

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

PROCESAMIENTO DE DATOS SÍSMICOS SOBRE TOPOGRAFÍA IRREGULAR AL NORTE DEL ESTADO ANZOÁTEGUI

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar al Título
de Ingeniero Geofísico
Por el Br.: Alex I. Gallardo E.

Caracas, Abril 2003

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

PROCESAMIENTO DE DATOS SÍSMICOS SOBRE TOPOGRAFÍA IRREGULAR AL NORTE DEL ESTADO ANZOÁTEGUI

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Juan José Infante

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar al Título
de Ingeniero Geofísico
Por el Br.: Alex I. Gallardo E.

Caracas, Abril 2003

Caracas, Abril de 2003

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Alex I. Gallardo E., titulado:

“Procesamiento de Datos Sísmicos sobre Topografía Irregular al Norte del Estado Anzoátegui”

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

Prof. Antonio Feijoo

Jurado

Prof. José Cavada

Jurado

Prof. Juan José Infante

Tutor

En la memoria de mi abuela “Mercedes”

Agradecimientos.

Aprovecho esta oportunidad de agradecer a todas aquellas personas que me apoyaron que de forma directa o indirecta en la elaboración de mi trabajo especial de grado. De igual modo no tengo una palabra en la cual pueda expresar todo mi agradecimiento a todos mi amigos que me acompañaron en el reto de embarcarme en la carrera de Ingeniero Geofísico, es por ello que les digo: “muchísimas gracias....”

En este orden de ideas voy a nombrar algunas de estas personas e instituciones, como son:

A la Universidad Central de Venezuela, la casa que me vio formar.

A los profesores en general del Departamento de Geofísica de la Facultad de Ingeniería.

Al Profesor Marcos Figueroa, por sus conocimientos y sabios consejos impartidos en la ultima etapa de mi formación, por su preocupación y dedicación, excelente profesional, a usted muchas gracias.

A PDVSA que gentilmente me facilitaron los datos para poder desarrollar mi trabajo especial de grado, especialmente al profesor e Ingeniero Jesús Pereira y la Ingeniero Lularide Moreno.

Al Ingeniero Salomón Pérez, por toda su paciencia y colaboración, mil gracias.

A Paradigma Geophysical por facilitarme el software de procesamiento, en especial a Suyoshi Arikuma, por su apoyo en la instalación y mantenimiento que necesito el mismo, que sin ellos no se hubiera hecho posible tanto trabajo.

A mis amigos de siempre, a ellos que siempre me acompañaron y que conocí en el momento de ingresar a la increíble Universidad Central de Venezuela, y que finalmente todos “...somos Ingenieros” a todos ustedes gracias... ellos son: Edgar, Jesús, Hugo, Carlos Santana, Francisco Cuesta, Luis Baldomir, Alberto, Raimir, Lucrecia, David Márquez.

..... y a mi no tan menos amigos: Isabel, Patricia, Antonio, Omar D’ Jesús, Angie, Daniel, Richard, Eduardo, Ricardo, Fidel Antonio, Eduardo Grittanni, Adrián León, Iván Veloso, Jonathan Fuentes, Alexis Dinarmaca y José Pereira. Antonio Tovar, Manuel,

Soledad, Rafael, Geraldina, Natalie Vivas, Caterina, el popular Henry, Richard Piñero, Carlos Martínez, etc..... a ustedes mil gracias por toda su preocupación, sé que son incondicionales y es por eso que les digo..... “me gradué!!!”.

A mis compañeros de tesis, “ a los que yo llamo compañeros de mil batallas...”, ellos son: Franklin Tapias, Angel Erasmo, Elisa Araujo, Atiria Fajardo, Lorenzo, Leonardo, Robertico, Javier, Luis Mata, Antonio Ughi, Janckarlos Reyes, Lizcar, Saba, Richard Galvis, “El Flaco” Eduardo, Carlos Vargas, Martica, Paterson Landaeta, Pablo Ginaglia y Juan Sandia.

..... a mis dos lindas hermanas Denise Carol y Dayana Andrea.

..... a mis abuelos, a mi abuelo Lalo que por su partida repentina también me ha llevado a dedicarle todo este esfuerzo, “... para ti abuelo también te dedico este trabajo! Aquí está lo que tanto querías....” y a mi hermosa abuelita Blanca, que dios los cuide.

A mi tía Marisol, por toda su energía, por su valor e increíble apoyo, “...a usted tía un beso”.

A mi madrina, Fresia Espinoza por todo su amor y cariño.

Al tío René, por su gallardo ejemplo, y a todos los tíos Villegas, en especial a la tía Pechi, gracias por estar allí y por hacerme sentir como parte de su Familia.

A los tíos Carvajal, por hacer de la carga de estar solo menos pesada.

Al profesor Eugenio Gallovich, su partida tan repentina sin duda alguna es irreparable, donde quiera que se encuentre profesor, le agradezco toda su enseñanza, para mi ha sido una gran escuela.

..... y mi muy especial agradecimiento a mis padres, “...a ustedes les debo todo lo que soy, los quiero mucho...”.

... a YOLY....

Gallardo E., Alex I.

**PROCESAMIENTO DE DATOS SÍSMICOS SOBRE TOPOGRAFÍA
IRREGULAR AL NORTE DEL ESTADO ANZOÁTEGUI**

**Tutor Académico: Prof.: Juan José Infante. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de
Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Departamento de Geofísica. 2003,
225p.**

Palabras Claves: Distorsión, registro sísmico, continuidad, campo de ondas, procesamiento, topografía irregular, complejidad estructural, relación señal-ruido, sección sísmica, filtro, correcciones estáticas, refracción, plano de referencia, resolución.

Resumen: La distorsión de la señal en los registros sísmicos se puede evidenciar en los contactos que va de una topografía plana a una topografía de altos buzamientos, en este sentido la continuidad del campo de ondas es uno de los problemas más relevantes en el procesamiento de datos sísmicos, la cual, en el presente trabajo es mejorado en gran medida.

Este trabajo tiene como objetivo diseñar una secuencia de procesamiento óptima para tratar con superficies de topografía irregular.

Para este fin el trabajo fue dividido en tres etapas: en la primera, se realizó un análisis del ruido de los datos sísmicos posterior a la adquisición, y de esta forma poder verificar la calidad de los mismos concluyendo que la zona de trabajo posee una baja relación *señal-ruido*, producto de la complejidad estructural presente en el área; en la segunda etapa, se realizaron pruebas de filtros, obteniendo una muy buena aplicación con el uso del filtro *TMDDF (Tremmed Mean Dynamics Dip Filter)*, incrementando por medio de este la relación señal-ruido y en una tercera etapa, se realizó un procesamiento utilizando el método de los primeros quiebres y las de las correcciones estáticas por Refracción, cambiando los datos a un nuevo plano de referencia.

Los resultados obtenidos fueron comparados uno a uno, con los datos crudos o iniciales observándose una clara mejoría en la imagen de la sección sísmica.

El mismo, utilizó la línea sísmica PB96-A43, de un proyecto realizado por PDVSA en la región de Puerto Píritu-Barcelona, al noreste del estado Anzoátegui. Su procesamiento fue llevado a cabo en el Laboratorio de Interpretación del Departamento de Geofísica de la Universidad Central de Venezuela, con un programa especializado para ello llamado *FOCUS 2D* versión 4.3, otorgado al Departamento de Geofísica por la compañía Paradigma Geophysical.

Con la implementación del método de refracción en esta secuencia de procesamiento, se puede mejorar el problema de la continuidad del campo de ondas a partir de los registros de campo obtenidos en superficies irregulares. De la misma forma, por medio de las correcciones estáticas se puede obtener la información necesaria para mejorar la resolución de los reflectores, de gran interés económico para el intérprete geofísico y de igual modo para la industria petrolera.

Una limitación de la aplicación de este método es la poca calidad de los datos sísmicos recogidos en campo, por lo cual es necesario incrementar la relación señal-ruido para la utilización del método de refracción y de cualquier otro método. Una alternativa para tratar con superficies irregulares en el lugar de las correcciones estáticas puede ser utilizando el esquema de extrapolación del campo de ondas por el método de Berryhill (1979, 1984), el cual funciona muy bien para datos sintéticos. Por lo cual se recomienda hacer las pruebas con este esquema para datos reales.

ÍNDICE	Pág
Constancia de Aprobación	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Resumen	vii
Lista de Figuras	xiv
Lista de Tabla	xxi
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Planteamiento del Problema	1
1.2 Objetivos	2
1.2.1 Objetivo General	2
1.2.2 Objetivos Específicos	2
1.3 Ubicación del Proyecto	3
1.4 Trabajos en topografía rugosa y propagación del campo de onda	3
2. MARCO GEOLÓGICO	7
2.1 Tectónica Regional	7
2.1.1 Jurásico Tardío	7
2.1.2 Cretácico	7
2.1.3 Paleoceno	9
2.1.4 Eoceno Temprano-Eoceno Medio	10
2.1.5 Eoceno Tardío	11
2.1.6 Oligoceno-Mioceno Temprano	12
2.1.7 Mioceno Temprano-Medio	13
2.1.8.- Mioceno Tardío- Plioceno-Cuaternario	14
2.2 Geología Local	15
2.3 Geología Estructural	17
2.4 Geología Regional	18
3. MARCO TEÓRICO	20
3.1 Propagación de las Ondas Sísmicas	20

3.2	Tipos de ondas elásticas	20
3.2.1	Onda Compresional P	20
3.2.2	Onda Transversal S	21
3.2.3	Onda Rayleigh	22
3.2.4	Onda Love o Pseudo Rayleigh	22
3.3	Reflexión de la Energía. Principio de Huygens	23
3.4	Refracción. Ley de Snell	27
3.5	Ondas Críticamente Refractadas	30
4.	ANÁLISIS DE RUIDO SÍSMICO.	36
4.1.-	Generalidades.	36
4.2.-	Clasificación de Ruido Sísmico.	37
4.2.1.-	Ruido Coherente o Sistemático.	38
4.2.2.-	Ruido Incoherente o Aleatorio.	39
4.3.-	Identificación de Eventos.	40
4.4.-	Modos de Atenuar el Ruido Sísmico.	40
4.4.1.-	Aumentando la Distancia entre la Fuente y los Receptores.	41
4.4.2.-	Utilización de Filtros.	41
4.4.3.-	Colocando la Fuente a Cierta Profundidad.	42
4.4.4.-	Aumento de Número de Geófonos	43
4.4.5.-	Tipos de Arreglos.	45
4.5.-	Atenuación de Ruido en la Línea de Trabajo	48
4.6.-	Diagramas F-k.	49
5.	METODOLOGÍA	54
5.1	Procesamiento de Datos Sísmicos.	54
5.1.1	Generalidades	54
5.1.2	Identificación y Estructura del Formato de la Cinta de Campo	59
5.1.3	Cambio de Formato	59
5.1.4	Geometría. Control de Calidad	61
5.1.4.1	Control de Calidad	63
5.1.5	Edición de Trazas y Registros Malos	65
5.1.6	Apilado Bruto	67

