto no se aprecian.

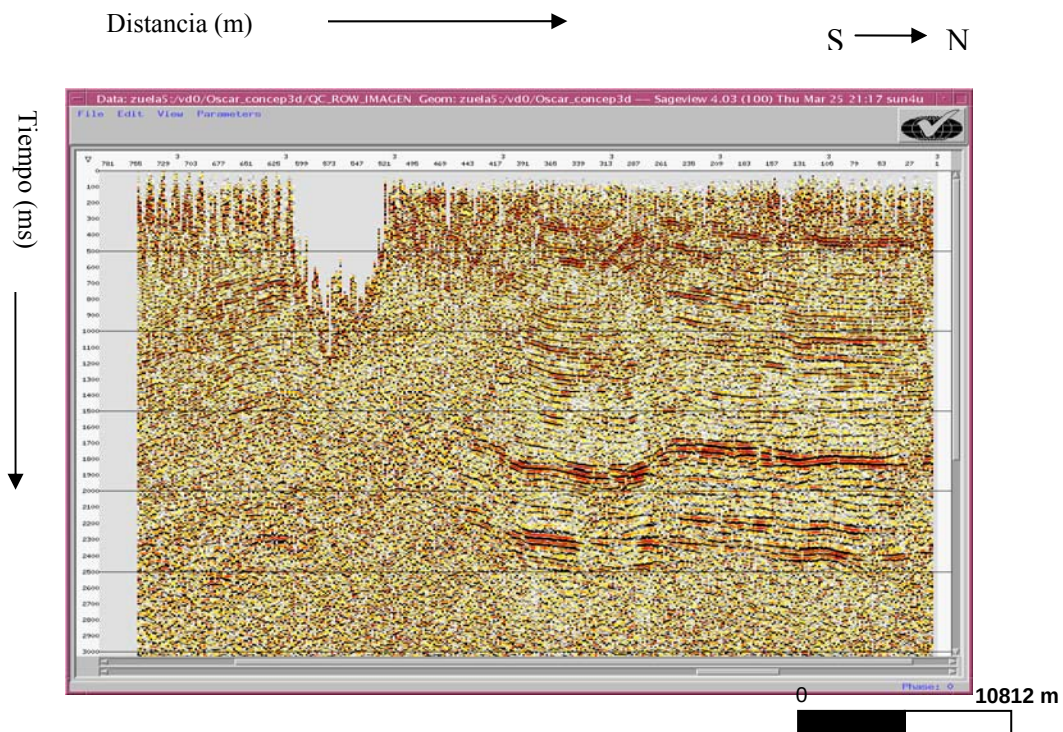


Figura 4.38.- Apilado con las Estáticas Residuales aplicadas (inline 324).

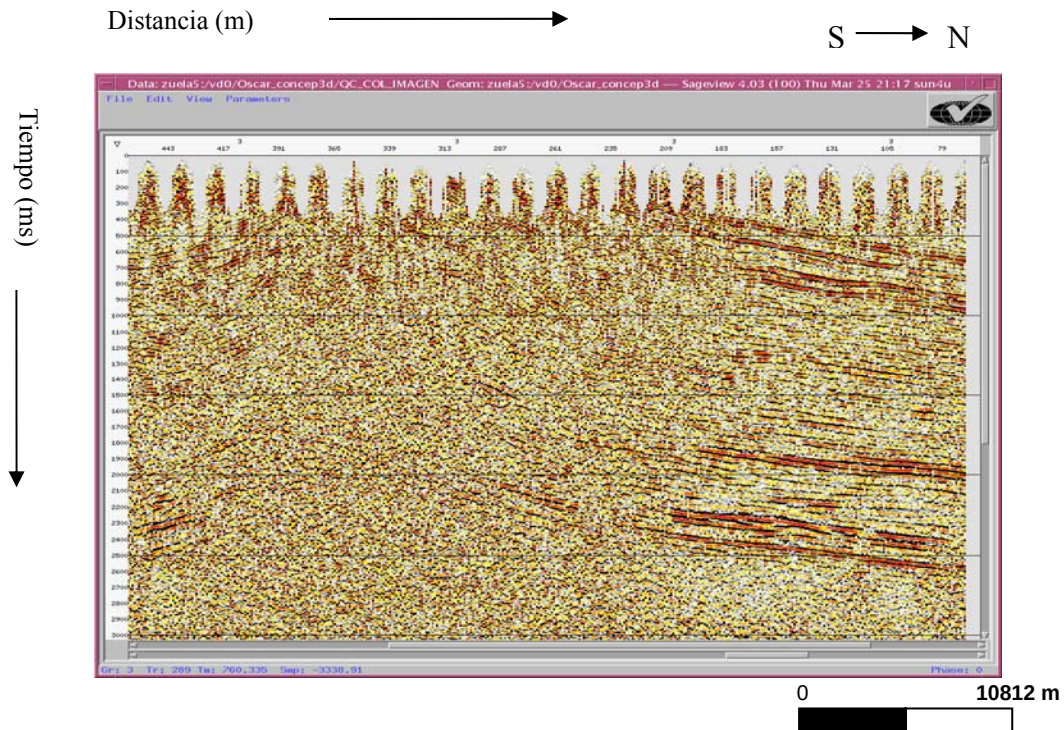


Figura 4.39.- Apilado con las Estáticas Residuales aplicadas (crossline 501).

4.10.- Análisis de Velocidades (2ª Interacción)

Para el segundo análisis de velocidades se evaluaron 2 métodos:

- Distancia Fuente Receptor común o Offset Common (COFF)
- Análisis de Velocidad Constante

4.10.1.- Análisis de Velocidades a través del método de Distancia Fuente Receptor Común (Offset Common).

El segundo análisis de velocidades a través del método de Offsets Common se realizó después de aplicar a los datos las estáticas residuales (primera fase) para los puntos de control definidos anteriormente (en el primer análisis de velocidad).

Este análisis fue generado luego de aplicar a los datos toda la secuencia de procesamiento hasta estáticas residuales (primera fase). Para el análisis, se tomaron como referencia las velocidades obtenidas en el primer análisis de velocidades. Se genera para cada punto de control el tríptico en donde se observa los contornos de energía, registros definiendo las correcciones dinámicas y el mismo registro con la corrección dinámica (NMO) ya aplicada (aplanado) y definiendo una función de enmudecimiento (mute).

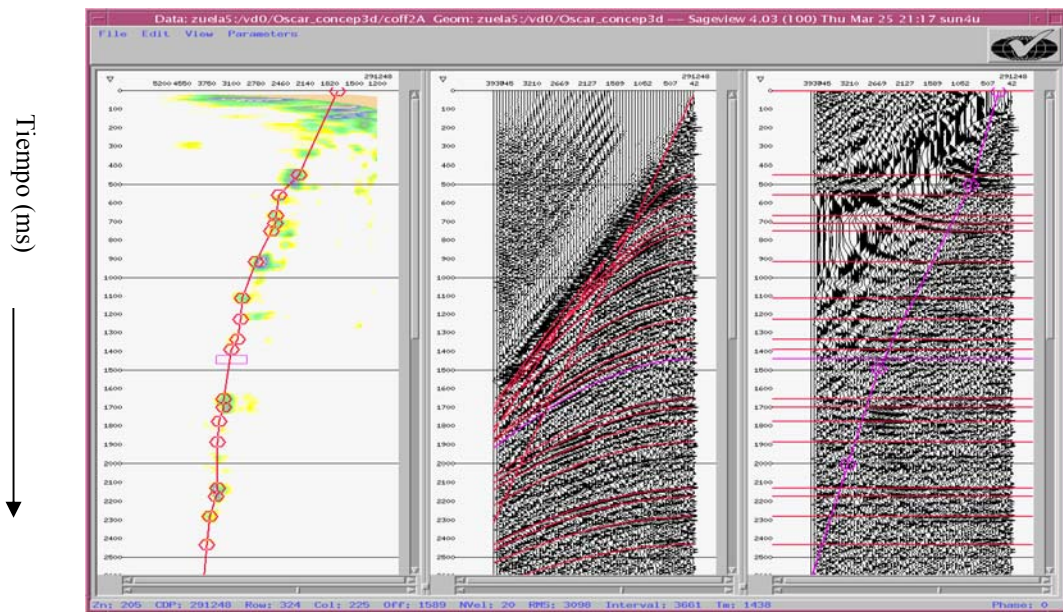


Figura 4.40.- Análisis interactivo usando apilados de distancia fuente–receptor (offsets) común y valores de semblanza (2ª iteración)

Se realizaron 121 análisis de velocidades para los puntos de control definidos anteriormente cada 1000 mts., siendo generados los grupos de trazas de puntos comunes en profundidad con diferentes distancias fuentes receptor con una separación cada 60 mts dentro de un rango de 30 mts. a 3960 mts. utilizando un rango de velocidades que varía entre 1500 m/s hasta los 4500 m/s para cada análisis.

En el segundo paso de análisis de velocidades se obtiene una mejor selección para las funciones de velocidad y enmudecimiento debido al incremento del nivel de

coherencia lateral de las reflexiones sísmicas y al aumento del nivel de energía convergente de las amplitudes en los eventos geológicos a consecuencia de los resultados obtenidos con las correcciones estáticas residuales.

Una vez seleccionadas las funciones de velocidades y enmudecimiento se debe realizar un control de calidad mediante la realización de un nuevo apilado de los datos sísmicos (ver figura 4.41).

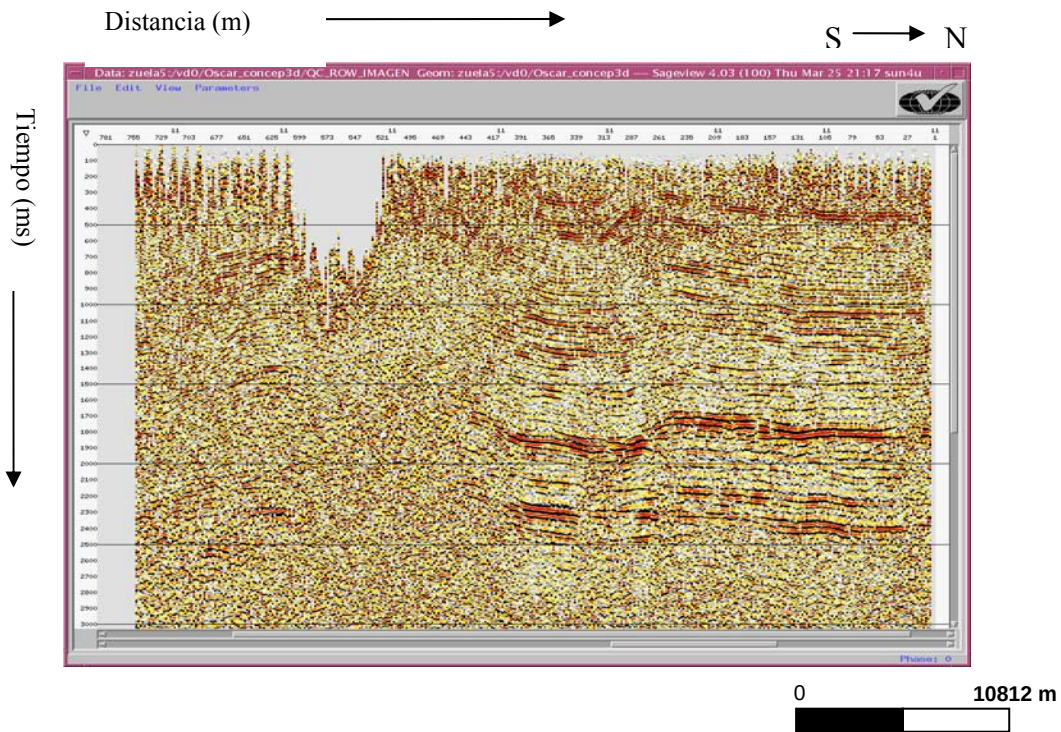


Figura 4.41.- Apilado de los datos con velocidades obtenidas con el segundo análisis de velocidades aplicando el método de Offset Común (inline 324).

4.10.2.- Análisis de Velocidades Constantes (CVA).

Con este método se generan paneles o secciones de velocidades constantes que consisten en el apilamiento de un grupo de puntos comunes en profundidad consecutivos con diferentes velocidades constantes para luego detectar la velocidad a la cual los reflectores presentan una mejor continuidad.

Para esta fase del proyecto se utilizaron las funciones de velocidades obtenidas en el paso anterior (segundo análisis de velocidades utilizando el método de Offset Común) como referencia, las funciones de enmudecimiento obtenidas en el mismo paso y se aplicaron las estáticas totales para llevar los pares de tiempo - velocidades a un plano de referencia final, es decir, las velocidades se seleccionaron a datum (plano de referencia) final, ya que posiblemente sea más beneficioso.

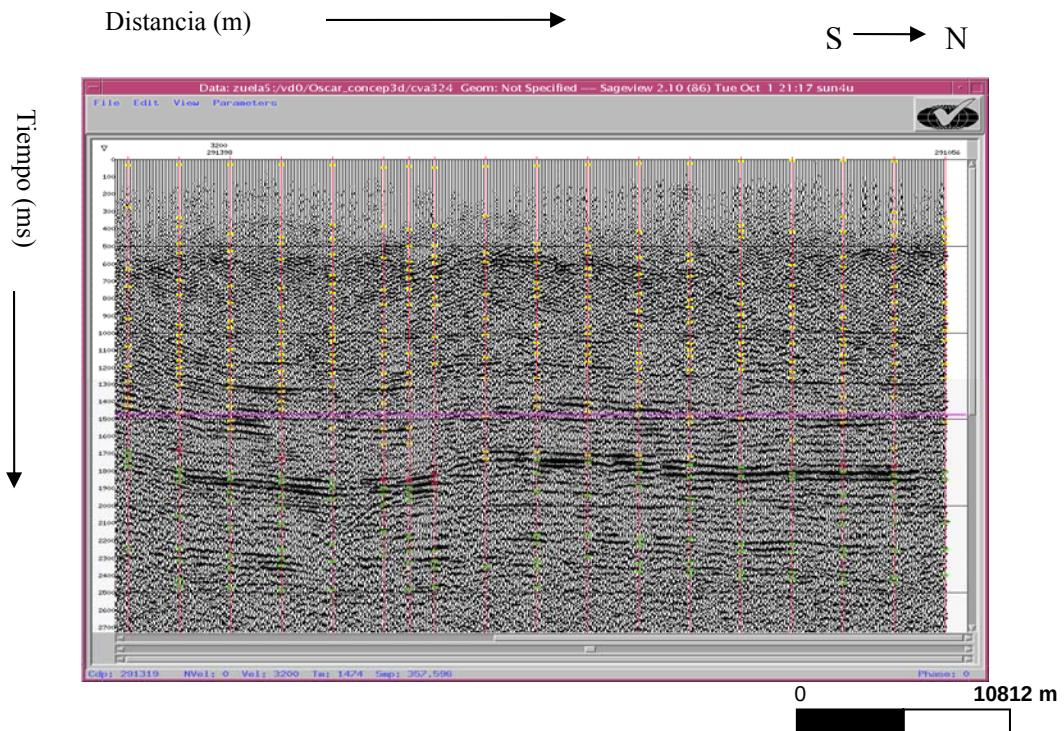


Figura 4.42.- Sección de velocidad constante para la línea 324 para realizar el análisis de velocidades a través del método de Análisis de Velocidades Constantes (velocidad constante de 3200 m/s.)