5.1.7 Recuperación de Amplitudes	68
5.1.8 Análisis Espectral	71
5.1.9 Balance Espectral	72
5.1.10 Autocorrelograma	74
5.1.11 Filtro	75
5.1.12 Deconvolución	79
5.1.13 Selección de Primeras Llegadas (Picking)	83
5.1.14 Cálculo de Estática a la Superficie	86
5.1.14.1 Estáticas de Campo	88
5.1.14.2 Calculo del Retardo Total	89
5.1.14.3 Cálculo de la Estática Mediante Capa de Reemplazo	91
5.1.15 Determinación de las Estáticas de Elevación	93
5.1.16 Aplicación de Estáticas de Elevaciones	93
5.1.17 Determinación de las Estáticas de Refracción	96
5.1.17.1 Generación del modelo geológico cercano a la superficie para el Cálculo de Estática	96
5.1.17.2 Definición del refractor	97
5.1.17.3 Tiempos de retardo (Delay Times)	98
5.1.18 Aplicación de Estática por Refracción	98
5.1.19 Corrección Dinámica (Normal Move Out, NMO)	101
5.1.20 Análisis de Velocidad	105
5.1.20.1 Control de calidad del análisis de velocidad	108
5.1.21 Apilado Preliminar	109
5.1.22 Primer Pase de Estáticas Residuales	110
5.1.23 Análisis de Velocidad (1era. Iteración)	115
5.1.24 Apilado con Primer Pase de Residuales	116
5.1.25 Segundo Pase de Estáticas Residuales.	117
5.1.26 Segundo Análisis de Velocidades.	119
5.1.27 Apilado con Segundo Pase de Residuales	120
5.1.28 Corrección Dinámica Dependiente del Buzamiento, DMO	121
5.1.29 Corrección Dinámica con Topografía Irregular	128

5.1.30	Análisis de velocidad con DMO	129
5.1.31	Apilado Final o Apilado con DMO	130
5.1.32	Migración	131
5.1.33	Cambio del plano de referencia	137
6.	ANÁLISIS DE RESULTADOS	140
6.1	Generalidades	140
6.2	Parámetros de Adquisición	140
6.3	Procesamiento de Datos Sísmicos	141
6.3.1	Cargar Geometría	142
6.3.2	Edición	145
6.3.3	Pruebas de Recuperación de Amplitudes.	145
6.3.4	Pruebas de Filtro.	146
6.3.5	Pruebas de Deconvolución.	148
6.3.6	Primeros Quiebres.	149
6.3.7	Ordenamiento por CDP.	149
6.3.8	Recuperación de amplitudes.	149
6.3.9	Balanceo Espectral.	149
6.3.10	Deconvolución antes de apilamiento.	150
6.3.11	Apilado bruto	151
6.3.12	Corrección de Estáticas: Corrección por Elevación, de Refracción y al Datum Flotante	151
6.3.12.1	Corrección por Elevación	151
6.3.12.2	Corrección de Refracción	152
6.3.12.3	Corrección al Datum Flotante	156
6.3.13	Primer Análisis de Velocidades	157
6.3.14	Primer Paso de Estáticas Residuales	158
6.3.15	Análisis de Velocidad para 1er Pase de Estáticas Residuales	158
6.3.16	Apilado con el 1er Pase de Estáticas Residuales	158
6.3.17	Segundo Pase de Estáticas Residuales	159
6.3.18	Segundo Análisis de Velocidad para 2do. Pase de Estáticas Residuales	159
6.3.19	Apilado Preliminar de Segundas Estáticas Residuales	160

6.3.20	Análisis de Velocidad para el DMO	161
6.3.21	Migración Parcial DMO sobre Topografía Irregular	161
6.3.22	Migración	164
6.3.23	Post-Apilamiento: Filtro Variante en Tiempo, Atenuación de Ruido Aleatorio.	165
6.3.23.1	FXDECON. Atenuación de ruido aleatorio.	165
7.	PROCESAMIENTO APLICADO	167
7.1	Generalidades	167
7.2	Método de Propagación del Campo de Ondas por Berryhill.	170
7.2.1	Método de Continuación de Campo de Ondas	170
7.2.2	Simple Cambio de Plano de Referencia.	173
7.3	Filtro TMDDF	177
7.4	Corrección Dinámica Dependiente del Buzamiento Revisado (<i>DMO</i>)	179
8.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	186
8.1	Recomendaciones	187
9.	ANEXOS	188
	OPERADORES DE EXTRAPOLACIÓN DEL CAMPO DE ONDA PARA LA MODELACIÓN Y MIGRACIÓN.	189
1.-	Método de extrapolación de Kirchoff.	189
1.1.-	Forma convolucional de la integral.	189
1.2.-	Implementación para la data muestreada.	195
1.3.-	La integral lateral.	198
10.	BIBLIOGRAFÍA.	202

Lista de Figuras

Figura 1.1 Mapa de Ubicación del proyecto al norte del estado Anzoátegui.	3
Figura 2.1 Separación entre las placas del Norte y Sur de América al final del Jurásico. Edad Batoniense. (Modificado de Pindell, 1993).	8
Figura 2.2 Sedimentación Pelágica comienzo de las formaciones Mucaria, San Antonio-Río Chávez, San Juan y Vidoño actualmente presentes en el Complejo Chacual, Napa Piemontina, norte de la Serranía del Interior. (Modificado de Pindell, 1993).	8
Figura 2.3 Inicio de las formaciones Mucaria, San Antonio-Río Chávez, San Juan y Vidoño actualmente presentes en el Complejo Chacual, Napa Piemontina, norte de la Serranía del Interior. (Modificado de Pindell, 1993).	9
Figura 2.4 Apilamiento de napas emplazadas desde el norte de Venezuela durante el Paleoceno-Mioceno. (Modificado de Pindell, 1993).	10
Figura 2.5 El margen continental se cierra progresivamente al norte. Levantamiento y posterior formación de un “Foredeep” dirección NE-SO. (Modificado de Pindell, 1993).	11
Figura 2.6 Convergencia entre las placas del Caribe y la Suramericana. Sedimentación de las formaciones Naricual, Quebradón de ambiente marino muy somero. (Modificado de Pindell, 1993).	13
Figura 2.7 Comienzo del movimiento transpresivo dextral entre las placa del Caribe y la Suramericana. (Modificado de Pindell, 1993).	14
Figura 2.8 Corte Geológico de Puerto Píritu-Anaco, en ella se observa la superposición de estructuras y los distintos plegamientos producto del fuerte tectonismo presente en la zona de estudio.	17
Figura 2.9 Léxico Estratigráfico.	19
Figura 3.1 Componentes U_1 (onda P) y U_2 (Onda S) del campo elástico U.	21
Figura 3.2 Movimiento de onda Superficial o de onda Rayleigh.	22
Figura 3.3 Movimiento de la onda sobre la capa meteorizada o capa de baja velocidad. Ondas Love.	23

Figura 3.4 Reflexión de ondas planas elásticas en la interface entre dos medios con propiedades físicas diferentes.	24
Figura 3.5 Ángulos de las ondas planas elásticas.	25
Figura 3.6 Rayos incidente, reflejado y transmitido.	27
Figura 3.7 Refracción de ondas planas elásticas P y S al atravesar la superficie de separación.	28
Figura 3.8 Ángulos de las ondas planas elásticas.	29
Figura 3.9 Esquema de la onda refractada desde la fuente al receptor.	31
Figura 3.10 Esquema de un frente de ondas, en donde se muestra el comportamiento de la onda incidente antes de alcanzar la interface.	32
Figura 3.11 Esquema de un frente de onda, donde se muestra el comportamiento de las ondas incidente, refractada y reflejada antes de la incidencia crítica.	33
Figura 3.12 Esquema de un frente de ondas, en donde se muestra el comportamiento de las ondas incidente, reflejada y la de arribo después de alcanzar la interface.	34
Figura 4.1 Registro del disparo 10 en el que se puede observar el cono de ruido.	38
Figura 4.2 Atenuación del Ruido Incoherente.	44
Figura 4.3 Filtro Espacial.	45
Figura 4.4 Respuesta de longitud de onda corta, ejemplo de un Ground Roll, λ Corta.	46
Figura 4.5 Respuesta de longitud de onda larga, ejemplo de una reflexión, λ larga.	46
Figura 4.6 Esquema básico donde se aprecia el ángulo de incidencia al incrementar el offset.	47
Figura 4.7 Disparo buzamiento arriba.	47
Figura 4.8 Disparo buzamiento abajo.	48
Figura 4.9 Arreglo de fuentes y receptores de la línea de trabajo, Parámetro de Montaña.	48
Figura 4.10 Arreglo de fuentes y receptores de la línea de trabajo, Parámetro zona plana.	49
Figura 4.11 Análisis espectral (f-k) del registro 10, donde A representa el contenido de la ondas de Aire, B representa a la reflexión primaria y en C se pueden identificar las refracciones.	51

Figura 4.12 a.- Registro crudo en el cual se pueden distinguir las distintas reverberaciones y múltiples y b.- el mismo registro después de aplicado algunos filtros pasabanda.	53
Figura 5.1 Esquema básico de procesamiento de Datos Sísmicos, para datos Pre-apilados, aplicado a la línea de trabajo.	57
Figura 5.2 Esquema básico de procesamiento de Datos Sísmicos, para datos Post-apilados, aplicado a la línea de trabajo.	58
Figura 5.3 Módulo <i>SEGD</i> . Tomado del programa Focus 2D.	60
Figura 5.4 Registro del observador de la línea PB96-A43	63
Figura 5.5 Disparo 160 luego de cargar los parámetros de geometría de lado izquierdo, aplicación de una corrección lineal (LMO) del lado derecho.....	65
Figura 5.6 Disparo ruidoso eliminado durante el proceso de edición de trazas sísmicas.....	66
Figura 5.7 Disparo 10 en el cual se muestran trazas ruidosas, las cuales fueron eliminadas durante el proceso de edición de trazas sísmicas.....	67
Figura 5.8 Apilado Bruto	68
Figura 5.9 Parámetros del módulo <i>GAIN</i>	69
Figura 5.10 Divergencia Esférica. Propagación de la energía de una onda sísmica.....	71
Figura 5.11 Análisis espectral realizado sobre el disparo 30.....	72
Figura 5.12 Modulo del <i>BALANCE</i> , parámetros requeridos	73
Figura 5.13 Ejemplo de un Autocorrelograma del disparo 30.....	74
Figura 5.14 Separación Señal – Ruido, en el dominio de frecuencia	77
Figura 5.15 a.- Registro crudo en el cual se pueden distinguir las distintas reverberaciones y múltiples y b.- el mismo registro después de aplicado algunos filtros pasabanda	79
Figura 5.16 Objetivo básico de la convolución. Modificado de Pereira, J.	80
Figura 5.17 Modulo de Deconvolución	82
Figura 5.18 a.- Registro crudo b.- Ejemplo de deconvolución de 24 ms, de longitud de operador de 200 ms como se determinó anteriormente y 0.1 % de ruido blanco.	83

Figura 5.19 Selección de primeros quiebres sobre el disparo 10, en la parte superior aparecen marcados en rojo los primeros quiebres. En el gráfico inferior aparecen los quiebres alineados cerca de los 100 ms como control de calidad.....	85
Figura 5.20 Gráfico de tiempo versus offset para 50 registros. En el se representan el modelo y la velocidad del refractor.	86
Figura 5.21 Trayectoria de rayos cercana a la superficie. (Modificado de Bevc, 1997).	87
Figura 5.22 Trayectoria de las reflexiones para modelo de capa meteorizada, el mismo permite ilustrar las condiciones para el calculo de estáticas de campo	89
Figura 5.23 Estáticas de Campo utilizando el método de cálculo de retardo total.	90
Figura 5.24. Estática de Campo utilizando el método de capa de reemplazo.....	91
Figura 5.25 Aplicación de las estáticas de elevación (ó <i>DATUMS</i>), a través de la ventana <i>QUIXTAT</i>	95
Figura 5.26 Modulo de Refsol para la aplicación de Estáticas de Refracción, los recuadros de color amarillo contienen los archivos en los cuales han sido almacenados procesos previos.	99
Figura 5.27 Aplicación de las estáticas de refracción (ó <i>REFSOL</i>).....	100
Figura 5.28 Corrección por NMO de las trayectorias fuente-receptor para una capa plana (NMO), (Modificado de Pereira, 1987).	102
Figura 5.29 Corrección por NMO de las trayectorias fuente-receptor para una capa buzante (NMO), (Modificado de Pereira, 1987).....	103
Figura 5.30 SuperGathers, Diagrama de Coherencia, Apilado por puntos comunes en profundidad y las trazas de un grupo de CDPs	108
Figura 5.31 Gráfico de Isovelocidades para el Brute Stack perteneciente a la línea de trabajo.....	109
Figura 5.32 Apilado preliminar, con datos previamente filtrados y con deconvolución, por último esta sección ha sido corregida estáticamente con refracción.	110
Figura 5.33 Apilado preliminar con <i>FXDECON</i> para la selección de la traza piloto.....	113
Figura 5.34 Primer pase de estáticas residuales, aplicados con el modulo <i>QUIXTAT</i>	117