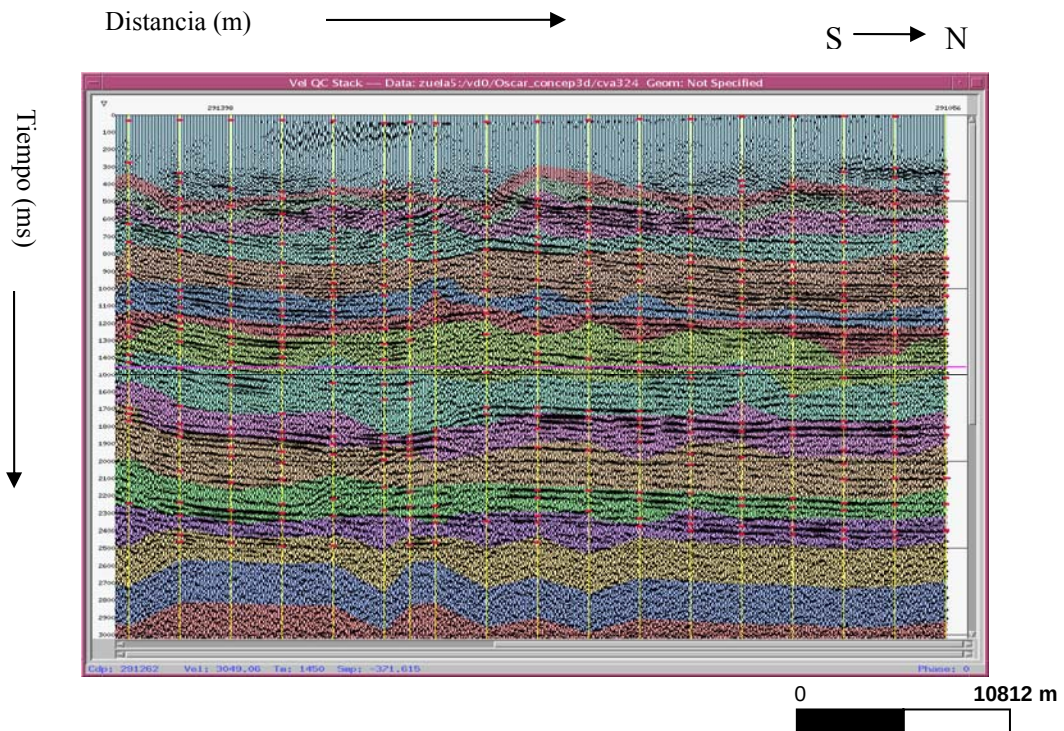


Figura 4.43.- Campo de velocidades después del análisis de velocidades con el método de Análisis de Velocidades Constantes (inline 324)

Se realizaron los análisis de velocidades para las líneas principales (in-line) 196, 324 y 484, utilizando un rango de velocidades que varía entre los 1500-4500 m/s. Una vez determinados los pares de valores numéricos que representan los tiempos-velocidades de las reflexiones, definiendo así la función de velocidades o curva de velocidades a través de este método, se debe realizar un control de calidad que permita definir el método más resolutivo por medio de un apilado.

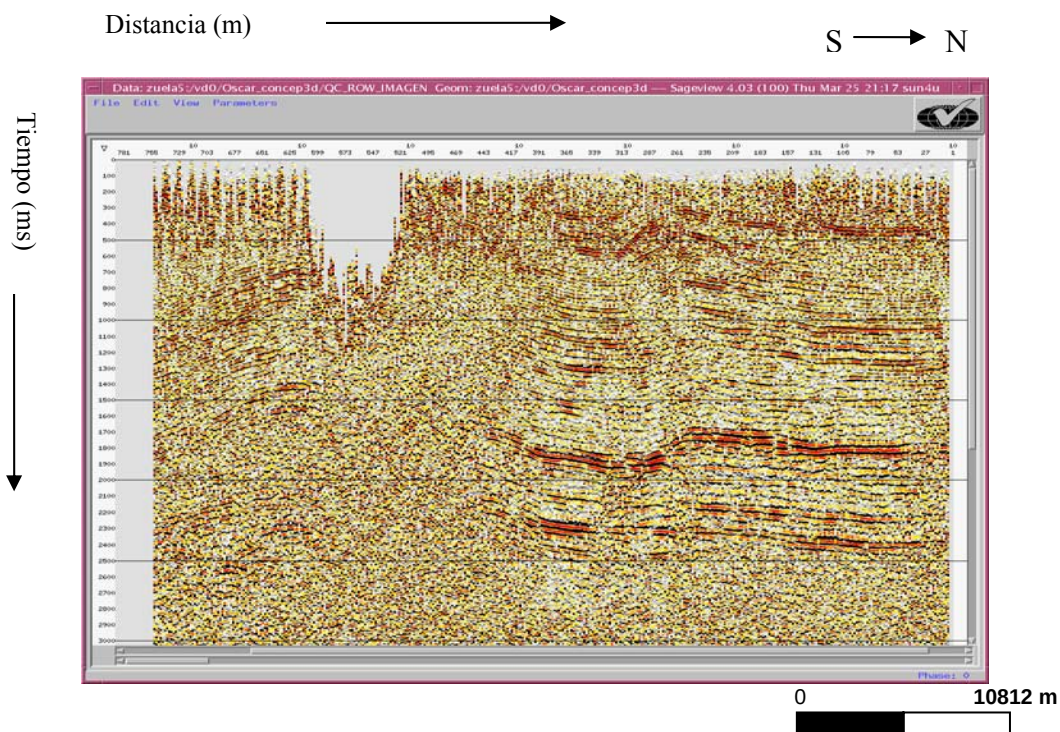


Figura 4.44.- Apilado de los datos con velocidades obtenidas con el segundo análisis de velocidades aplicando el método de Análisis de Velocidades Constantes o CVA (inline 324).

Una vez realizados los análisis de velocidades a través de los métodos de Análisis de Velocidades Constantes y Offset Común, se visualizaron las secciones apiladas, con el fin de determinar que método es más resolutivo. Se pueden apreciar los apilados generados por ambos métodos en las figuras 4.41 y 4.44, definiéndose mayor continuidad en los eventos que se visualizan en el apilado generado por el método de Análisis de Velocidades Constantes, sobre todo en zonas ruidosas. Por esta razón se decidió continuar el procesamiento de los datos con las velocidades obtenidas a través del método de Análisis de Velocidades Constantes o CVA.

4.11.- Segunda fase de Estáticas Residuales

El cálculo de las correcciones estáticas residuales en su segunda fase se realiza de la misma manera que en la primera fase. Los nuevos valores de residuos estáticos obtenidos al croscorrelacionar los puntos comunes en profundidad (corregidos por

estáticas residuales en su primera fase) se aplican algebraicamente a los datos sísmicos.

El objetivo de aplicar una segunda fase de estáticas residuales es eliminar los posibles residuos estáticos aún existentes, para obtener una sección sísmica de mejor calidad.

Para el cálculo de las estáticas residuales en su segundo paso se utilizaron los grupos de puntos comunes en profundidad (cdps gathers) con las estáticas de refracción calculadas anteriormente aplicadas, estáticas residuales en su primer paso y corregidos con el campo de velocidades obtenido en la segunda fase de análisis de velocidades utilizando el método de Análisis de Velocidades constantes (CVA), adicionalmente se aplicó un filtro pasabanda con los siguientes valores de frecuencia: 8/12-55/65 Hz (rango de la frecuencia dominante de los datos). El módulo utilizado para el cálculo de las estáticas residuales fue el mismo utilizado para el cálculo de las estáticas en su primer paso denominado *Mastt*. Los parámetros empleados para la generación de las estáticas residuales en su segunda fase fueron:

- Ventana de correlación : 300 – 2700 ms
- Máxima y mínima estática: ± 32 ms
- Numero de iteraciones : 3

Los parámetros seleccionados para la aplicación de las estáticas residuales en su segunda fase se definieron de la misma manera y con los mismos criterios que para la primera fase de estáticas residuales.

4.11.1.- Control de Calidad de las Estáticas Residuales (segunda fase)

Se realizó el cálculo de las estáticas residuales en su segundo paso y se generaron las gráficas de distribución final de las estáticas, como en el primer paso de estáticas residuales (ver figura 4.45)

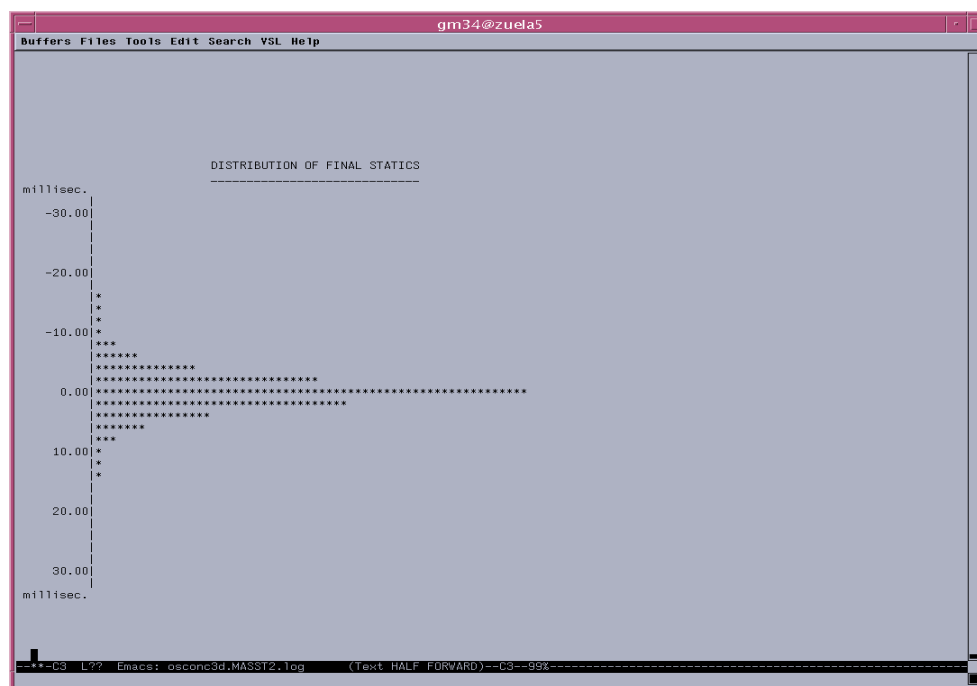


Figura 4.45.- Distribución final de los valores de las estáticas residuales (segunda fase).

Los valores de estáticas calculados se encuentran entre ± 10 ms.

Después del cálculo de las estáticas residuales de la segunda fase se generó la sección apilada que permitió realizar un control de calidad, comparándola con la sección apilada obtenida después del cálculo de las estáticas residuales en su primer paso (ver figuras 4.35 y 4.43). Se pudo visualizar y comparar que el apilado con las estáticas residuales (2ª interacción) presenta una mejoría en la coherencia lateral de las reflexiones sísmicas con respecto al apilado generado con los valores de estáticas residuales (primera fase) aplicados.

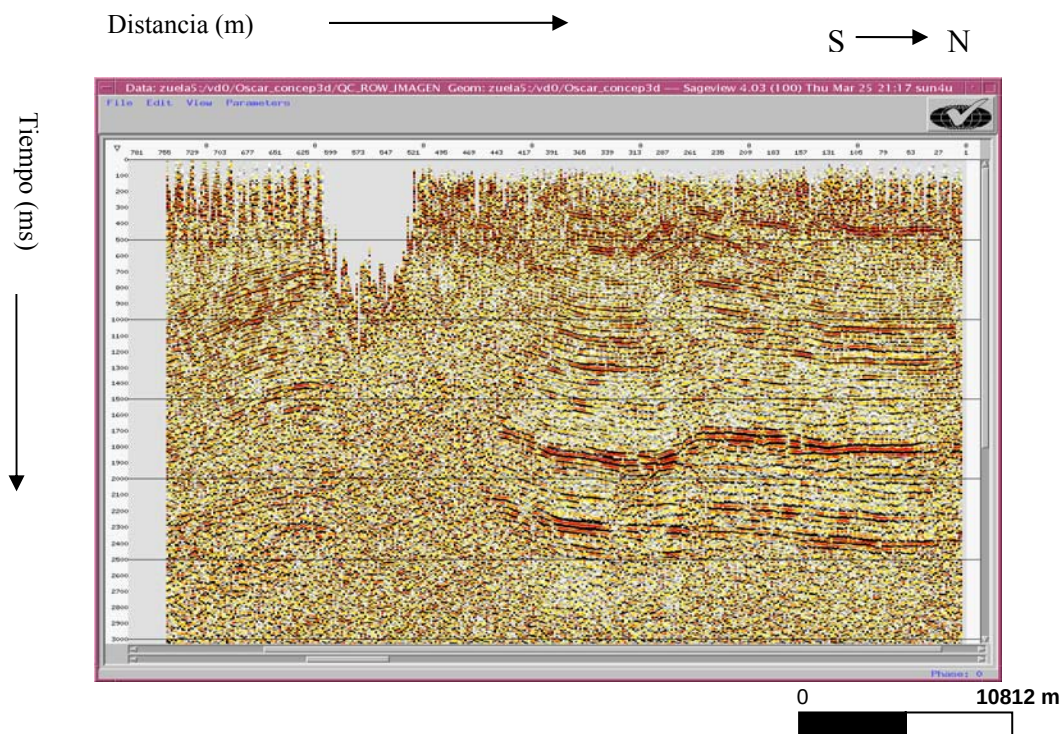


Figura 4.46.- Apilado generado con la aplicación Estáticas Residuales en la segunda fase (inline 324).

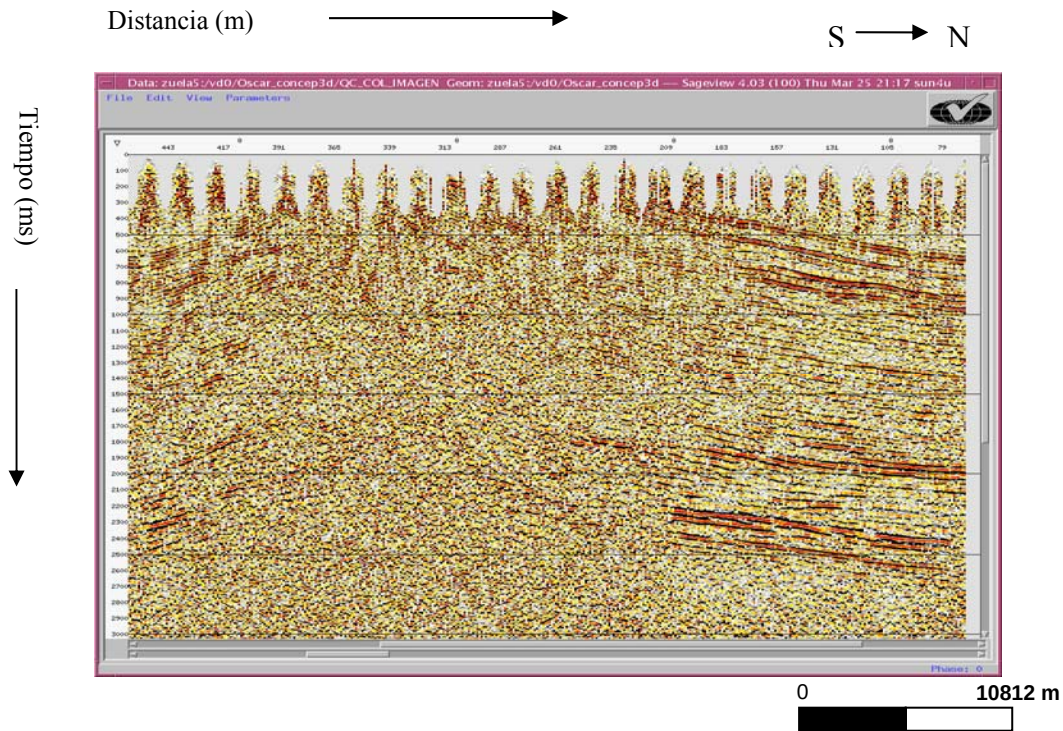


Figura 4.47.- Apilado generado con la aplicación Estáticas Residuales en la segunda fase (crossline 501).

4.12.- Atenuadores de Ruidos Aleatorios

El proceso de atenuación de ruidos aleatorios se realizó debido a la presencia de áreas ruidosas en el levantamiento, con el fin de mejorar la relación señal-ruido, mejorando y resaltando la calidad de los datos.

Se aplicaron y evaluaron diferentes tipos de filtros para la atenuación de ruidos aleatorios con el fin de realzar la calidad de los eventos coherentes sobre datos e igualmente se evaluaron la aplicación de estos filtros en varios dominios: en el dominio de los disparos, cross-spread y secciones apiladas, para las líneas principales.

4.12.1.- Atenuadores de Ruidos Aleatorios Post-apilamiento

Los filtros atenuadores de ruidos aleatorios post-apilamiento se aplicaron con la finalidad de definir los parámetros óptimos a utilizarse en la atenuación de ruidos pre-apilamiento. Se necesitaría mucho tiempo de máquina para realizar estas pruebas de parámetros directamente en filtros atenuadores de ruidos aleatorios pre-apilamiento.

4.12.1.1.- Atenuación de Ruidos Aleatorios en el Dominio de Datos Apilados.

Para la aplicación del atenuador de ruido SWSTACK se realizaron diferentes pruebas haciendo variar distintos parámetros con el fin de determinar cuales son los más óptimos:

- Zona (*zone*): 7, 11, 13, 15, 21, 31 y 41
- Ruido (*noise*): 0%, 0.1%, 0.2%, 0.3% y 0.4%
- Declive (*slops*): 3,3; 5,5; 7,7; 9,9; 11,11 y 13,13.

Los parámetros finales seleccionados se listan a continuación:

- Zona (zone) : 11
- Ruido (noise): 0.1%
- Declive (slops): 7,7

En la figura 4.48 se puede apreciar la sección sísmica apilada con el atenuador de ruido aleatorio SWSTACK aplicando los parámetros definidos anteriormente.

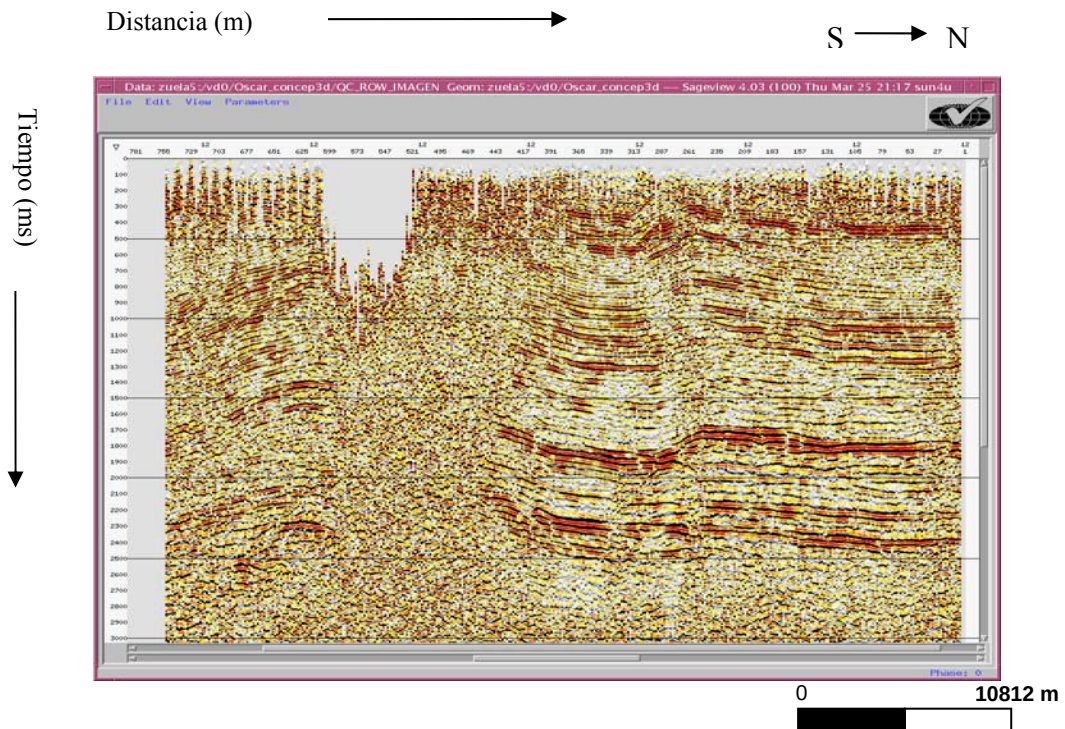


Figura 4.48.- Sección apilada correspondiente a la línea 324 en donde se ha aplicado el filtro SWSTACK con los parámetros óptimos seleccionados.

Para la aplicación del atenuador de ruido FXSTACK2 se realizaron diferentes pruebas haciendo variar algunos parámetros como:

- Zona (zone): 9, 11 y 15
- Ruido (noise): 0, 0.1, 0.25 y 0.4 (%)
- Operador (oper): 3, 5 y 7
- Preblanqueo (prew): 50 y 100

Los parámetros finales seleccionados se listan a continuación:

- Zona (zone): 15
- Ruido (noise): 0.1%
- Operador (oper): 7
- Preblanqueo (prew): 100

En la figura 4.49 se puede apreciar la sección sísmica apilada con el atenuador de ruido aleatorio FXSTACK2 aplicando los parámetros definidos anteriormente.

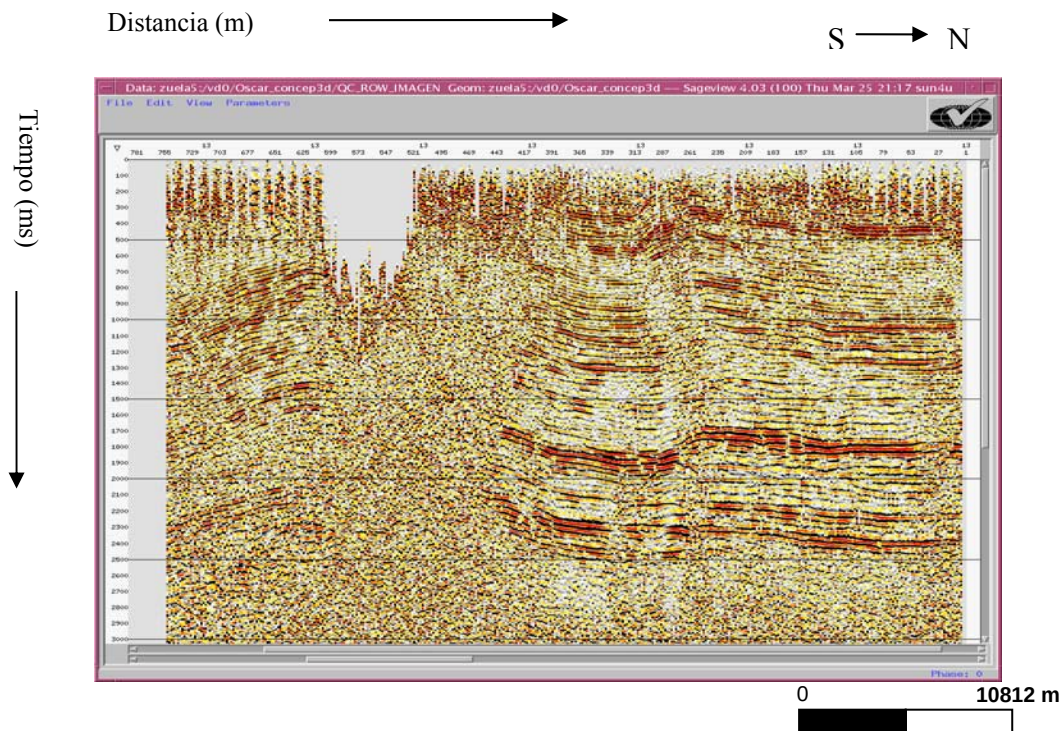


Figura 4.49.- Sección apilada correspondiente a la línea 324 en donde se ha aplicado el filtro FXSTACK2 con los parámetros óptimos seleccionados.

4.12.2.- Atenuadores de Ruidos Aleatorios Pre-apilamiento

El objetivo de aplicar atenuadores de ruidos aleatorios pre-apilamiento, además de la eliminación de ruidos no deseados, es generar un modelo y set de grupos de

puntos en profundidad para el cálculo de estáticas de TRIM sobre grupos de puntos comunes en profundidad. Los tipos de filtros aplicados fueron:

- F_x
- F_{xy}
- S_w

Estos filtros se aplicaron en diferentes dominios, los cuales fueron:

- En el dominio de cross-spread
- En el dominio de los disparos

A los grupos de puntos comunes en profundidad se les aplicó las estáticas de refracción y las estáticas residuales (primera y segunda interacción) llamando a las funciones de velocidades y enmudecimiento obtenidas a través del segundo análisis de velocidades realizado con el método de Análisis de Velocidades Constantes (CVA), generándose un archivo llamado *nmogthr*, que contiene a los puntos comunes en profundidad corregidos dinámicamente.

4.12.2.1.- Atenuación de Ruidos Aleatorios en el Dominio Cross-spread

Se aplicaron filtros para atenuar ruidos aleatorios en el dominio cross-spread. Este dominio está representado por las trazas que conforman la intercepción entre una línea receptora y una línea de disparo (RL vs. SL). Todas estas trazas son utilizadas por el filtro atenuador de ruidos aleatorios (F_{xy}).

Se debieron precisar diferentes dominios cross-spread para juntar todas las trazas de las áreas seleccionadas. Se seleccionaron un total de 1386 planos cross-spread (RL vs. SL) Una vez especificadas las trazas de cada dominio cross-spread y

aplicado el filtro, se ordenan las trazas para generar grupos de puntos comunes en profundidad (cdps gathers) (ver figura 4.52).

4.12.2.2.- Atenuador de Ruidos Aleatorios en el Dominio de Disparos

Para la aplicación de estos filtros, los *nmogthrs* son convertidos al dominio de los disparos. Después de la aplicación de los filtros (SWSHOT y FXSHOT) a diferentes registros de disparos, los shot gathers obtenidos son convertidos nuevamente al dominio de los puntos comunes en profundidad (cdps) y se les removi6 la correcci6n din6mica (NMO).

Los par6metros utilizados por el atenuador de ruidos aleatorios pre-apilamiento fueron los mismos utilizados y definidos en la etapa anterior (atenuadores de ruidos aleatorios post-apilamiento).