Figura 5.35 Segundo pase de estáticas residuales, aplicados con el modulo <i>QUIXTAT</i>	121
Figura 5.36 Desplazamiento del punto de reflexión en un reflector buzante	122
Figura 5.37 Desplazamiento del punto común de reflexión P, donde L es el desplazamiento del punto.....	124
Figura 5.38 Módulo de CDMDMO. Calculo realizado para un total de 3800 de offset y un total de 1251 cdp por paneles. Los paneles de cdps fueron creados previamente por el modulo de TRACQ.....	126
Figura 5.39 Efecto de la topografía irregular sobre el tiempo de viaje. (Tomado de Rodríguez, 1991)	129
Figura 5.40 Ángulo de incidencia igual al ángulo de reflexión, dado un evento geológico horizontal y plano.....	132
Figura 5.41 Angulo de incidencia diferente del ángulo de reflexión en eventos geológicos buzantes	133
Figura 5.42 a) Evento geológico horizontal y b) Evento geológico Buzante, (Modificado de Alarcón, 2002).	134
Figura 5.43 Posición de un evento geológico antes y después de ser migrado, donde θ es el ángulo del buzamiento antes de migrar y θ' es el ángulo del buzamiento después de migrar, (Modificado de Alarcón, 2002).	135
Figura 5.44 Aplicación del plano de referencia (<i>Float Statics</i>), a través de la ventana <i>QUIXTAT</i>	138
Figura 5.45 Apilado preliminar, con los datos corregidos estáticamente con refracción y llevados a un nuevo plano de referencia (Datum Flotante).	139
Figura 6.1 Mapa Iterativo de Ubicación, en el podemos ver las ubicaciones de las estaciones, los disparos, los cables de los receptores y la respectiva ubicación de las estaciones por punto común en profundidad (<i>CDP</i>). Las coordenadas y escalas son internas del programa por eso es iterativo, esto sirve para que el analista lo compare con el grafico generado en campo.	143
Figura 6.2 Carta del Apilado, el mismo es utilizado para ver los distintos modelos de geometría	144
Figura 6.3 Perfil de elevaciones de los datos de la línea de trabajo.	144

Figura 6.4 Recuperación de Amplitudes por divergencia esférica, con valores de t de a) 2, b) 1.2, c) 1, d) -1 , e) -2 .	146
Figura 6.5 Resultado de las pruebas de filtro realizadas sobre el registro del disparo 10. Los rangos de frecuencia corresponden en el mismo orden en que se encuentran en la tabla 6.1 donde la figura a corresponde al registro crudo de los datos.	147
Figura 6.6 Efecto de la deconvolución, a) corresponde al registro crudo, b) a la distancia predictiva de 4 ms, c) 12ms, d) 24 ms, y e) a 36 ms.	148
Figura 6.7 En a) Registro crudo del disparo 10 y b) el mismo registro con la aplicación de la deconvolución que mejor resultado arrojó las pruebas del mismo.	150
Figura 6.8 Apilado Bruto	151
Figura 6.9 Apilado con estáticas de elevación	152
Figura 6.10 Gráfico de tiempo versus offset para 50 registros, aquí se puede observar el modelo del refractor para una sola capa, con su respectiva velocidad	153
Figura 6.11 Selección de primeros quiebres sobre el disparo 10, en la parte superior aparecen marcados en rojo los primeros quiebres. En el gráfico inferior aparecen los quiebres alineados cerca de los 100 ms como control de calidad	154
Figura 6.12 Registro del disparo 1, en el se puede apreciar después de aplicada las estáticas, el valor correspondiente en la zona de la corrección y su relación con respecto a la topografía, el efecto espejo nos indica un buen comportamiento de las estáticas	155
Figura 6.13 Apilado con Estáticas de Refracción	156
Figura 6.14 Apilado con datos llevados a un datum flotante	157
Figura 6.15 Apilado preliminar con primer pase de estáticas residuales	159
Figura 6.16 Campo de velocidades con los datos llevados al Datum Flotante	160
Figura 6.17 Apilado preliminar con segundo pase de estáticas residuales	161
Figura 6.18 Apilado con la aplicación de la corrección por DMO, con los datos llevados previamente al Datum Flotante	162
Figura 6.19 Apilado con la aplicación de la corrección por DMO, con los datos llevados previamente al Datum Plano	163
Figura 6.20 Apilado final al Datum Flotante, con los datos corregidos dinámicamente al Datum Plano	164

Figura 6.21 Migración por diferencia finitas usando el 95 % de las velocidades.	165
Figura 6.22 Migración Final por diferencia finitas con <i>FXDECON</i>	166
Figura 7.1 Trayectoria de dos rayos arribando a un punto sobre la superficie D_1 y que cruzan la superficie D_2 en locaciones separadas.	171
Figura 7.2 Definición de las cantidades geométricas que aparecen en la ecuación 7.1....	173
Figura 7.3 Registro sintético, donde a) muestra las reflexiones con buzamientos de 0, 15, 30 y 45 grados. A su lado b) muestra los ángulos buzantes, las correcciones laterales y verticales cuando se cambia de plano de referencia.....	174
Figura 7.4 aquí se muestra el resultado del cambio del plano de referencia de la figura 7.3a para coincidir con el reflector plano, empleando en a) un método convencional y en b) el método de ecuación de onda.....	176
Figura 7.5 En a) sección sísmica con la aplicación del modelo de refracción y b) se tiene la misma sección con el mismo modelo de refracción pero previo a su aplicación se aplicó el filtro TMDDF.....	179
Figura A-1 Elementos geométricos involucrados en el teorema de Kirchoff, Ecuación A-1.	190
Figura A-2 Situación particular de la Figura # 1, para el caso en el cual U es independiente de y	191
Figura A-3 Evaluación de la ecuación A-7, produce una indeseable difracción, efecto del operador $\Delta tg \Psi$. Modificado de Berryhill, 1979.....	196
Figura A-4 Definición de las cantidades geométricas para la ecuación A-12. Tomado de Berryhill, 1979.	199

Lista de Tabla

Tabla 5.1	Información tomada del cartucho de la cinta de la línea PB96-A43, parámetros requeridos en el modulo <i>SEGD</i> .	60
Tabla 5.2	Lista de coordenadas de un grupo de 30 estaciones de la línea de trabajo	62
Tabla 5.3	Valores de la función de velocidad, tomada de valores promedio de la zona de trabajo.	70
Tabla 5.4	Parámetros utilizados en la aplicación del filtro variante en el tiempo.	77
Tabla 6.1	prueba de filtro para distintos rangos de frecuencia.	146
Tabla 6.2	Parámetros el filtro variante en tiempo.	147

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del Problema

La distorsión de la señal en los registros sísmicos, se puede evidenciar en los contactos que van de una topografía plana a una irregular, en este sentido, los datos adquiridos sobre este tipo de topografía, la complejidad estructural y baja relación señal – ruido, representan uno de los problemas a resolver en el procesamiento de los datos sísmicos.

Se aplicará una rutina de procesamiento, en la cual se propone la técnica de los primeros quiebres para el cálculo de las estáticas de refracción, técnica que se considera como la más adecuada para trabajar con topografía irregular. En ella, se emplearán los parámetros más óptimos para trabajar con este tipo topografía, para ello, se utilizará los diagramas de $f-k$ para identificar los distintos eventos presentes en el área, se sabe que el área de trabajo es estructuralmente compleja por eso se aplicará diversos filtros y se utilizarán las correcciones dinámicas dependientes del buzamiento (Dip Move Out), con el objeto de eliminar la mayor cantidad de ruido posible y determinar de forma precisa las velocidades de apilamiento, por último, se hará la Migración con lo cual se espera obtener una buena información de la línea de trabajo y que como consecuencia se pueda lograr una mejor definición de los reflectores.

El área es estructuralmente muy compleja, con corrimientos y muy fracturada, lo que ocasiona cambios bruscos, tanto laterales como verticales en las velocidades de apilamiento, esto genera una gran cantidad de ruido en los registros, lo cual dificulta definir los tiempos de las primeras llegadas fundamentales para el cálculo de la corrección de estáticas de refracción. Para atacar este problema se hace necesaria la aplicación de un filtro riguroso, con la finalidad de incrementar la calidad de los registros de campo, y de manera

de no afectar los procesos que involucren una migración parcial y una migración de los eventos propiamente dicho.

Por último, se planteará un simple esquema de extrapolación basado en la ecuación de onda que no es más que la continuación por arriba o por debajo en el tiempo de los datos sísmicos. El propósito es redefinir la superficie de referencia en el cual la fuente y los receptores se encuentran ubicados suponiendo que la nueva superficie de referencia es una interface geológica real. Este esquema servirá de guía para trabajos posteriores para la corrección por topografía a través de planos de referencia más precisos.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

- ☞ Diseñar una secuencia de procesamiento que permita reconstruir la señal deformada por la topografía irregular.

1.2.2 Objetivos Específicos

- ☞ Estudiar el ruido generado en la adquisición de los datos sísmicos como factor de perturbación de la señal.
- ☞ Diseñar una secuencia básica de procesamiento para tratar con superficies irregulares implementando la técnica de los primeros quiebres para el cálculo de las correcciones estáticas de refracción.
- ☞ Estudiar los distintos planos de referencia a través del plano flotante, usando las correcciones estáticas y un modelo estimado de velocidades.
- ☞ Estudiar el uso del esquema de extrapolación del campo de ondas por Berryhill como una alternativa para tratar sobre topografía irregular.

1.3 Ubicación del Proyecto

En el trabajo especial de grado, se utilizó una (1) línea sísmica que forma parte de un proyecto ubicado en la región Centro-Oriental del país al norte del estado Anzoátegui, entre los $9^{\circ}30'00''$, $10^{\circ}10'00''$ de Latitud Norte y los $65^{\circ}30'00''$, $64^{\circ}30'00''$ de Longitud Oeste, cubriendo los municipios Bruzual, Peñalver, Cagigal, Bolívar y Libertad de ese Estado.



Figura 1.1 Mapa de Ubicación del proyecto al norte del estado Anzoátegui.

1.4 Trabajos en topografía rugosa y propagación del campo de onda

Muchos analistas en procesamiento de datos sísmicos utilizan las correcciones estáticas, que además de eliminar el retardo que sufre la onda al atravesar la capa meteorizada, también lleva los datos a un nuevo plano de referencia (datum) para solventar

el problema de *topografía irregular*. Para pequeñas diferencias en elevaciones y lentas variaciones de velocidad entre las capas cercanas a la superficie, las correcciones estáticas son un procedimiento suficientemente preciso. Sin embargo, para cambios topográficos terrestres, de significativas diferencias en las elevaciones y complicados modelos de velocidad, la precisión de la solución estática puede ser insuficiente, por lo que métodos más exactos, tales como la técnica de extrapolación basados en la ecuación de onda pudieran ser usados.