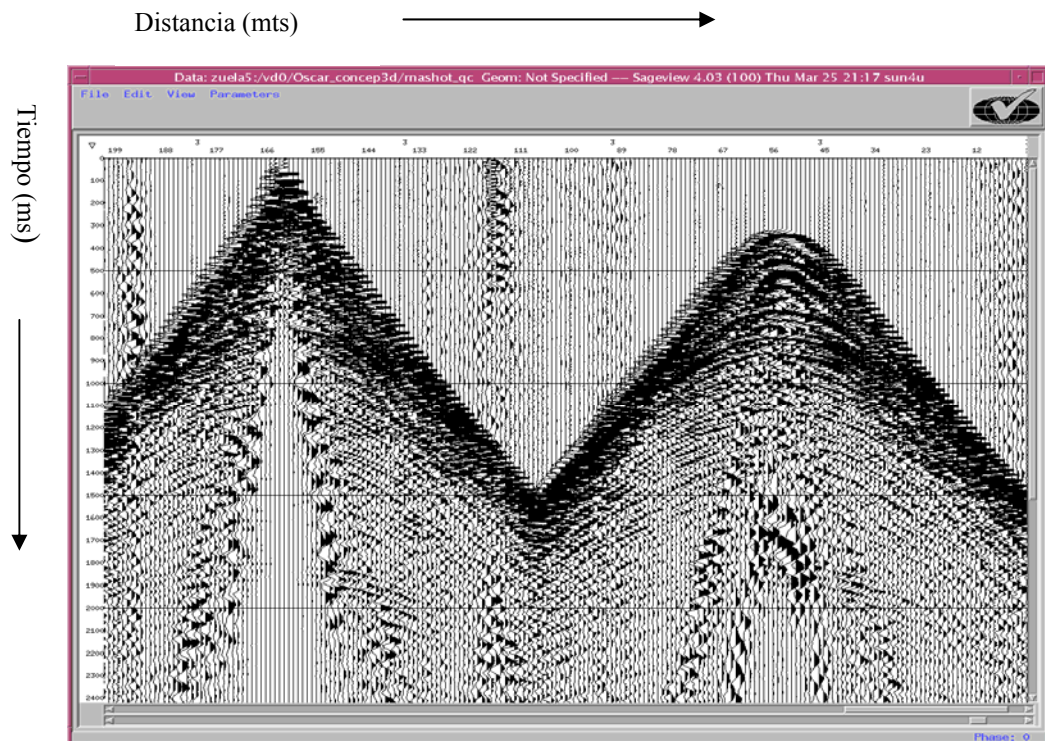


Figura 4.50.- Registro de un disparo sin la aplicaci6n de filtros atenuadores de ruido aleatorio

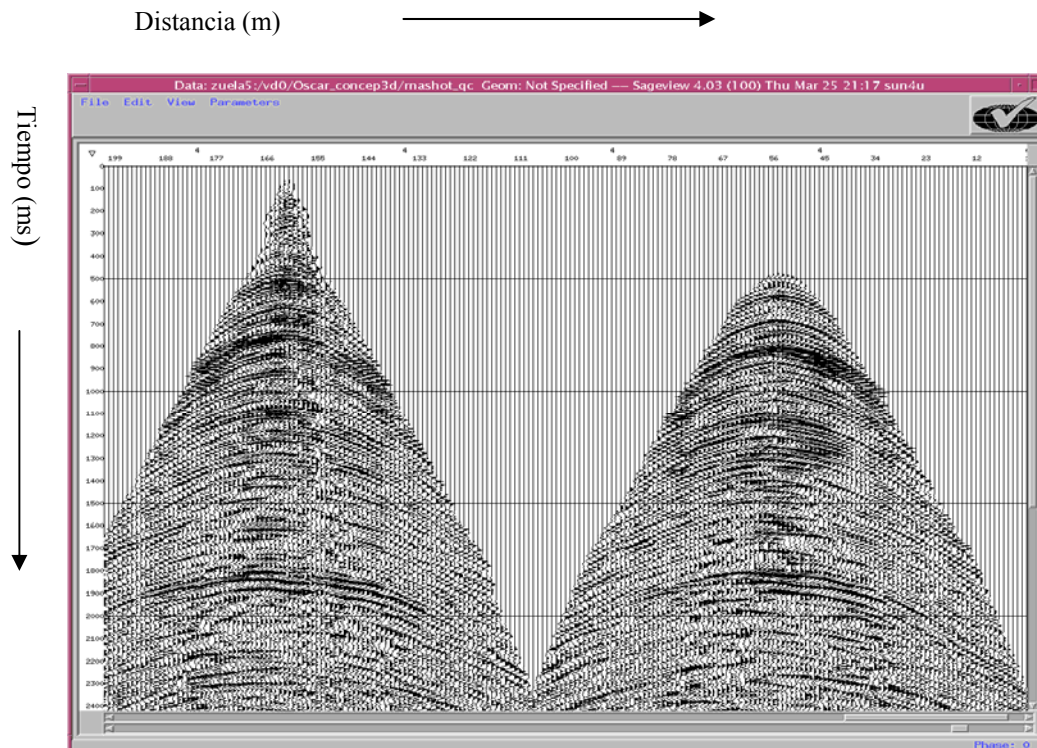


Figura 4.51.- Registro de un disparo con la aplicación del filtro SWSHOT para la atenuación de ruido aleatorio.

En las figura 4.50 se observa un registro de disparo en donde no se ha aplicado ningún filtro atenuador de ruido aleatorio, mientras que en la figura 4.51 se aprecia el mismo registro en donde se ha aplicado el proceso SW que permite filtrar ruidos aleatorios, además, se observa la existencia de una función de enmudecimiento (mute).

Después de haber aplicados los filtros atenuadores de ruidos aleatorios pre-apilamiento tanto en el dominio de disparos y cross-spread, se ordenaron los datos en el dominio de cdps para generar registros de puntos comunes en profundidad, en donde se pudo realizar un control de calidad para los filtros aplicados.

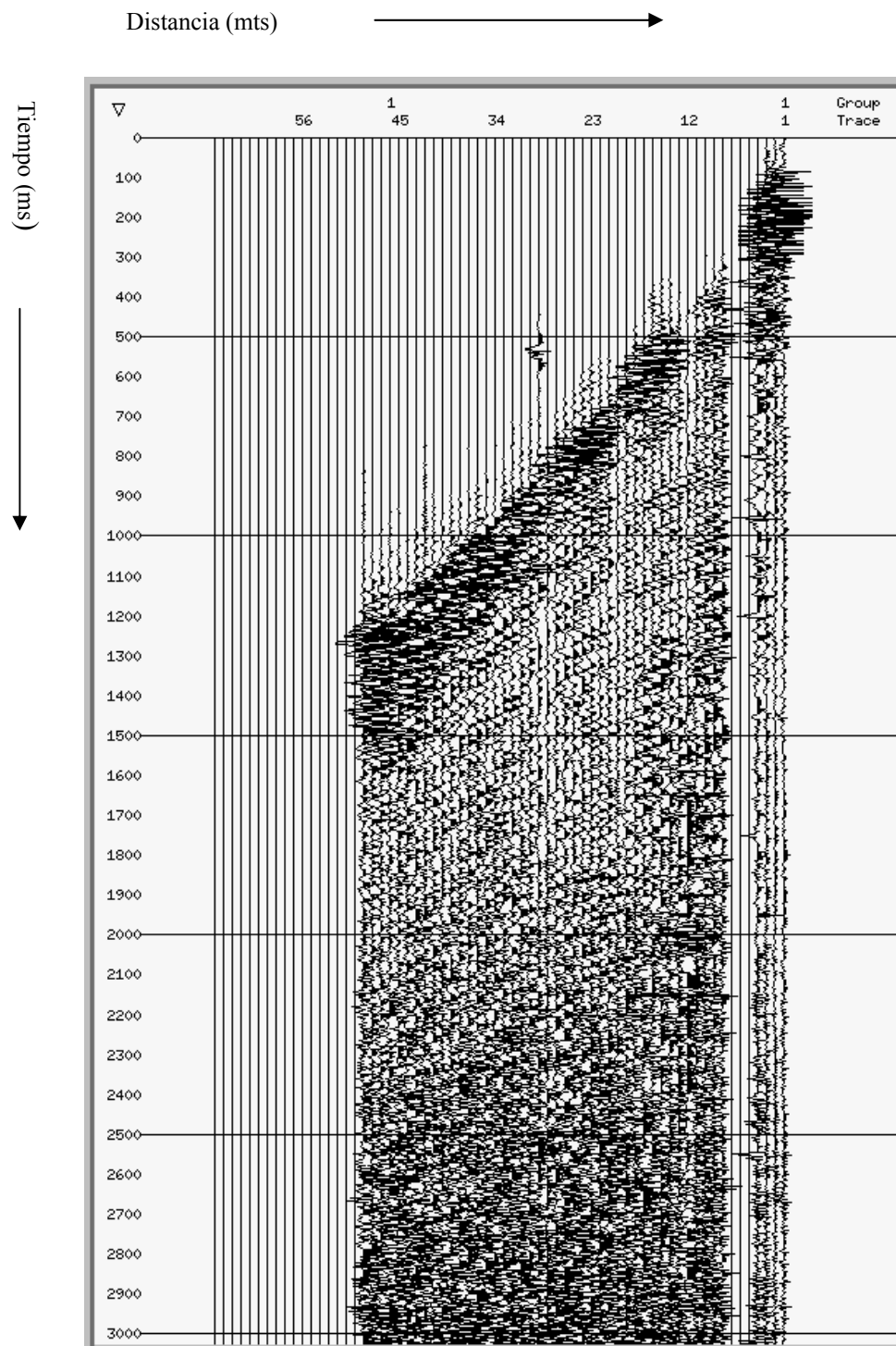


Figura 4.52.- Registro de puntos comunes en profundidad en donde no se ha aplicado ningún filtro para atenuación de ruido aleatorio.

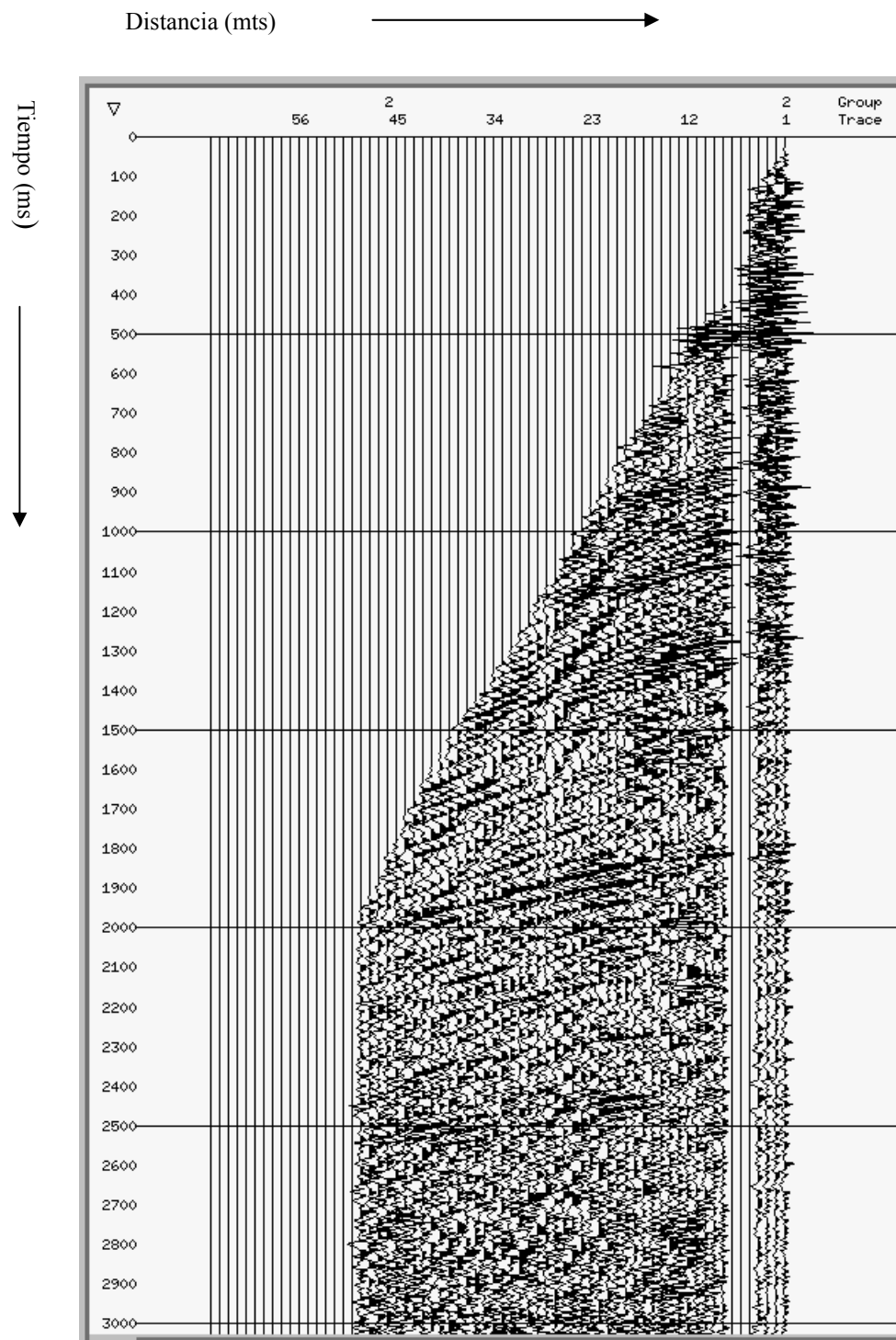


Figura 4.53.- Registro de puntos comunes en profundidad en donde se ha aplicado un filtro para atenuación de ruido aleatorio (FXSHOT).

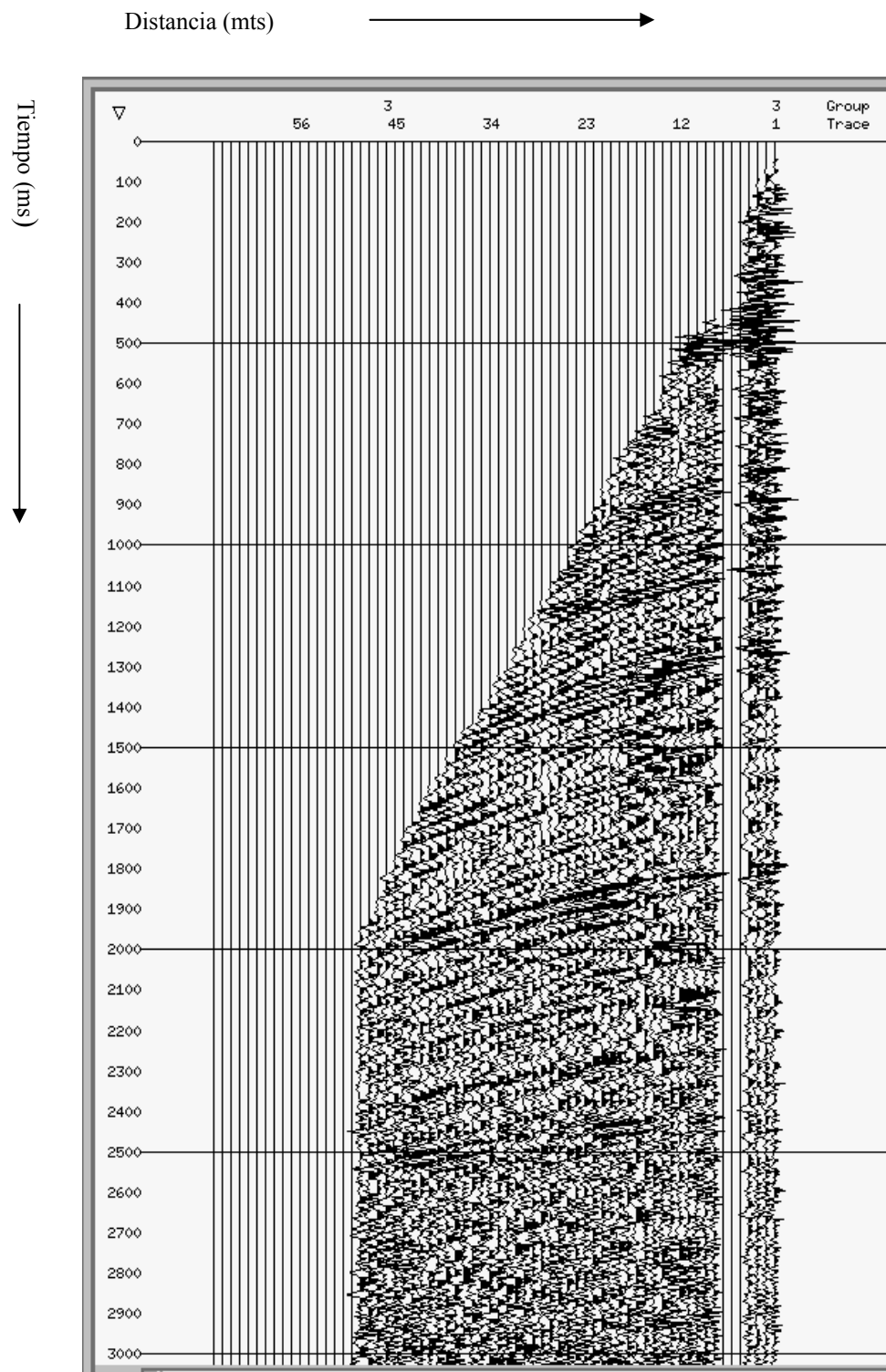


Figura 4.54.- Registro de puntos comunes en profundidad en donde se ha aplicado un filtro para atenuación de ruido aleatorio (SWSHOT).