El concepto fue presentado en primer lugar por Berryhill, (1979) para aplicaciones post-apilamiento y luego fue llevado a los datos pre-apilados (Berryhill, 1984). Las correcciones estáticas para distintos planos de referencia, es capaz de remover el efecto destructivo sobre los datos sísmicos, pero el método de *extrapolación del campo de ondas* simplemente reposiciona el plano de referencia (Datum), creando un nuevo plano de referencia como si fuera una interface que hace que las reflexiones sísmicas se originen debajo o sobre ella, asumiendo que la nueva superficie redefinida es una interface geológica real, de manera consistente con la propagación del campo de ondas. El esquema de extrapolación esta basado en la ecuación de onda, y no es más que la continuación por arriba y por debajo en el tiempo de los datos sísmicos.

El resultado, para los pasos siguientes del procesamiento, es que simplemente asumirían la forma hiperbólica de las reflexiones, o que las trayectorias más complicadas serán consistentes con la propagación de las ondas. De esta forma se puede obtener una sección sísmica mejorada.

Algunos autores como Wiggins (1984) y Reshef (1991) incluyeron implícitamente efectos causados por la topografía en sus algoritmos de migración. Wiggins (*op cit*) usa una formulación de Kirchoff para incorporar la topografía directamente en migración pre-apilada de una superficie irregular. El método de migración de cambio de fase de Reshef es usado también para migrar directamente los datos. Este mejoró la extrapolación descendente de un plano de referencia totalmente plano y agregó datos a la extrapolación del campo de ondas en cada tiempo en que la superficie de la topografía es irregular.

Ambos métodos permiten la migración directa de los datos grabados con topografía irregular.

Beasley y Lynn (1992) introdujeron un algoritmo simple y elegante para corregir el error causado por el desplazamiento en tiempo por estática, basado en el concepto de *capa de velocidad cero (zero-velocity layer)*. En la migración por diferencias finitas, Beasley y Lynn (*op cit*) migran los datos después de la corrección por estáticas, por un grupo de velocidades en términos de la difracción para un cero por encima de la topografía. Para llevar a cabo esto, es necesario la corrección por estática antes de la migración; dado que esta técnica no puede ser aplicada a los paquetes computacionales de algoritmos complejos de cambio-fase, ya que estas incluyen la característica no física de la velocidad cero.

Yilmaz y Lucas (1986) y Berryhill (1986) demostraron como compensar en la trayectoria de los rayos, los efectos de doblaje de una profundidad rugosa del océano con severos contrastes de velocidad. Ellos la llaman técnica de reemplazo de la capa pre-apilada. El método usa dos veces la extrapolación de campo de ondas, primero para la extrapolación descendente del campo de ondas de una superficie inicial, usando una velocidad conocida, y segundo para una extrapolación ascendente del campo de ondas del plano de referencia inicial, usando una velocidad diferente.

Shtivelman y Canning (1988) muestran limitaciones con exactitud por correcciones de estáticas y la necesidad de aplicar la extrapolación del campo de ondas, cuando existan diferencias por elevaciones muy significativas y un modelo de velocidad muy complicado. Ellos plantean como método de eliminación de distorsiones causadas por topografía, la continuación por arriba de los datos para un plano de referencia arbitrario sobre la topografía más alta.

Scott Mackay (1994) propone la continuación por arriba y por debajo de los datos usando diferencia finita y modelaje, respectivamente. La modificación para la implementación se cumple llevando el valor de velocidad de propagación a cero, por debajo de la superficie irregular para alcanzar la extrapolación hacia la superficie.

Schneider (1995) aplica la misma idea de algunos autores anteriores y es el reemplazo de capa para sustituir la capa de baja velocidad de una sección afectada en su topografía. Él usa un análisis de refracción para estimar la velocidad de la capa meteorizada, seguido por la propagación del campo de ondas, para la extrapolación por debajo de los datos hacia la base de la capa con el estimado de la velocidad. Sus resultados muestran un mejoramiento de la imagen sobre las correcciones por estáticas.

Bevc (1997), propuso la propagación del campo de ondas tempranamente en su flujograma de procesamiento, para luego aplicar la extrapolación de los datos por encima de la superficie para un Datum planar, esta técnica la llamo *inundación de la topografía*, la misma no necesita un conocimiento detallado de la velocidad cercana a la superficie. Dice además, que la propagación del campo de ondas desenreda las distorsiones causadas por la topografía rugosa y no usa el método de corrección de estáticas, demuestra que la imagen obtenida después de la propagación del campo de ondas muestra mejor continuidad del reflector y representa más aproximadamente la imagen estructural real que la imagen obtenida después las correcciones por estáticas.

En el Trabajo Especial de Grado se hará referencia y tomará como base los trabajos tanto los de Berryhill en 1979 y 1984, Shtivleman y Canning (1988), Schneider (1995) y el trabajo realizado por Bevc (1997) que tratan sobre la aplicación de las correcciones estáticas y la necesidad de aplicar el método de extrapolación del campo de ondas, sobre topografía irregular, que es la base de nuestro trabajo en sí.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 Tectónica Regional

El área de estudio se encuentra en la zona costera al norte del estado Anzoátegui, geológicamente es el producto de un apilamiento de napas emplazadas desde el norte durante el Paleoceno-Mioceno, sobre la secuencia autóctona del margen pasivo septentrional de América del Sur. Se transforma en un margen activo en el Cenozoico debido a la deformación tectónica de carácter predominantemente transpresivo y está asociado al movimiento relativo dextral en sentido Oeste-Este de las placas del Caribe y de América del Sur (BLANCO, 1998).

A continuación se hará un recorrido geológico a partir del Jurásico Tardío hasta la fecha, de manera de explicar la actividad tectónica que se evidencia en la zona de trabajo, como se observará más adelante en el procesamiento de los datos sísmicos.

2.1.1 Jurásico Tardío

El margen norte de América del Sur nace debido a “rifting” que separa las placas que se conocen actualmente como Norte América y Sur América, al final del Jurásico superior y el Cretácico (Figura # 2.1), (PINDELL, 1993).

En el espacio creado por este margen divergente se genera nueva corteza oceánica formándose el protocaribe.

2.1.2 Cretácico

A finales de este período, el margen norte de la placa sudamericana se profundiza de manera abrupta como consecuencia de una transgresión a nivel mundial, al cesar la

expansión del lecho marino entre Norte y Sur América, y comienza la colisión del proto-arco de las Antillas Mayores con el proto-caribe.

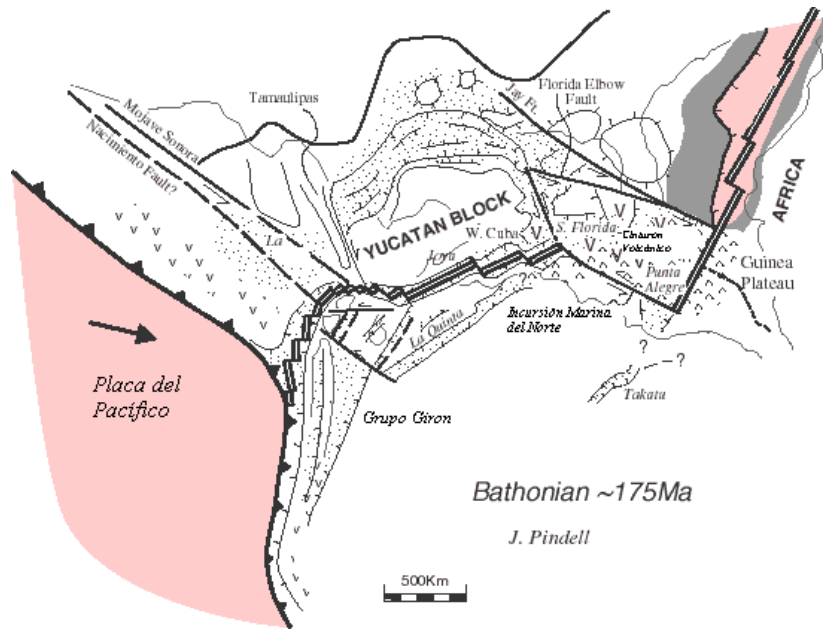


Figura 2.1 Separación entre las placas del Norte y Sur de América al final del Jurásico. Edad Batoniense. (Modificado de Pindell, 1993).

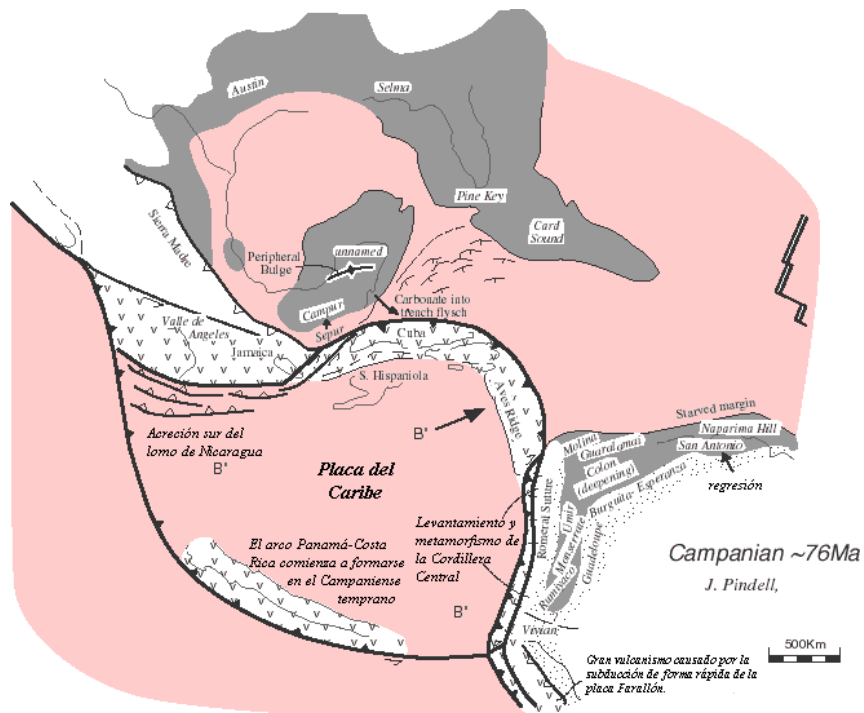


Figura 2.2 Sedimentación Pelágica comienzo de las formaciones Mucaria, San Antonio-Río Chávez, San Juan y Vidoño actualmente presentes en el Complejo Chacual, Napa Piemontina, norte de la Serranía del Interior. (Modificado de Pindell, 1993).

Sobre la plataforma durante el Cenomaniense al Santiense, se produce la sedimentación lutácea calcárea euxínica (Formación Querecual, RENZ, 1959) en el máximo transgresivo, en el ambiente de plataforma externa, seguida en el Campaniense-Maastrichtiense, por una sedimentación pelágica calcáreo-silíceo (formaciones Mucaria, San Antonio-Río Chávez, San Juan y Vidoño actualmente presentes en el Complejo Chacual, Napa Piemontina, norte de la Serranía del Interior, (Figuras 2.2 y 2.3), (VIVAS, et al., 1977 y CHAPLET, 1998).

2.1.3 Paleoceno

Durante la fase compresiva Paleoceno-Eoceno Medio, se emplazan las napas alóctonas, la deformación transpresional avanzó diacronológicamente a lo largo del borde septentrional de Sur América, mientras que la placa del Caribe migra hacia el este con respecto a las placas de Norte y Sur de América (Figura 2.4), (PINDELL, 1993).

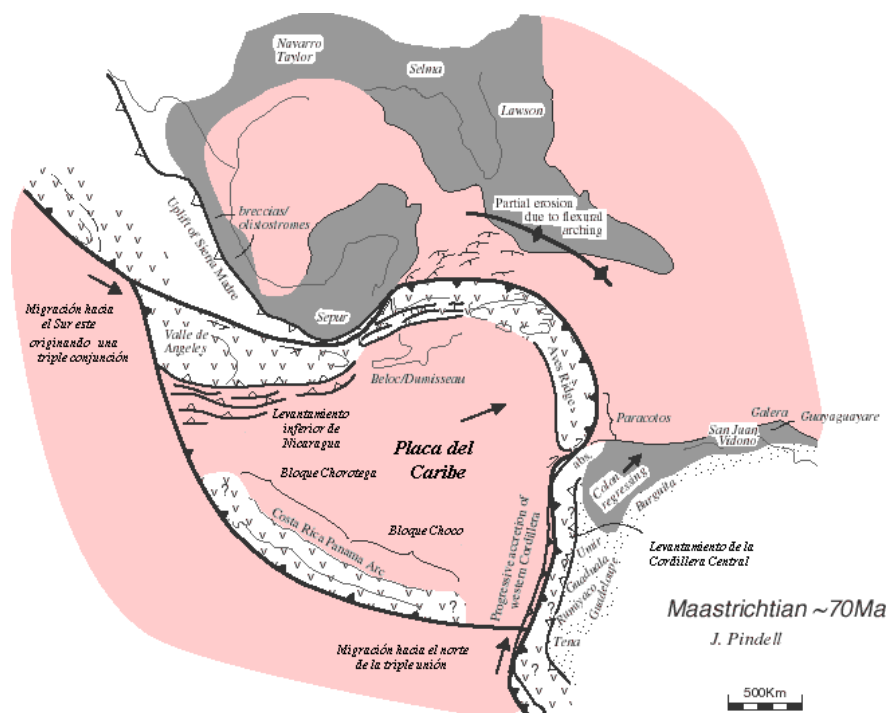


Figura 2.3 Inicio de las formaciones Mucaria, San Antonio-Río Chávez, San Juan y Vidoño actualmente presentes en el Complejo Chacual, Napa Piemontina, norte de la Serranía del Interior. (Modificado de Pindell, 1993).

La plataforma continental, en su parte septentrional oriental se caracteriza por presentar una sedimentación terrígena fina en aguas de cierta profundidad entre 100 y 1000 m (Serranía del Interior Oriental y complejo Chacual con la Formación Vidoño, (PEIRSON et al., 1955).

Sobre el talud y el margen inferior se depositan sedimentos terrígenos. Son mayormente lutáceos hacia el talud se enriquece en turbiditas y contornitas arenosas hacia la parte profunda del margen.

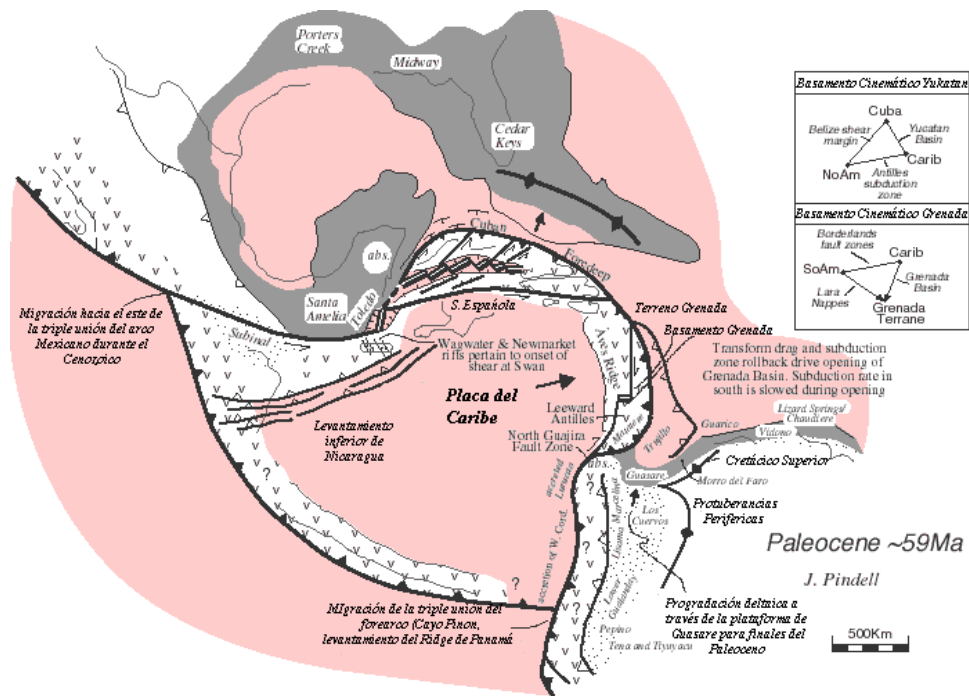


Figura 2.4 Apilamiento de napas emplazadas desde el norte de Venezuela durante el Paleoceno-Mioceno. (Modificado de Pindell, 1993).

2.1.4 Eoceno Temprano-Eoceno Medio

El margen continental se cierra progresivamente al norte. Esta barrera, crece verticalmente y lateralmente al E-SE. Tal levantamiento fue seguido por la formación de un “Foredeep” NE-SO rápidamente subsidente, bordeado al sur y al oeste por la plataforma

continental, al norte de una cadena embrionaria y abierto hacia el océano al NE (BECK, 1977). Surco en el cual se deposita el flysch de la Formación Guárico.

Al sur del levantamiento, constituyó el elemento de conexión entre la parte profunda y los ambientes de plataforma somera que se apoyaban sobre el borde cratónico, registrándose así la sedimentación del ciclo del Terciario Inferior en forma sucesiva e interrumpida hacia el este, que comienza con la lente arenosa de la Formación San Juan, sigue con el paso lateral de la misma a las lutitas con foraminíferos de la Formación Vidoño, terminando con un nuevo avance de la regresión al norte, la sedimentación parcialmente arenosa de Caratas (Figura 2.5), (PINDELL, 1993) y el episodio arrecifal bioclástica de Peñas Blancas (GONZALEZ DE JUANA, et al., 1980)

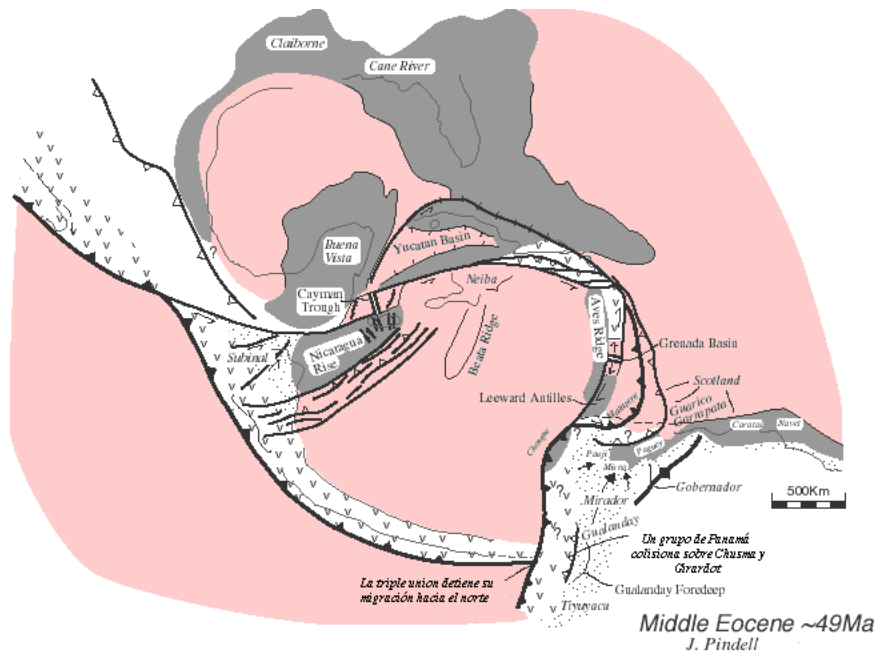


Figura 2.5 El margen continental se cierra progresivamente al norte. Levantamiento y posterior formación de un “Foredeep” dirección NE-SO. (Modificado de Pindell, 1993).

2.1.5 Eoceno Tardío

Pulsaciones orogénicas, ocasionaron un transporte tectónico considerable en dirección al SSE de las napas del borde sur del Caribe que fue más pronunciado en las

montañas de Guárico que en la Serranía del Interior, la cual arrastra a su frente los sedimentos “foredeep” de la Formación Guárico. Las escamas despegadas en la base cretácea, se sobrecorren acumulándose para formar al embrión de la Napa Piemontina.

En este período, a nivel del margen septentrional de Venezuela fue de intenso tectonismo y representa una discordancia por hiatus sedimentario evidenciado por la ausencia de fauna en este segmento de tiempo, constatado por las dataciones realizadas para las formaciones Caratas, Peñas Blancas y Roblecito (Com. Pers. de: OSUNA, FURRIER, STEPHAN, RUSSOMANO, 1998).

2.1.6 Oligoceno-Mioceno Temprano

Es un período caracterizado por leves movimientos horizontales en todas las partes del Caribe, infiriéndose por ende que la velocidad del desplazamiento dextral de la placa del Caribe disminuyó, mientras se intensificaron los movimientos verticales para lograr el equilibrio isostático de las masas rocosas (AGUASUELOS, 1990). Así el eje del anticlinorio de napas internas se levanta y erosiona muy rápidamente.

En el Oligoceno Temprano, el margen pasivo del norte de Sudamérica cambió a activo como consecuencia de lo diacronológico de la convergencia entre las placas del Caribe y la Suramericana. (Figura 2.6), (PINDELL, 1993).

Se depósito en la Cuenca de Guárico las molasas Oligocenas (Formación Roblecito) característica de ambiente marino profundo (AGUASUELOS, 1990).

Durante el Oligoceno Tardío ocurrió una fase tectónica distensiva, la cual controla la sedimentación de las formaciones: Naricual y Quebradón de ambiente marino muy somero. De esta manera se tendría la depositación de estas unidades al norte sobre el cinturón previamente deformado y peniplanado (LITOS C.A, 1997).

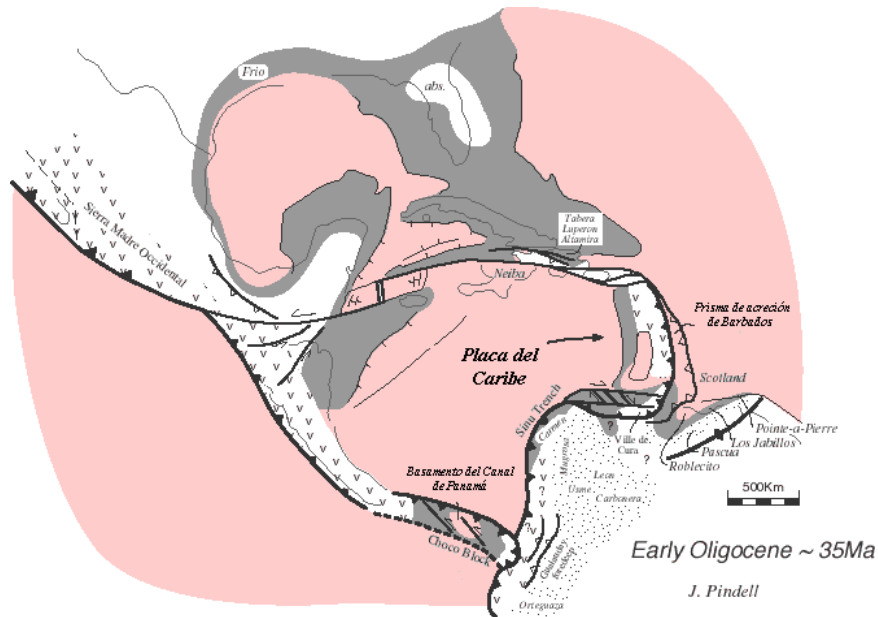


Figura 2.6 Convergencia entre las placas del Caribe y la Suramericana. Sedimentación de las formaciones Naricual, Quebradón de ambiente marino muy somero. (Modificado de Pindell, 1993).

2.1.7 Mioceno Temprano-Medio

Empieza el movimiento transpresivo dextral entre la placa Caribe y la Suramericana. (Figura 2.7), (PINDELL, 1993).