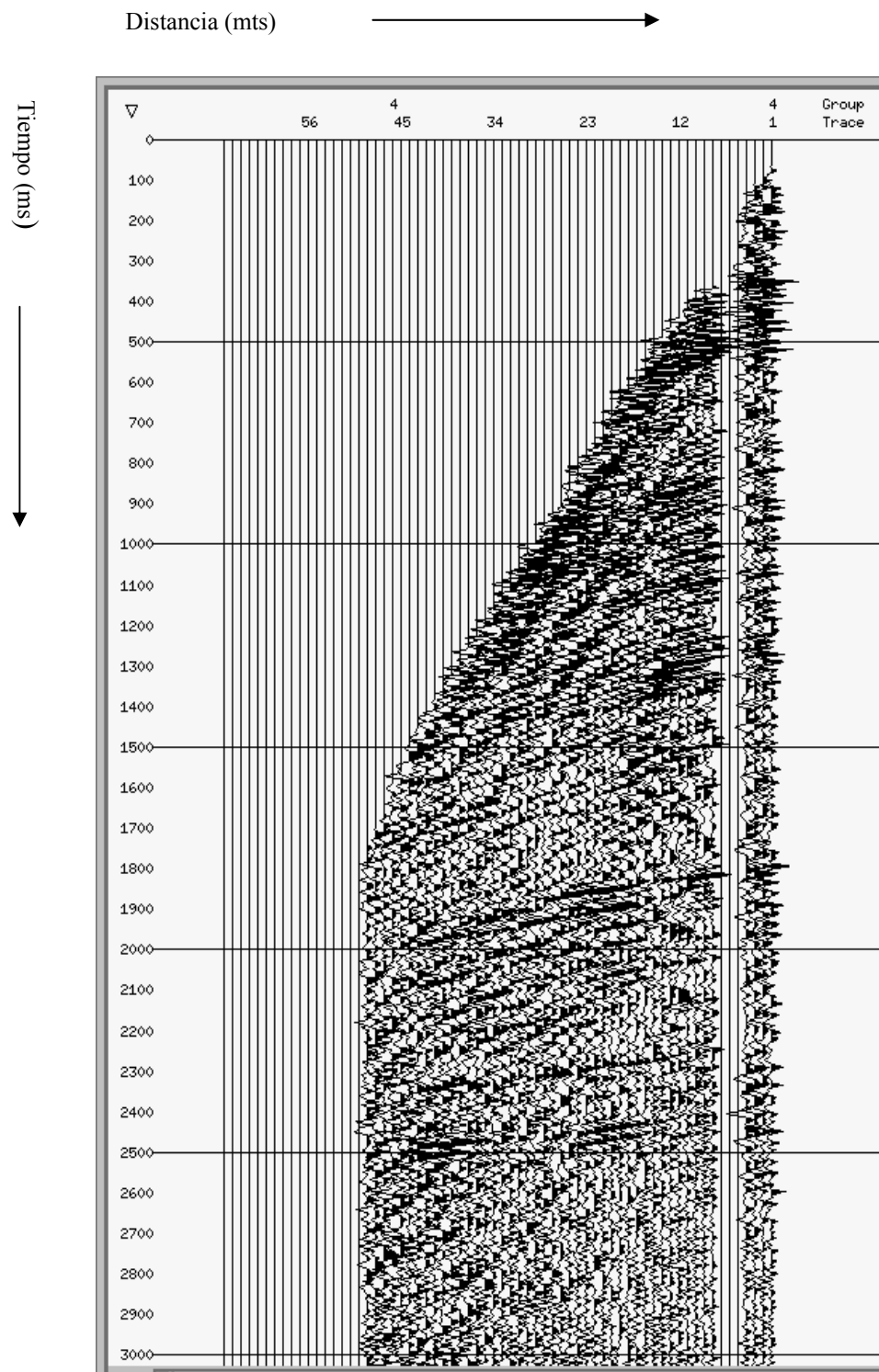


Figura 4.55.- Registro de puntos comunes en profundidad en donde se ha aplicado un filtro para atenuación de ruido aleatorio (FXYXSPREAD)

En la figura 4.52, se observa un registros formado por un grupo de puntos comunes en profundidad sin la aplicación de filtros, mientras que en las figuras 4.53, 4.54 y 4.55, se visualiza el mismo registro de grupos de puntos comunes en profundidad con diferentes filtros atenuadores de ruidos aleatorios pre-apilamiento, además de un enmudecimiento (mute), en donde se pueden definir mejor las reflexiones sísmicas. Se puede apreciar que el registro de puntos comunes en profundidad filtrado con el proceso SWSHOT elimina ruido buzante y da una mejor continuidad en los eventos (ver figura 4.55), mientras que en las figuras 4.53 y 4.55 permanece el ruido buzante.

Los apilados generados con los filtros atenuadores de ruidos aleatorios pre-apilamiento se realizaron una vez aplicadas las estáticas de TRIM (ver sección 4.14), en donde se pudo definir cual filtro atenuador de ruidos aleatorios trabaja mejor sobre los datos del proyecto.

4.13.- Análisis de Velocidades (3ª Interacción)

4.13.1.- Análisis de Velocidades Tomando en Cuenta Medios Anisotrópicos

Este tipo de análisis es un proceso que permite analizar velocidades en medios anisotrópicos. Cuando la onda sísmica se propaga en medios anisotrópicos, la velocidad vertical no es la misma a la velocidad horizontal, por lo tanto la trayectoria de tiempos de viaje no producen curvas hiperbólicas.

Luego de calcular una buena solución de estáticas (refracción más dos iteraciones de estáticas residuales) y haber limpiado los grupos de puntos comunes en profundidad, se procedió a realizar un tercer análisis de velocidades. Para este análisis se generaron los grupos de trazas de puntos comunes en profundidad y a su vez el

cubo de semblanza 3D, con el eje vertical en tiempo en donde se define el cambio de velocidades horizontales contra un máximo de velocidad vertical.

En esta etapa del procesamiento se realizaron 29 análisis de velocidades para los puntos de control de la línea 324, siendo generados los grupos de trazas de puntos comunes en profundidad con diferentes distancias fuente receptor con una separación de 60 m dentro de un rango de 30 mts. a 3690 mts. de distancia fuente-receptor (offset), utilizando un rango de velocidades que varía entre 1500 m/s hasta los 4500 m/s.

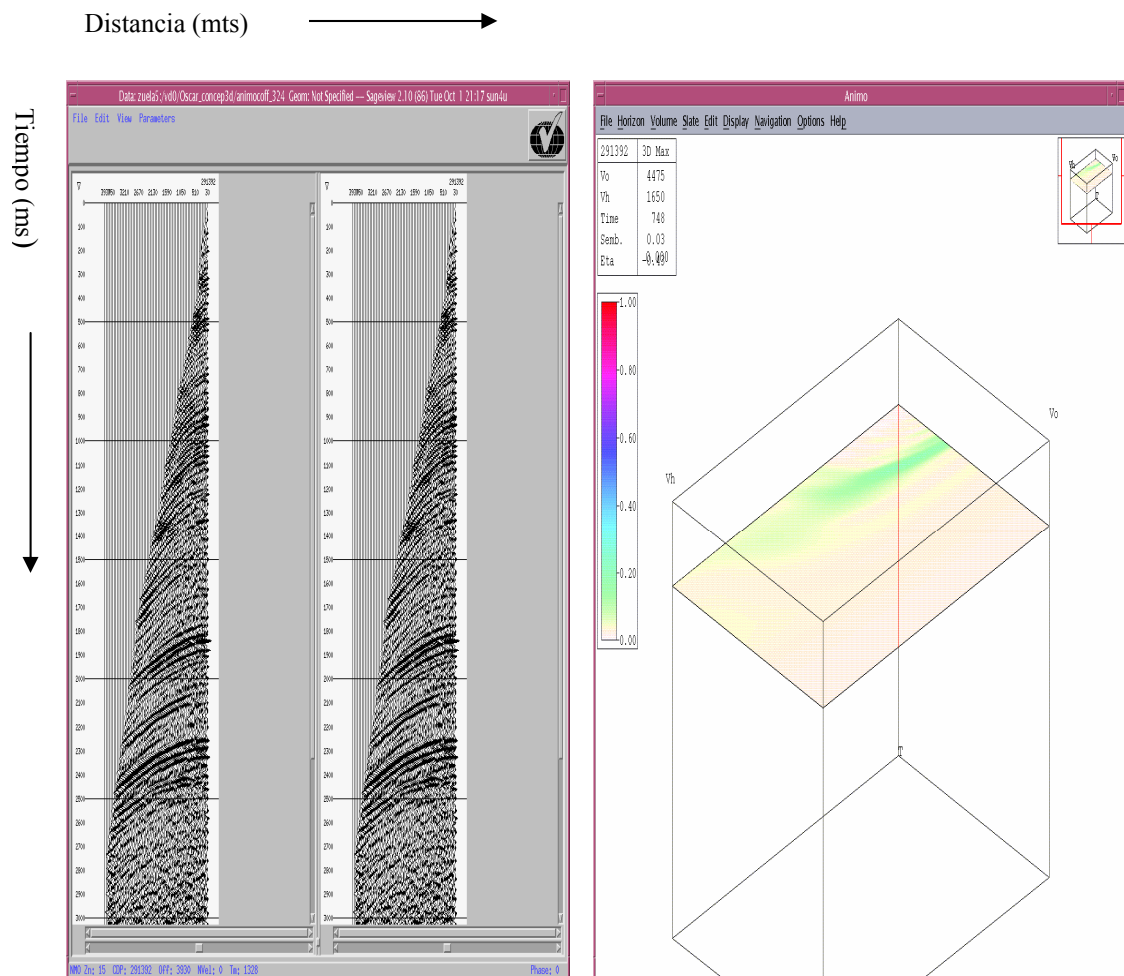


Figura 4.56.- Análisis interactivo usando registros de puntos comunes en profundidad sin corrección dinámica, conjuntamente con el cubo de semblanza 3D

Para realizar el análisis se fija un evento en el registro y automáticamente aparece el plano de semblanza asociado, en donde se ubica y se selecciona la zona con mayor energía. Una vez realizado este procedimiento se coloca el cursor encima de los registros para visualizar los resultados de la corrección dinámica de 4° orden sobre el grupo de puntos comunes en profundidad. Al realizar la selección de la zona de mayor energía en el cubo de semblanza se calcula la velocidad horizontal y vertical a un tiempo determinado, de esta manera se generan dos archivos para cada una de las velocidades determinadas para cada punto común en profundidad con sus respectivos tiempos.

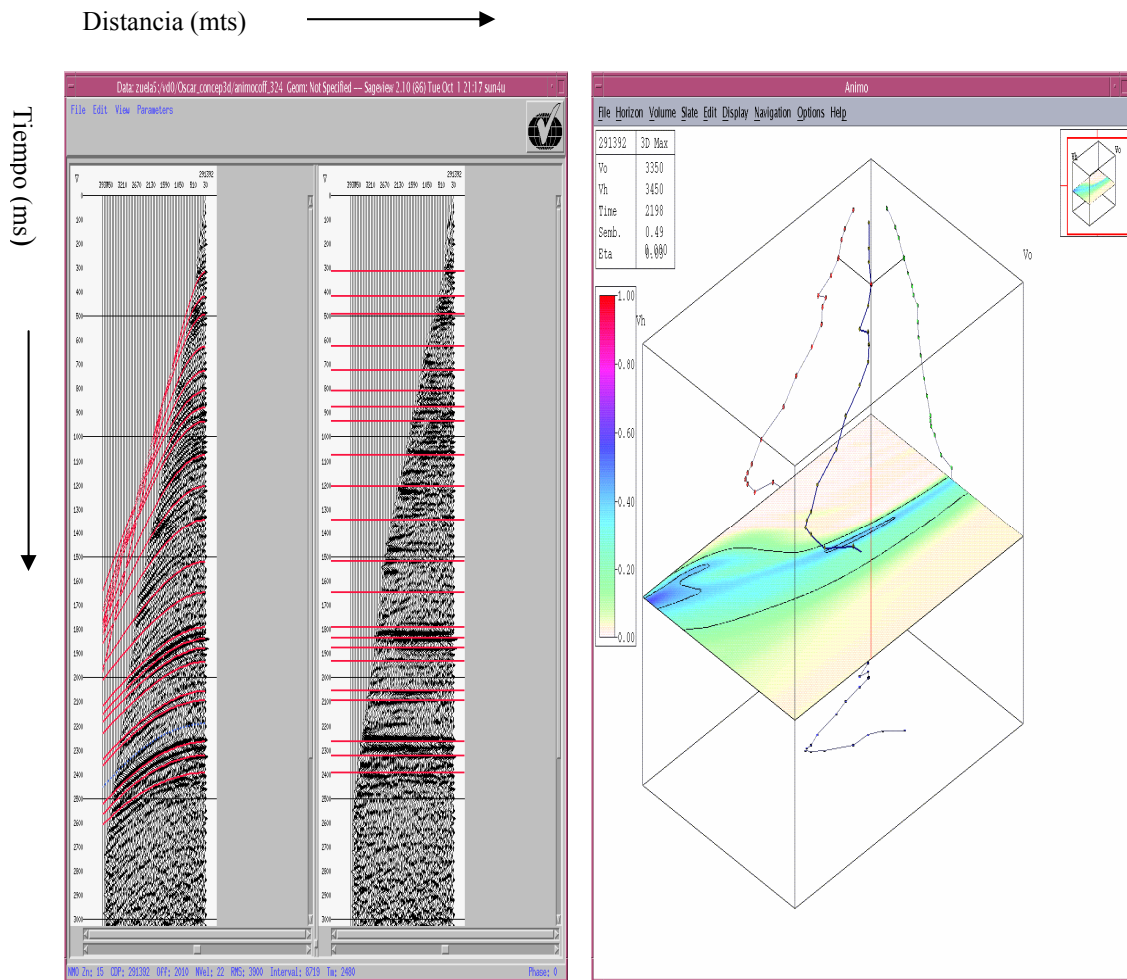


Figura 4.57.- Análisis interactivo usando registros de puntos comunes en profundidad corregidos dinámicamente, conjuntamente con el cubo de semblanza 3D

En la figura 4.56 se puede observar un registros de los puntos comunes en profundidad sin la corrección dinámica con el correspondiente cubo de semblanza 3D, mientras que en la figura 4.57 se visualiza el mismo registros pero ya aplicada la corrección dinámica. Los registros de puntos comunes en profundidad corresponden a los de la línea 324 (inline) específicamente el punto común en profundidad 291392.