Se profundiza nuevamente la cuenca, la cual se asocia con el fallamiento normal, como consecuencia de la flexión de la litósfera al norte y la generación del “Peripheral bluge” al sur (LITOS C.A., 1997).

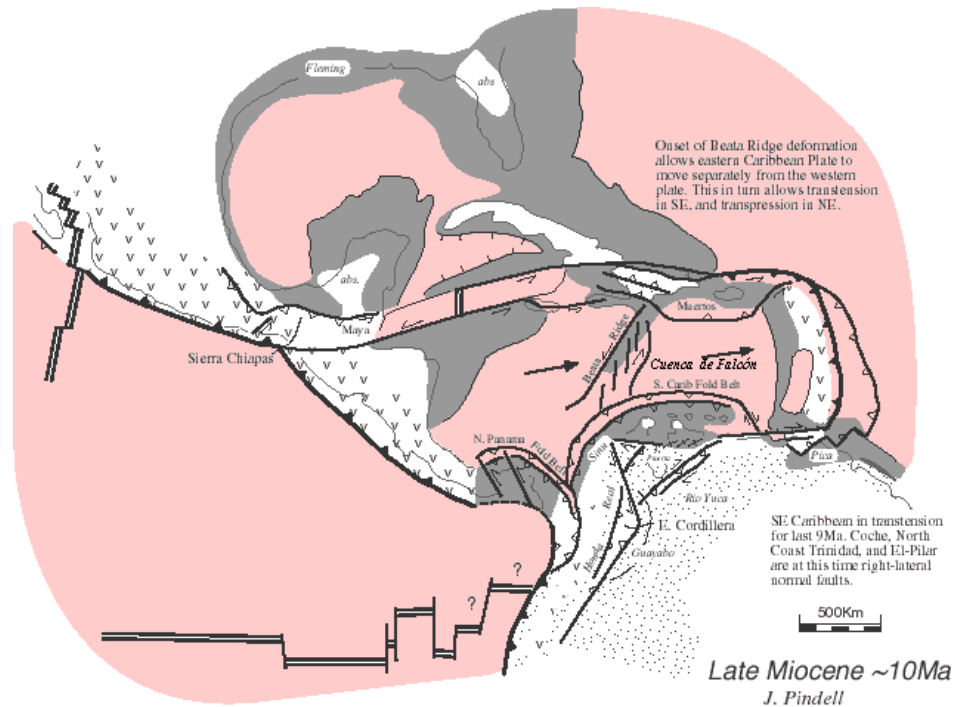


Figura 2.7 Comienzo del movimiento transpresivo dextral entre las placa del Caribe y la Suramericana. (Modificado de Pindell, 1993).

2.1.8.- Mioceno Tardío- Plioceno-Cuaternario

En esta etapa continuó la tectónica compresiva iniciada durante al Mioceno Medio, vigente hoy en día, responsable del levantamiento de los Andes Venezolanos, la Cordillera de La Costa y La Serranía del Interior (BLANCO 1989).

La reconstrucción tectónica para el Mioceno Tardío – Plioceno, en la cual se observa la estructura actual, este se interpreta como un ajuste isostático de la serranía al norte de las antiguas fallas normales, lo cual controla la sedimentación de la Formación Quiamare (LITOS C.A. 1997).

A partir de este período, el sistema de fallas transpresivas dextrales es abandonado como corredor principal del desplazamiento y reemplazado por el sistema el Pilar (CHAPLET, 1998).

2.2 Geología Local

Dada la importancia que tiene el procesamiento de los datos sísmicos, en el presente trabajo sobre una topografía rugosa, es preciso mencionar, ¿Qué se quiere decir con topografía rugosa?, ¿Qué significa geológicamente y cuales son sus características?.

Básicamente, una topografía irregular es un terreno escarpado con pendientes frecuentemente variables, mayores a los 30° grados de buzamiento, poco transitable y sin ninguna clase de trochas, que permitan hacer la adquisición de los datos sísmicos; un ejemplo sencillo puede ser una colina o una montaña fuertemente erosionada. La principal causa de este tipo de topografía es el fuerte tectonismo que hubo en la zona, lo que hace que estas áreas sean de especial interés para la industria petrolera, dada la facilidad con la que se puede entrapar el petróleo en este tipo de geología.

Una herramienta que permite ver qué características tiene este tipo de topografía es la *Geología Local*, que consiste en la observación en superficie de la geología de la zona de estudio, actividad que realiza una persona especializada en esta área. Esta actividad se hace al mismo tiempo en que se realiza el levantamiento sísmico, la misma tiene que estar a la mano en el momento del procesamiento y en la posterior interpretación de los datos sísmicos, en particular, esta información es utilizada por el intérprete y sirve para indicarle al analista en procesamiento cuales son los reflectores de interés y en base a ellos realizar un óptimo procesamiento.

Los resultados de las observaciones hechas por los geólogos del proyecto Puerto Píritu-Barcelona y algunos de sus resultados son los mostrados a continuación, los mismos corresponden a la línea sísmica del presente trabajo.

La geología local está caracterizada por afloramientos de rocas cuyas edades varían desde el cretácico inferior, terciario y cuaternario, todas ellas de origen sedimentario, como se vio en el Capítulo de Tectónica Regional.

En este sentido las formaciones que muestran mayor extensión son Quiamare, Chaguaramos, Vidoño, Guárico y Capiricual; y el resto de las formaciones con muy poca superficie, indicativo de la gran variabilidad de materiales que se pueden presentar en algunos sectores del área como lo son Quebradón, Naricual, Los Jabillos, Las Piedras, Caratas, Roblecito, El complejo Chagual y el Grupo Guayuta.

La Formación Quiamare se presenta tanto en los paisajes de montaña, colinar y piedemonte; predominio de ambiente continental a salobre, caracterizado por desarrollos extensos de arcilitas abigarradas y multicolores, interestratificadas con conglomerados, areniscas, lutitas carbonáceas y lignitos. También se incluyen el Miembro El Pilar, compuesto por conglomerados de guijarros, peñas y peñones mal cementados, separados por arcilitas y el Miembro Guanape aflora como un conglomerado de peñones de varios centenares de metros de espesor, los peñones de ftanita, poco cuarzo y algunas areniscas.

La Formación Chaguaramas se concentra hacia el sur-oeste del área, relacionada con el paisaje colinar. Esta formación es esencialmente una alternancia irregular de arenas, lutitas y lignitos, con arcillas y conglomerados de guijarros arcillosos.

Las Formaciones Vidoño y Guárico se ubican específicamente en el paisaje de montaña. La primera está conformada principalmente por lutitas oscuras, con intercalaciones menores de limolita y arenisca, frecuentemente glauconíticas; y la segunda está caracterizada por capas delgadas de areniscas y limolitas, en alternancia con capas delgadas de lutitas y lodolitas.

La Formación Capiricual localizada en el paisaje montañoso está ubicada al noroeste y noreste del área de estudio. Está constituida por lutitas gris marrón y gris verdoso microfossilíferas y algunas lutitas arenosa.

Finalmente los paisajes de valle, llanura aluvial, litoral y piedemonte, se concentran en áreas Cuaternarias; constituidas por sedimentos de origen aluvio coluvial,

provenientes de los materiales que conforman las formaciones existentes en la zona de estudio.

2.3 Geología Estructural

La zona de estudio es un área estructuralmente compleja, con corrimientos y muy fracturada lo que ocasiona cambios bruscos tanto laterales en el tiempo en las velocidades de apilamiento, siendo las inversiones típicas en esta zona, lo mismo que las difracciones con velocidades bajas.

Los datos presenta una gran cantidad de distorsión derivado a su evolución tectónica, en los cuales involucra eventos tectónicos compresivos y distensivos, lo cual genera una superposición de estructuras (ver figura 2.8), que requieren de técnicas especiales de procesamiento que permitan obtener la mayor información posible de los datos.

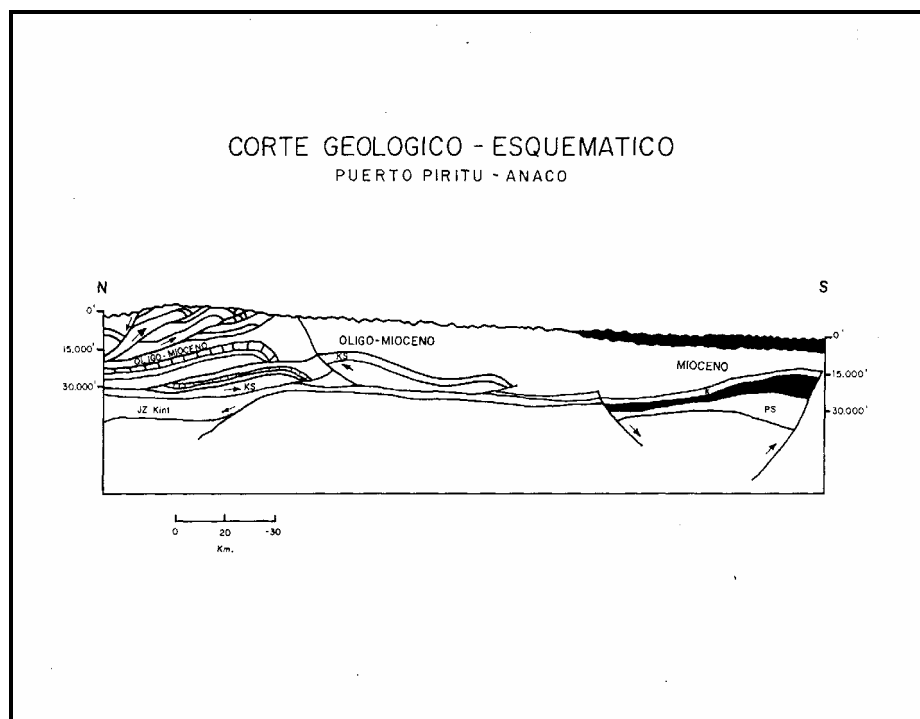


Figura 2.8 Corte Geológico de Puerto Píritu-Anaco, en ella se observa la superposición de estructuras y los distintos plegamientos producto del fuerte tectonismo presente en la zona de estudio.

2.4 Geología Regional

En la zona de estudio existe un conjunto de unidades tectono-estratigráficas que reflejan una historia geológica y tectónica que abarcan edades Paleozoicas, Mesozoicas y Cenozoicas, pero la mayoría de los elementos geológicos de la Cuenca Oriental de Venezuela se generaron entre el Mesozoico y el Cenezoico, las cuales conforman columnas sedimentarias (ver léxico figura 2.9), que abarcan formaciones que van del Cretácico hasta formaciones del Mioceno.