Es muy importante destacar la diferencia a nivel de grupos de puntos comunes en profundidad, cuando se realiza una corrección dinámica convencional y una corrección dinámica tomando en cuenta el efecto de anisotropía, de las correcciones dinámicas convencionales se observa que por encima a los 1.5 seg. y a distancias fuente-receptor lejanas las reflexiones no están totalmente horizontales, mientras que al realizar la corrección dinámica considerando anisotropía los eventos se aplanan totalmente, lo que pudiese ser aprovechado para realizar estudios de AVO.

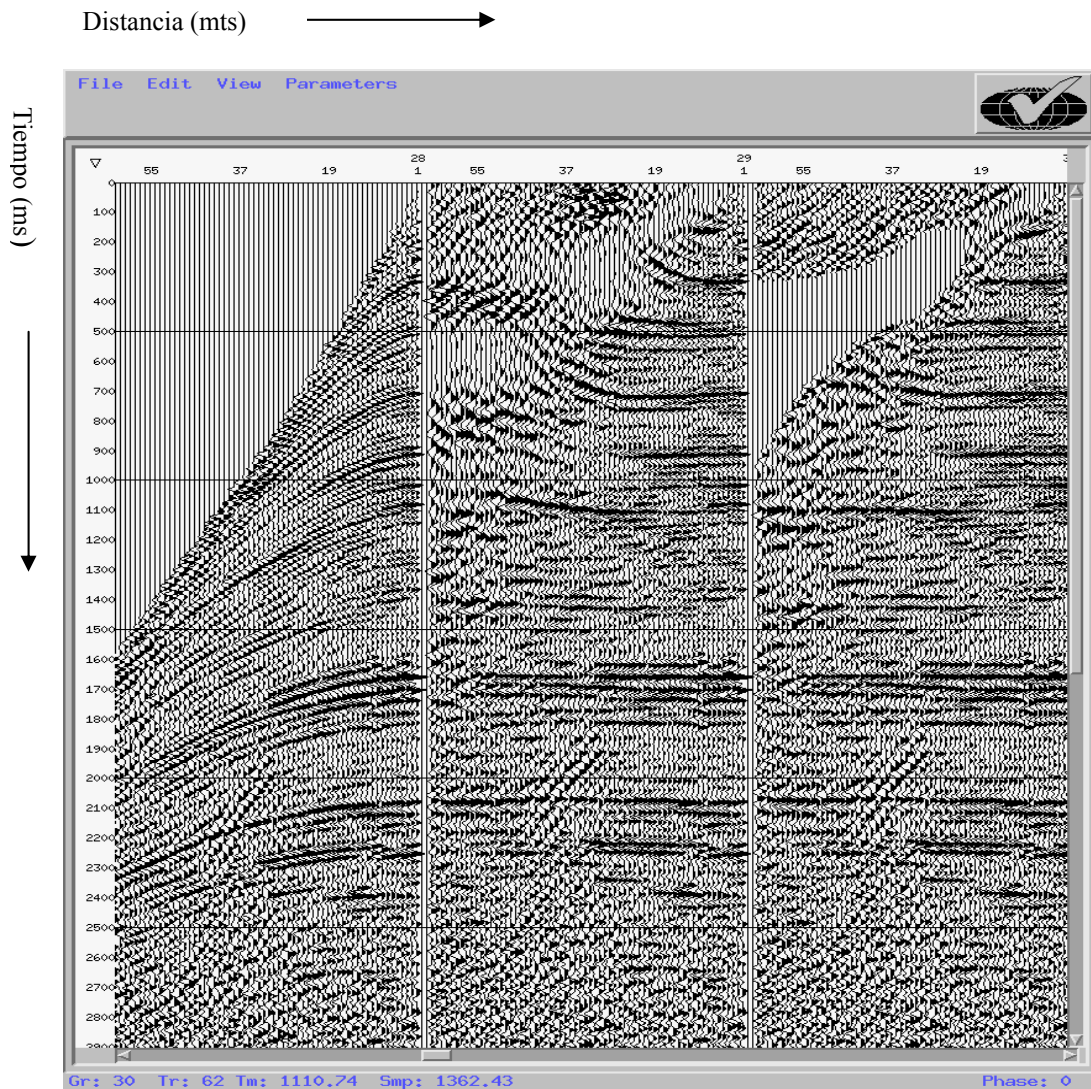


Figura 4.58.- Diferencia a nivel de grupos de puntos comunes en profundidad entre realizar una corrección dinámica convencional y una corrección dinámica considerando el efecto de anisotropía

En la figura 4.58, se observan en el primer recuadro de izquierda a derecha un grupo de trazas de puntos comunes en profundidad antes de realizar corrección dinámica, mientras que en el recuadro central representa el mismo grupo de trazas ya corregidas dinámicamente a través de un método convencional. El recuadro de la derecha representa un grupo de trazas de puntos comunes en profundidad en donde ya se ha realizado una corrección dinámica considerando el efecto de anisotropía. Se

puede apreciar de esta figura, que al realizar una corrección dinámica convencional no se aplanan totalmente los eventos para distancias fuente-receptor (offsets) lejanas, mientras que al realizar la corrección dinámica considerando anisotropía se mantienen los eventos planos a lo largo de la distancia fuente-receptor.

La siguiente etapa fue realizar el apilado con las velocidades generadas en el paso anterior para poder visualizar y comparar las secciones sísmicas. El apilado se realizó sobre los puntos comunes en profundidad filtrados incluyendo los valores de pares de tiempos - velocidades horizontales y verticales obtenidos recientemente, a su vez se aplicó la corrección dinámica anisotrópica, la función de enmudecimiento calculada al realizar el primer análisis de velocidades, un control de ganancia automática (AGC) y las estáticas de largo período. Hay que acotar que los estáticas de corto período y residuales (1ª y 2ª interacción) ya estaban aplicadas en los puntos comunes en profundidad (ver figura 4.59 y 4.60).

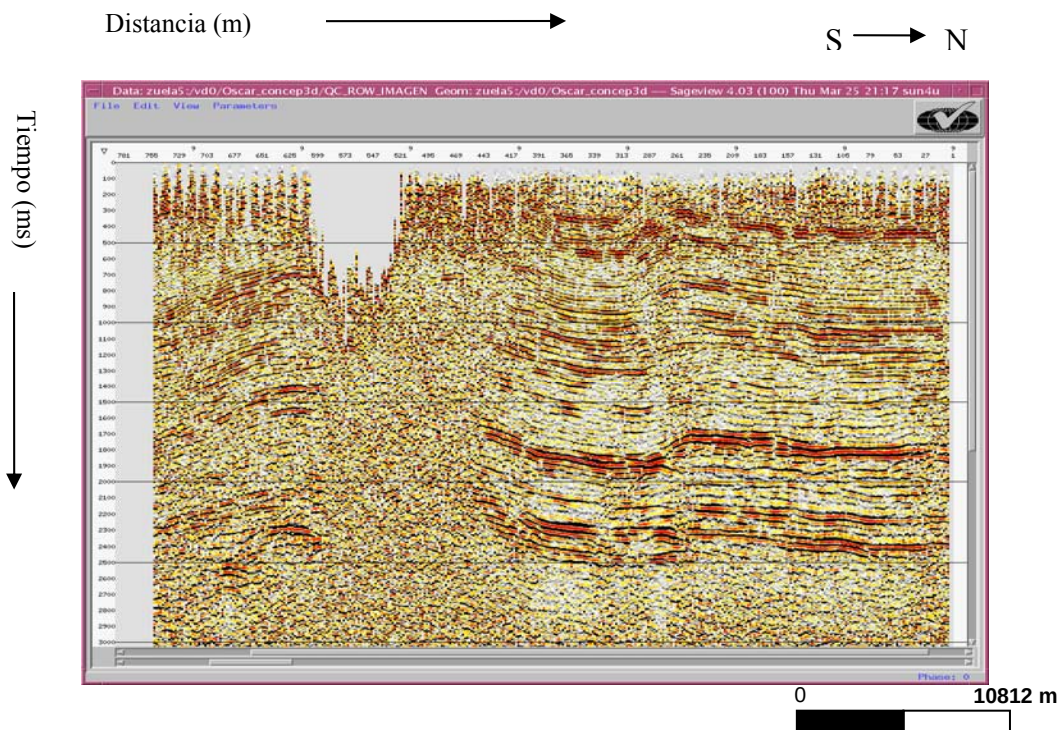


Figura 4.59.- Apilado de los datos filtrados con velocidades obtenidas con el tercer análisis de velocidades (considerando el efecto de anisotropía) (inline 324).

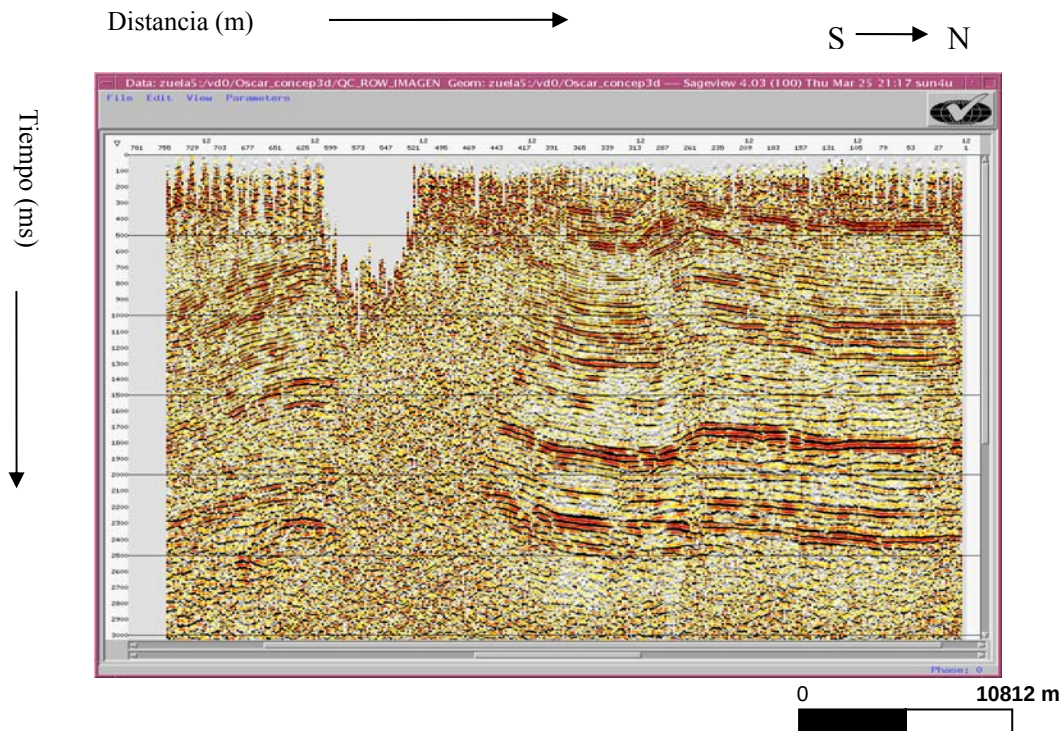


Figura 4.60.- Apilado de los datos filtrados con velocidades obtenidas con el segundo análisis de velocidades aplicando el método de Análisis de Velocidad Constante (inline 324).

Al comparar los apilados generados tanto con las velocidades obtenidas utilizando el método de Análisis de Velocidades Constantes (CVA) como el apilado generado con las velocidades obtenidas en el tercer análisis de velocidades (tomando en cuenta anisotropía), después de haber aplicado las estáticas de refracción, estáticas residuales (primera y segunda fase) y filtro atenuador de ruidos aleatorios (SW), se pudo apreciar pequeñas diferencias entre estos. En el apilado con velocidades obtenidas a través del método que toma en cuenta medios anisotrópicos, no se observa ninguna variación (ver figura 4.59 y 4.60).

4.14.- Aplicación de las Estáticas de TRIM

El cálculo de las estáticas de TRIM es un proceso que consta de dos pasos. Primero se aplicó sobre el apilado creado previamente un proceso de mejoramiento de señales post-apilamiento generando un modelo externo que permitió calcular las correcciones estáticas de TRIM.

El segundo paso, fue correlacionar las trazas de los puntos comunes en profundidad (cdps) no apiladas con el modelo externo generado. Este proceso se aplicó sobre los registros con atenuación de ruidos aleatorios pre-apilamiento, estáticas de refracción y los dos pasos de estáticas residuales aplicadas y corregidos con el campo de velocidad obtenido en el segundo análisis de velocidades utilizando el método de Análisis de Velocidad Constante (CVA), aplicando la función de enmudecimiento (mute) original.

Los parámetros empleados para la generación de las estáticas TRIM fueron seleccionados de la misma manera como en los dos pasos anteriores de estáticas residuales, los cuales fueron los siguientes:

- Ventana de correlación : 300 – 2700 ms
- Máxima y mínima estática: ± 8 ms

4.14.1.- Control de Calidad para las Estáticas de TRIM

Siendo aplicadas las correcciones estáticas de TRIM, se realizaron apilados de los datos con los diferentes tipos de atenuadores de ruidos aleatorios pre-apilamiento utilizados anteriormente, con los que se definieron cual de estos se aplica mejor a los datos y a su vez se comparó con el apilado preliminar (ver figura 4.46), que corresponde al generado con las estáticas de refracción y residuales (primera y segunda fase).

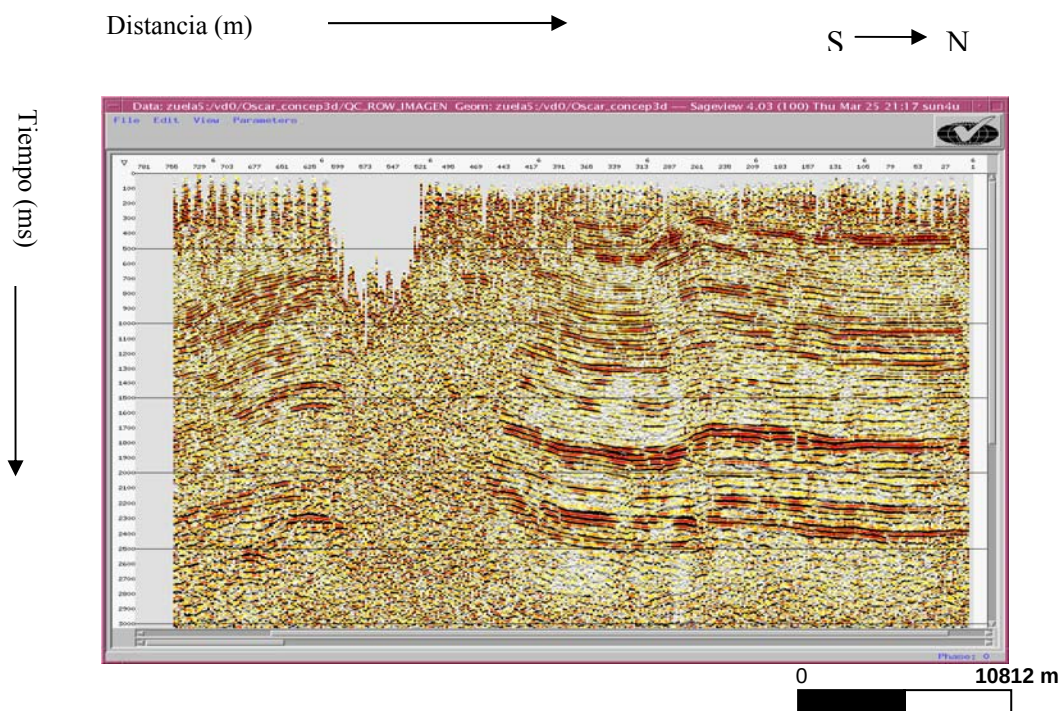


Figura 4.61.- Sección apilada correspondiente a la línea 324 en donde se ha aplicado las estáticas de TRIM (sección filtrada con el atenuador de ruidos aleatorio SWSTACK)

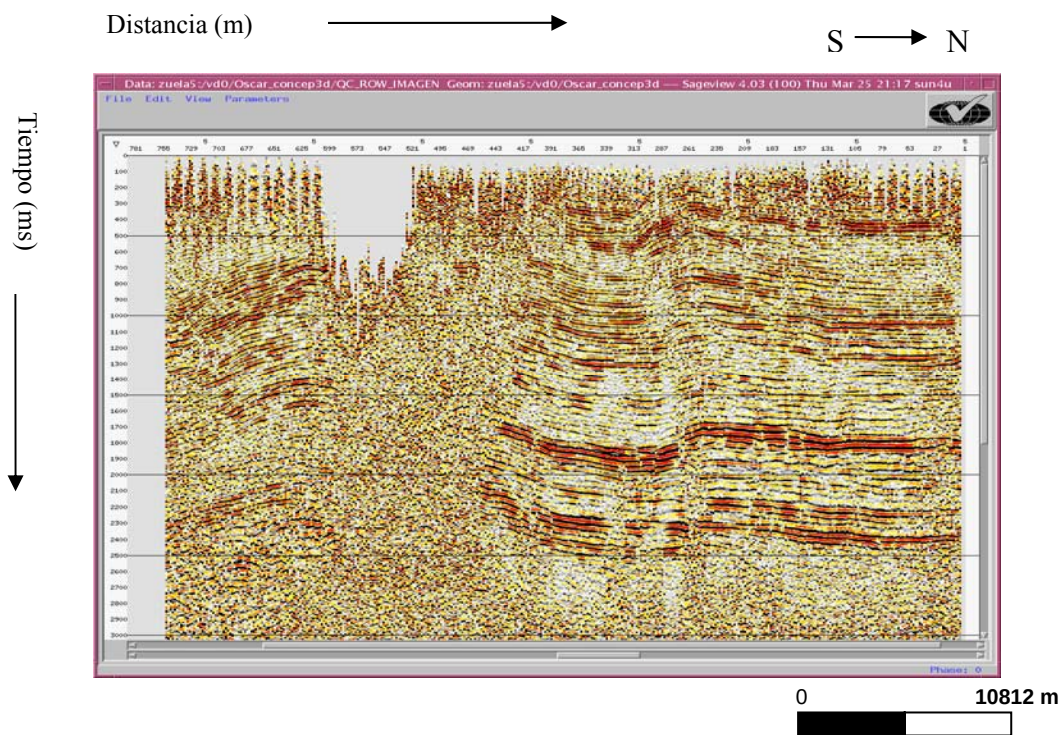


Figura 4.62.- Sección apilada correspondiente a la línea 324 en donde se ha aplicado las estáticas de TRIM (sección filtrada con el atenuador de ruidos aleatorio FXSTACK)

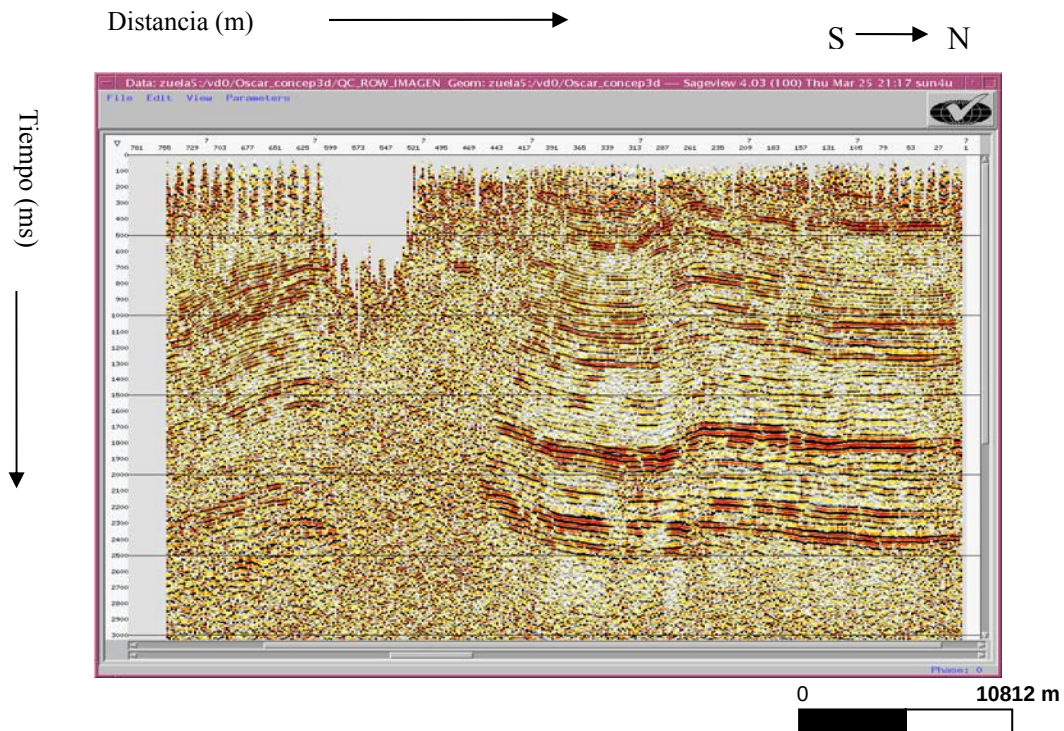


Figura 4.63.- Sección apilada correspondiente a la línea 324 en donde se ha aplicado las estáticas de TRIM (sección filtrada con el atenuador de ruidos aleatorio FXSTACK)

Los valores de estáticas calculados en este paso se encuentran entre ± 2 ms.

Se pudo observar que las estáticas TRIM permiten definir mejor la continuidad de los eventos geológicos, sobre todo en zonas donde la relación señal-ruido no es muy buena. Visualizando las figuras 4.61, 4.62 y 4.63, se aprecia que el filtro atenuador de ruidos aleatorios que mejor trabaja con los datos del proyecto es SW, el cual permitió mejorar la relación señal-ruido. Además, al compararlo con el apilado generado por todos los procesos hasta estáticas residuales en su segunda fase (ver figura 4.43), se observó una mejor definición de los eventos geológicos, sobre todo en zonas donde la relación señal-ruido es pobre.

4.15.- Migración

Para mover los eventos buzantes a su verdadera posición y colapsar las difracciones que impiden delinear características del subsuelo, los datos sísmicos fueron migrados utilizando el algoritmo “Phase Shift”. Así mismo se utilizaron las velocidades finales de apilamiento (100%), suavizadas para reducir los efectos anómalos.

Se realizaron las secciones migradas de todas las líneas del proyecto, como parte de un control de calidad, además de utilizar el programa QC3D permitiendo visualizar en conjunto las líneas (inline y crosline) y los horizontes en tiempo.

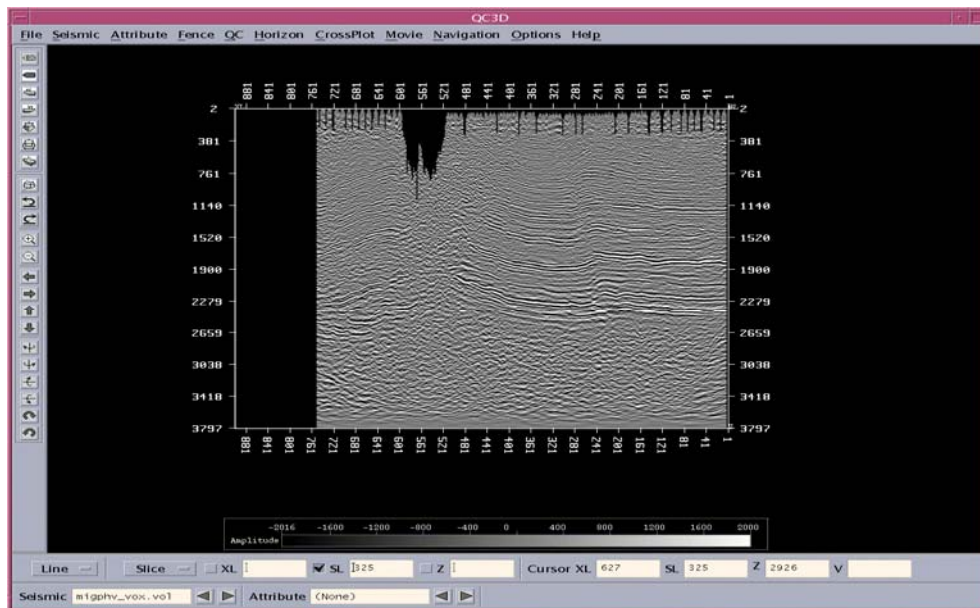


Figura 4.64.- Visualización se la sección migrada correspondiente a la inline 324 utilizando el programa gráfico QC3D.

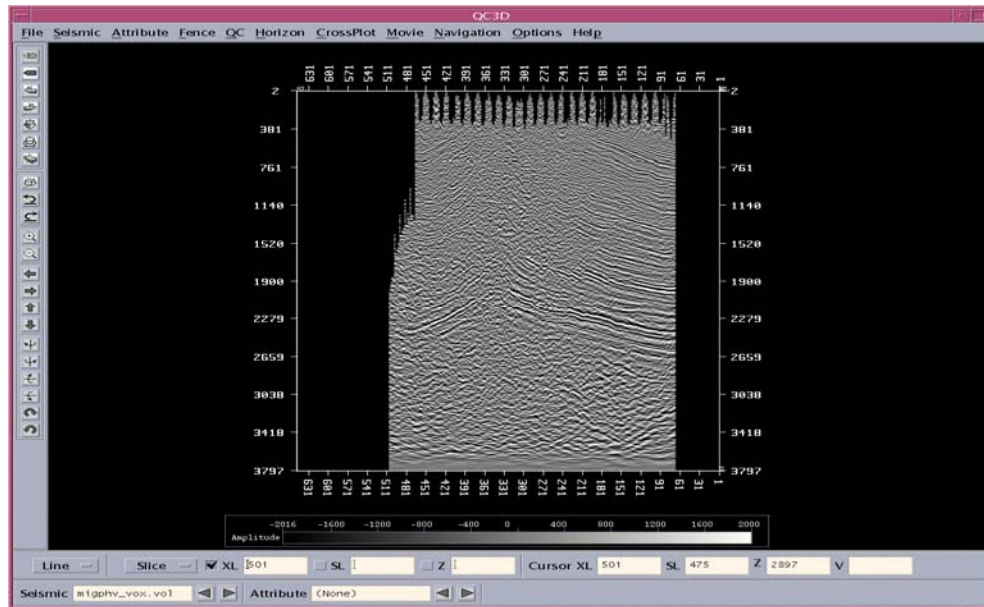


Figura 4.65.- Visualización se la sección migrada correspondiente a la crossline 501 utilizando el programa gráfico QC3D.

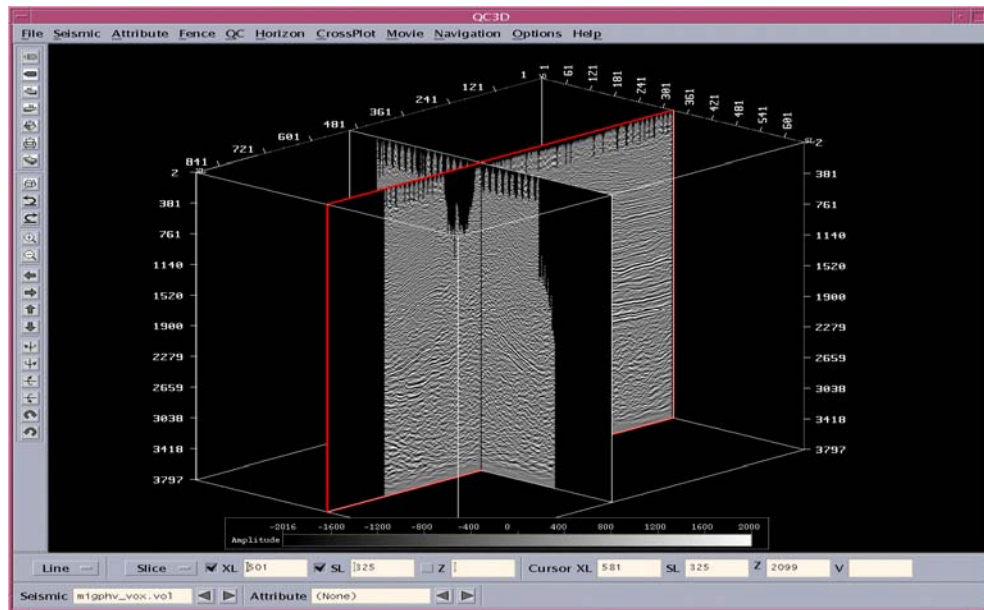


Figura 4.66.- Visualización se la sección migrada correspondiente a la inline 324 y crossline 501 utilizando el programa gráfico QC3D.