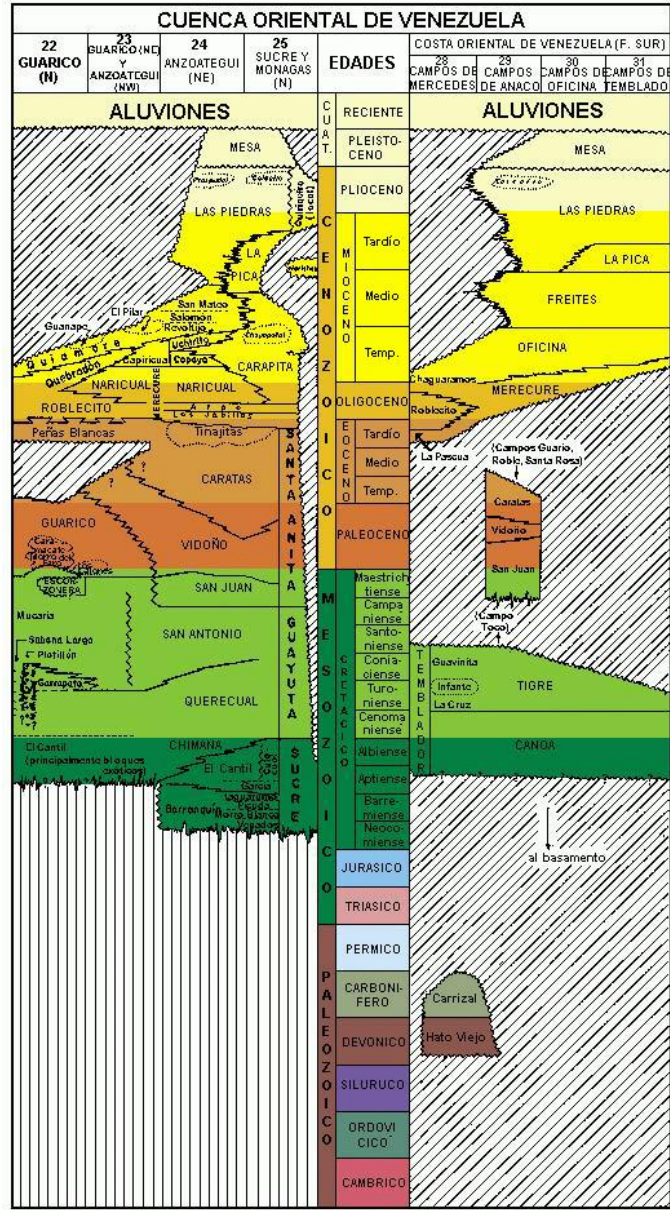


Figura 2.9 Léxico Estratigráfico.

3. MARCO TEÓRICO

3.1 Propagación de las Ondas Sísmicas

Las ondas sísmicas es una medida de longitud básica usada en la prospección sísmica. Estas son generalmente referidas como *ondas elásticas*, ya que ellas son la causa de la deformación del material en el cual ellas se propagan. La deformación consiste de compresiones y dilataciones que van alternando el material a consecuencia de que las partículas se encuentran muy cercanas, las cuales se separan en respuesta a fuerzas asociadas con las ondas de viaje.

Para entender el fenómeno de transmisión de ondas sísmicas, considere la detonación de un explosivo dentro de un pozo (hole). Luego de la fractura inicial del hoyo alrededor del punto de energía del explosivo, la transmisión más lejana de la energía se puede explicar asumiendo que la Tierra posee propiedades elásticas. La corteza de la tierra debido a sus propiedades físicas es considerada completamente elástica, por lo tanto el nombre dado para este tipo de transmisión de onda acústica es llamado *Propagación de Ondas Elásticas*.

Muchas clases de ondas pueden ocurrir en un sólido elástico. Existe una clasificación de acuerdo a como las partículas se mueven en el sólido, como si fueran ondas que viajan a través de un material, y estas se explican a continuación de forma breve.

3.2 Tipos de ondas elásticas

3.2.1 Onda Compresional P

Es una onda corporal en el cual el desplazamiento de las partículas afectadas es paralelo a la dirección de propagación de la onda.

Desde el punto de vista de la sismología, el movimiento de las partículas de las ondas P es en dirección de la componente \bar{u}_1 del campo elástico \bar{u} (Figura 3.1).

3.2.2 Onda Transversal S

Es una onda corporal en el cual el desplazamiento de las partículas afectadas forma un ángulo recto con la dirección de propagación de la onda. Dicho movimiento de las partículas puede estar contenido tanto en el plano vertical como en el plano horizontal, dando origen a ondas S_V y S_H , respectivamente.

En sismología se puede ilustrar como el movimiento de las partículas en dirección de las componentes verticales y horizontales de la componente \bar{u}_2 del campo elástico \bar{u} (Figura 3.1).

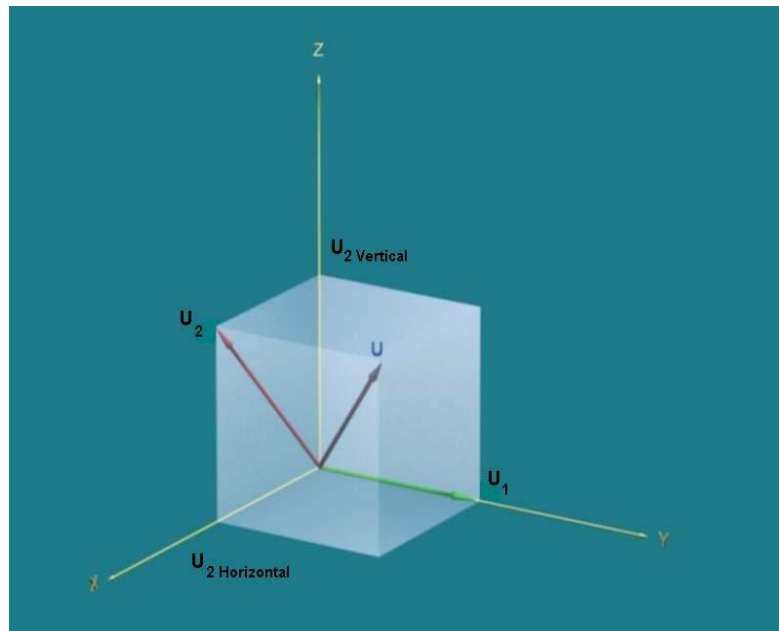


Figura 3.1 Componentes U_1 (onda P) y U_2 (Onda S) del campo elástico U .

3.2.3 Onda Rayleigh

Es una onda superficial que solo se propagana a lo largo de la superficie libre de un sólido elástico. El movimiento neto de las partículas en este caso, es elíptico y retrógrado, siempre en un plano vertical a la superficie libre. La amplitud de este movimiento por debajo de la superficie, decrece exponencialmente con la profundidad, (Figura 3.2).

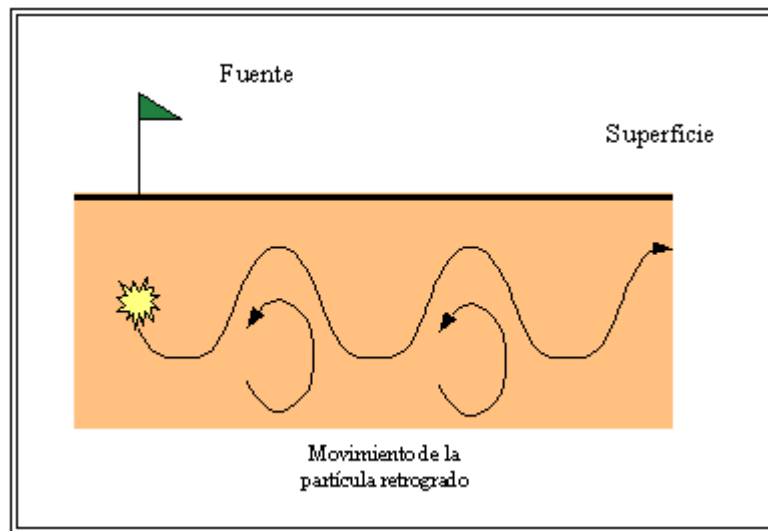


Figura 3.2 Movimiento de onda Superficial o de onda Rayleigh.

3.2.4 Onda Love o Pseudo Rayleigh

Es también una onda superficial que solamente se observan cuando hay una capa de baja velocidad. El movimiento es horizontal, perpendiculares a la dirección de propagación, o teóricamente transversal, Love (1967) demostró que estas ondas se propagan por múltiples reflexiones a través de la capa de baja velocidad y que además son dispersivas, (Figura 3.3).

Existen varios fenómenos de propagación de ondas entre los cuales destacan la *reflexión* y *refracción*. Estos se producen cuando una onda incide sobre la interfase que

separa dos espacios semi-infinitos, isotrópicos, elásticos y homogéneos. A continuación veremos de qué se trata la reflexión y la refracción de las ondas.

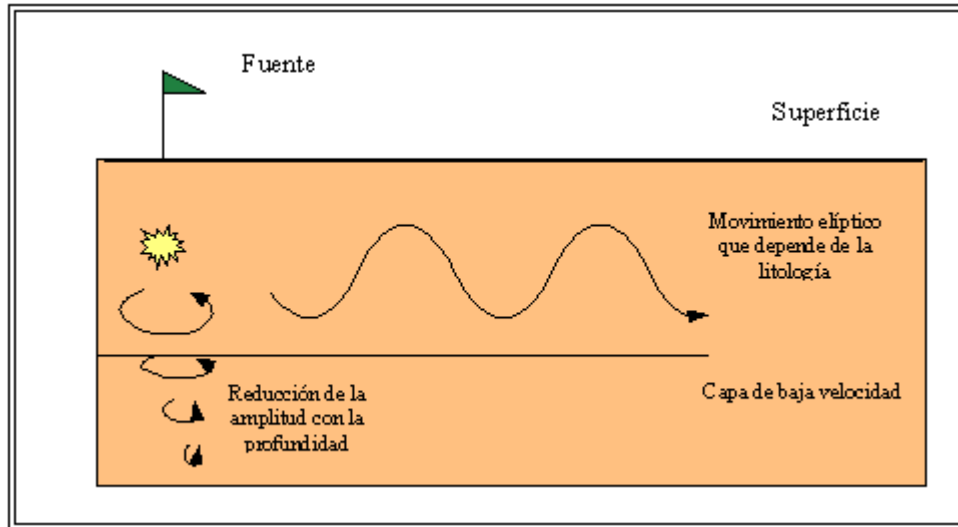


Figura 3.3 Movimiento de la onda sobre la capa meteorizada o capa de baja velocidad. Ondas Love.

3.3 Reflexión de la Energía. Principio de Huygens

En un medio homogéneo las ondas emanan de un punto origen en forma de esferas que se expanden. El principio de *Huygens* dice que cada punto de un frente de onda es origen de una nueva onda que también se propaga en forma de esfera. Si las ondas esféricas tienen un radio muy grande, estas pueden ser consideradas como planas, y las líneas perpendiculares a los frentes de onda son denominadas *trayectorias de onda o rayos*.

Ahora bien, si aplicamos el principio de *Huygens* al caso de una onda de compresión P o una onda de cizalla S , éstas inciden oblicuamente sobre la superficie de separación de dos medios elásticos que tienen velocidades longitudinales V_{P1} y V_{P2} , velocidades transversales V_{S1} y V_{S2} y densidades ρ_1 y ρ_2 , respectivamente (Figura 3.4).

Consideremos el frente de onda incidente AB ; el punto A se convertirá en centro de una nueva perturbación desde el cual se propagarán ondas longitudinales y transversales de forma semiesférica en el interior de cada medio. Considerando por el momento tan sólo ondas que vuelven al medio superior, se observa que cuando el rayo que pasaba por B llega a la superficie de separación en C para un tiempo $t = t$, a la distancia x de B , la onda esférica longitudinal procedente de A habrá recorrido también la distancia x , y la onda esférica transversal, una distancia $(V_{S1}/V_{P1})x$.