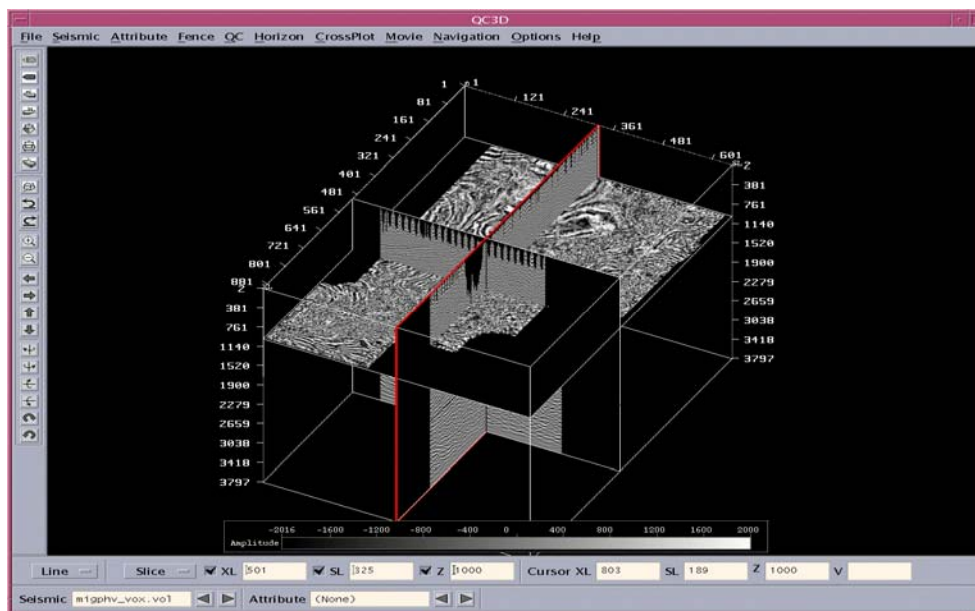


Figura 4.67.- Visualización se la sección migrada correspondiente a la inline 324, crossline 501 y el horizonte en tiempo a los 1000 ms, utilizando el programa gráfico QC3D.

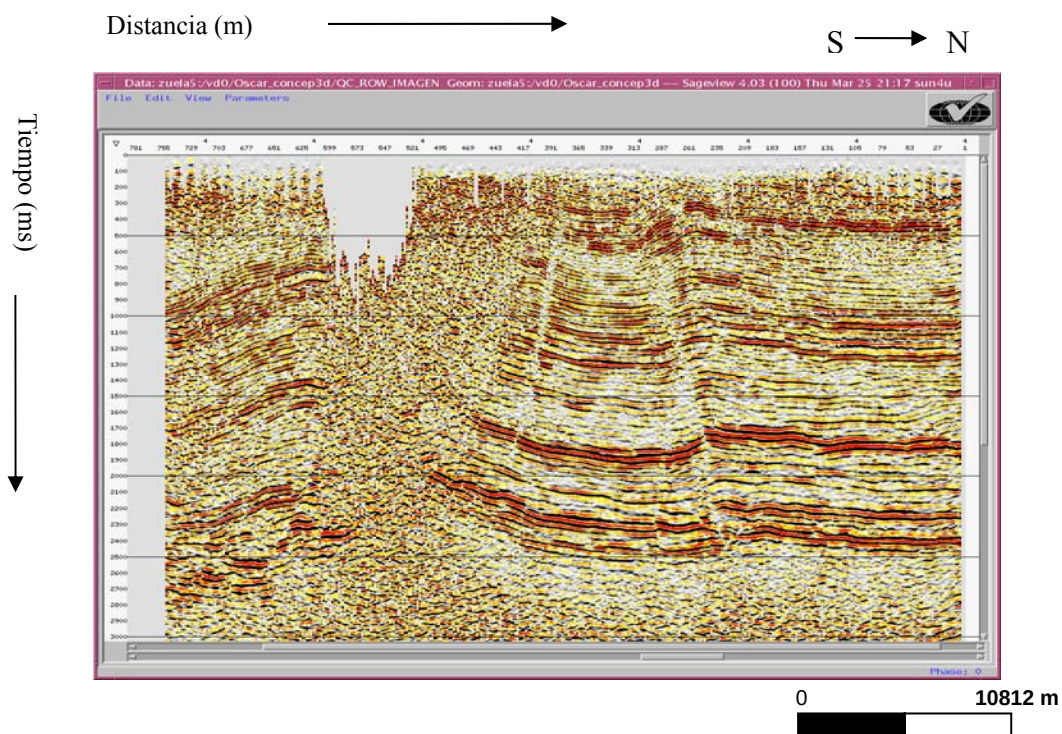


Figura 4.68.- Sección migrada correspondiente a la inline 324

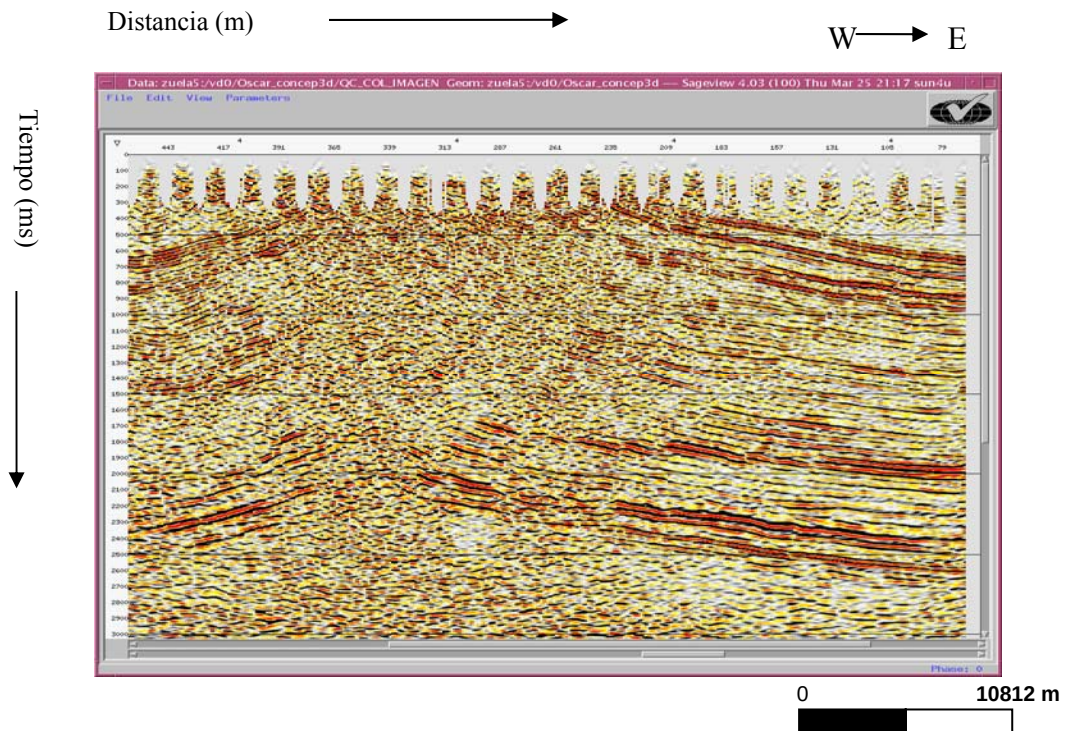


Figura 4.69.- Sección migrada correspondiente a la crossline 501

En las figuras 4.64 y 4.65 se observan las secciones migradas correspondientes a la inline 324 y crossline 501 utilizando el programa gráfico QC3D, mientras que en la figura 4.66 se visualizan estas mismas líneas al mismo tiempo, y en la figura 4.67 se tiene la misma información solo que representándose el horizonte en tiempo a los 1000 ms. En las figura 4.68 y 4.69 se muestran las secciones finales migradas de la inline 324 y crossline 501, respectivamente.

CONCLUSIONES

- A través del cálculo y aplicación de estáticas de campo utilizando el método de tomografía se logra construir un modelo de velocidad más preciso de la capa somera o de baja velocidad, determinando con gran exactitud gradientes verticales y variaciones laterales fuertes de velocidad, que podrían ser utilizadas en otras etapas del procesamiento, como por ejemplo en procesos después de la migración (PSDM). En consecuencia, este método realiza una mejor compensación del efecto no deseado producido por la capa meteorizada que el método de Inversión Lineal Generalizada (GLI), el cual construye un modelo asumiendo que la estructura de la capa meteorizada puede ser representada por un modelo de capas. A nivel de apilamiento, se puede apreciar que el apilado preliminar o bruto generado por la aplicación del método de Tomografía permite visualizar mejor los eventos en zonas ruidosa y más profunda, mientras que en zonas someras y de buena relación señal-ruido no hay mucha variación con el método de Inversión Lineal Generalizada. Por lo tanto, el método de corrección de estática de refracción por Tomografía fue más resolutivo que el método de Inversión Lineal Generalizado (GLI).
- El proceso de análisis de velocidades a través del método de Análisis de Velocidad Constante (CVA), permitió realizar un mejor ajuste de las velocidades, debido a que la selección de las mismas se realizó directamente en las secciones apiladas, visualizando la continuidad de los reflectores. Además, el método permite seleccionar las velocidades a datum (plano de referencia) final, siendo posiblemente más beneficioso.
- El método de pendientes balanceadas por semblanza, preservó las relaciones de amplitudes y el carácter de la ondícula, permitiendo realzar mejor la calidad de los eventos coherentes y suprimir ruidos aleatorios, sobre todo en zonas donde

la relación señal-ruido era pobre, el tener grupos de puntos comunes en profundidad (gathers) sin ruidos puede ser una ventaja en el cálculo de las estáticas, en particular en áreas con mala relación señal-ruido. Estos resultados se obtuvieron en los diferentes dominios estudiados: dominio de disparos, de grupos de puntos comunes en profundidad y apilado.

- Después de todo proceso ejecutado es necesario realizar controles de calidad mediante la representación gráfica, que permitan determinar la efectividad en la solución de cada método, para así poder definir cual es el más apropiado y/o corregir posibles errores.
- Cuando se realiza una corrección dinámica convencional a nivel de grupos de puntos comunes en profundidad, las reflexiones a distancias fuente receptor lejanas y en zonas someras, no se aplanan totalmente, mientras que cuando se realiza una corrección dinámica tomando en cuenta el efecto de anisotropía los eventos se horizontalizan completamente, lo que pudiese ser aprovechado para realizar estudios de AVO.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ávila, J. (1996) Estudio del Eoceno-Cretáceo, campo La Concepción (Resumen Estudio Oxy). Informe técnico, Inédito, Maraven 47 p.
- Audemard, F. (1991) Tectonics of western Venezuela Ph.D. Tesis, Inédito. Rice University, Houston, Texas. 250 p.
- Barragán, C. (1991) Fundamentals of Practical Seismic Data Processing. Halliburton Geophysical Services, Inc. 155 p
- Boesi T., F. M Galea, I. Lorente, Durán y M. Velázquez (1988) Estudio estratigráfico del flanco norandino en el sector La Botera- El Vigía. Memorias III Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera de las cuencas Surandinas. *Sociedad Venezolana de Geólogos. Caracas. Memoria I*: 1-41
- Cardozo, L. (1996) Procedencia de las rocas clásticas de la Formación Misoa en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo y su relación con la tectónica del Caribe. Trabajo Especial de Grado, Inédito. Dpto. de Geología, UCV. 256 p.
- Cien (1998) Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura. Léxico Estratigráfico de Venezuela. Pdvsa-Intevep. <http://www.pdv.com/lexico/>
- Claerbout, J. (2001) Basic Earth Imaging (Version 2.4). Stanford University. USA. 222 p.
- Cox, M. (1999) Static Corrections for Seismic Reflection Surveys. The Society of Exploration Geophysicists. Printed in the United State of America, 171 p

- Gazdag, J. y Sguazzero (1984) Migration of Seismic Data. Of the IEEE, Oct., 356 p.
- González de Juana C., J. Iturralde y X. Picard (1980) Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Caracas, Ed. Foninves, 2 Tomos. 1021 p.
- Hampson, D. y Russell (1984) First-break interpretation using generalized, J. Can. Soc. Expl. Geophysics, 25, 40-50 p.
- Hass, M. y Hubman (1937) Notes on the stratigraphy of the Bolívar coastal field, Maracaibo basin, Venezuela. Boletín de Geología y Minas (Venezuela). 1: (2-4): 113-156
- Lugo, J. (1991) Cretaceous to Neogene tectonic control of sedimentation: Maracaibo basin, Venezuela. Ph.D. Tesis, Inédito. University of Austin, Texas. 222 p.
- Ostos, M. (1990) Evolución tectónica Sur-Central del Caribe basado en los datos geoquímicos. Geos N° 30. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, UCV. Caracas. 411 p.
- Parnaud, F. , Y. Gou, J. C. Pascual, M. Capello, I. Truskouski y H. Passalacqua (1995) Stratigraphic Synthesis of western Venezuela. In: A. J. Tankard, R. Suárez & H. J. Welsink. Petroleum basin of South América. AAPG Memoir 62, 681-698
- Pereira, J., E. Del Pino y Otros (1991) Cursos Básico de Procesamiento Sísmico de Reflexión. Publicado por Lagoven, Filial de Petróleos de Venezuela.
- Rojas, A. (2000) Caracterización de trampas para la Oriental del Lago de Maracaibo. Trabajo Especial de Grado, Inédito. Dpto. de Geología, UCV. 234 p.

Sheriff, R. (1991) Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics: Society of Exploration Geophysicists. Tulsa. USA. 376 p.

Yilmaz, O. (1987) Seismic data processing, Society of Exploration Geophysicist, Oklahoma. USA. 9-320 p.