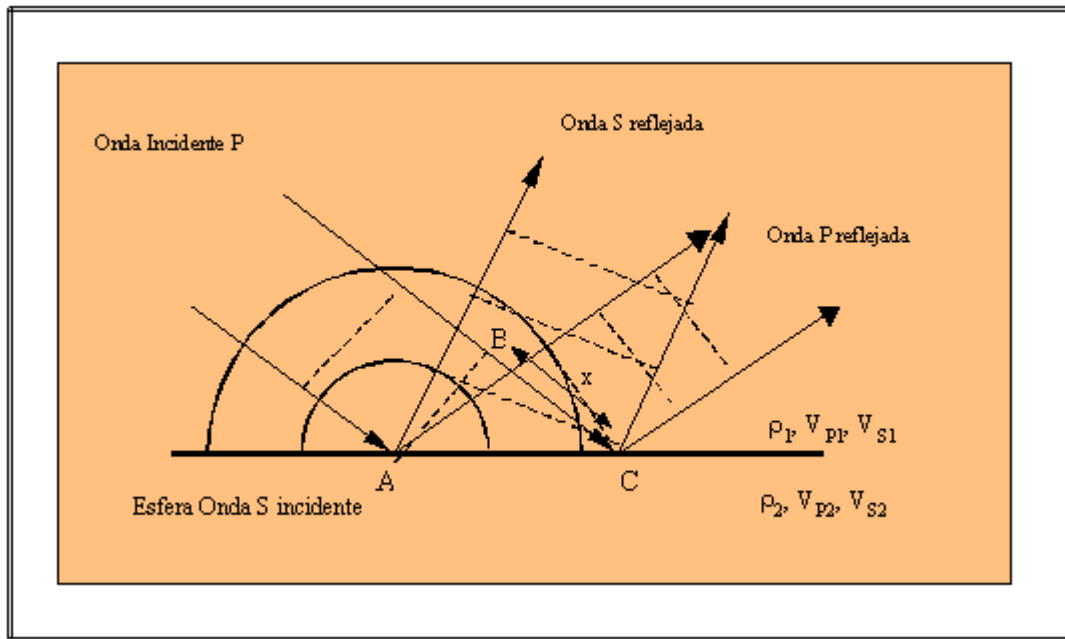


Figura 3.4 Reflexión de ondas planas elásticas en la interface entre dos medios con propiedades físicas diferentes.

Trazando desde x la tangente a la primera esfera, tendremos el frente de onda de la onda longitudinal reflejada, cuyo ángulo de reflexión r_P (con la perpendicular a la superficie de separación) es igual al ángulo de incidencia i . La tangente al círculo menor representa al frente de onda de la onda transversal reflejada, que formará un ángulo r_S con la superficie de separación (ver Figura 3.5), determinado por la relación:

$$\text{sen } R_S = \frac{V_{S1}}{V_{P1}} \text{sen } i \quad (3.1)$$

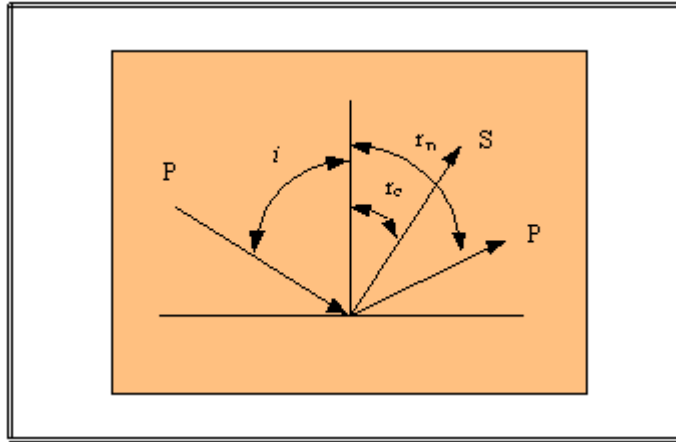


Figura 3.5 Ángulos de las ondas planas elásticas.

En el caso de incidencia normal, i es igual a cero ($i = 0$), y la relación entre la energía reflejada de la onda longitudinal E_r y la energía incidente E_i es:

$$\left[\frac{E_r}{E_i} \right]_{i=0} = \frac{(\rho_2 V_{P2} - \rho_1 V_{P1})^2}{(\rho_2 V_{P2} + \rho_1 V_{P1})^2} \quad (3.2)$$

La raíz cuadrada de esta relación, llamada coeficiente de reflexión, da las amplitudes relativas de las ondas reflejadas e incidente. Esta puede ser expresada de la siguiente forma:

$$R_c = \frac{A_r}{A_i} = \frac{\rho_2 V_{P2} - \rho_1 V_{P1}}{\rho_2 V_{P2} + \rho_1 V_{P1}} \quad (3.3)$$

La cantidad de energía reflejada en este caso se ve que depende del contraste en el producto de la densidad por la velocidad (*impedancia acústica*) en las caras opuestas de la superficie de separación, y es independiente del lado por el cual se aproxima la onda incidente. A medida que i aumenta, esta relación disminuye ligeramente, llegando a un mínimo y aumentando después lentamente hasta el ángulo crítico, después de lo cual el aumento es más pronunciado. Cuando el medio que contiene la onda incidente tiene una

impedancia acústica más baja que el medio situado detrás de la superficie de separación, no hay cambio de fase en la reflexión. Cuando la onda incidente procede del lado de la capa de separación que tiene la impedancia acústica más elevada, la onda reflejada presenta un desfase de 180°.

La impedancia acústica entonces no es más que el producto de la velocidad por la densidad del medio elástico, siendo estas las propiedades más importantes que definen la conducta sísmica de las rocas, la expresión es la siguiente:

$$Z = \rho V \quad (3.4)$$

Donde ρ es la densidad, V es la velocidad que permite controlar el proceso de propagación, y la impedancia acústica Z controla el proceso de reflexión.

Debido al principio de *Conservación de la Energía*, queda implícito que en cada interface reflectora, parte de la energía sísmica se refleja y parte se transmite, (partición de la energía a una interface), y que la suma de éstas es igual a la energía incidente.

El más simple de la partición de la energía es obviamente la *Incidencia Normal*, en donde los tres rayos: incidente, reflejado y transmitido, se alinean a lo largo de la normal al plano reflector (ver figura 3.6). A los ángulos mayores de incidencia se tiene que el rayo reflejado tiene el mismo ángulo que el rayo incidente, pero ahora el rayo transmitido está desviado por refracción.

En la ecuación para el coeficiente de reflexión R_c , ecuación (3.3), el numerador, es claramente el elemento discriminante de la señal. En particular, el numerador determina la polaridad de la reflexión. Esto es cuando en una interface el material más distante a la trayectoria del rayo tiene mayor impedancia que el material cercano, resultando que el coeficiente de la reflexión es positivo, y se da origen a una onda reflejada. Mientras que, si el material lejano tiene menor impedancia que el cercano, el coeficiente de la reflexión es negativo, dando origen a una onda refractada (Figura 3.6).

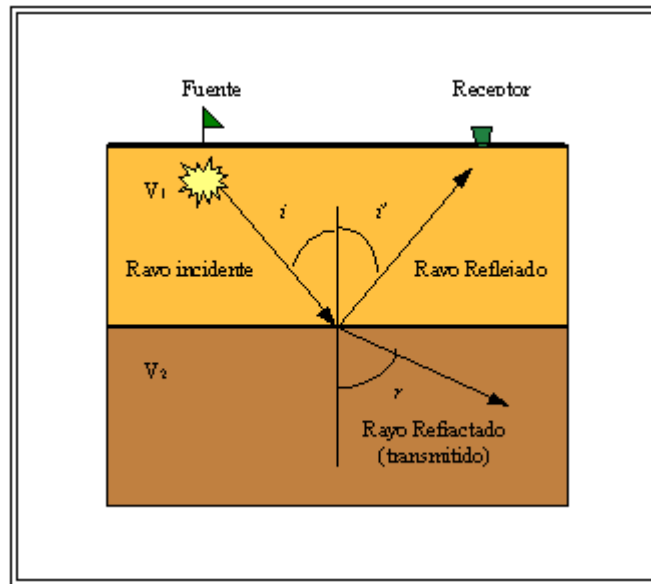


Figura 3.6 Rayos incidente, reflejado y transmitido.

Ahora bien, los coeficientes de reflexión se acercan al máximo (1) ante la presencia de una superficie libre, donde la impedancia acústica del aire libre es muy pequeña frente a la de las rocas o el agua. Ningún otro reflector dentro de la tierra tiene un coeficiente de reflexión tan grande como el de la superficie libre. Por el contrario, la inmensa mayoría de interface de la tierra tiene coeficientes de reflexión muy pequeños, donde las reflexiones más fuertes normalmente indican un marcado contraste litológico, caracterizado por las velocidades o densidades de los materiales.

3.4 Refracción. Ley de Snell

La refracción es la porción de la señal que no se refleja, pero que pasó a través del reflector y posiblemente está disponible para la reflexión de los reflectores más profundos. La energía transmitida, o refractada, es obviamente menor que la energía incidente.

Cuando una onda plana incidente, P o S , alcanza una interface, cada punto de ésta se convierte en una fuente o centro de una onda elástica semiesférica, la cual se propaga en el

segundo medio con velocidad V_{P2} en el caso de la onda longitudinal, y V_{S2} en el caso de la onda transversal. En la figura 3.7 se observa que mientras la onda longitudinal esférica recorre en el mismo medio inferior una distancia AD , el frente de onda plana se desplaza la distancia x , de C a B , en el medio superior. La onda refractada resultante, forma un ángulo R_P con la superficie de separación.

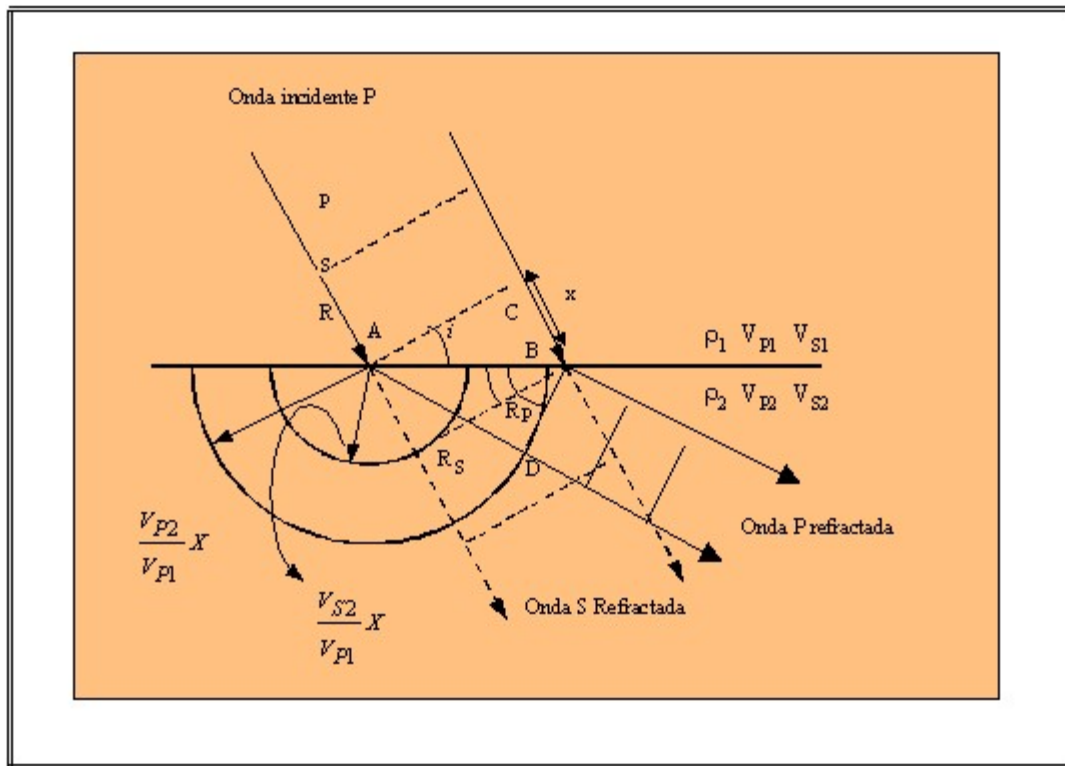


Figura 3.7 Refracción de ondas planas elásticas P y S al atravesar la superficie de separación.

Ahora bien según el diagrama de la figura 3.7, tenemos lo siguiente:

$$\text{sen } i = \frac{BC}{AB} \quad (3.5)$$

$$\text{sen } R_P = \frac{AD}{AB} = \frac{V_{P2}}{V_{P1}} \cdot \frac{BC}{AB} \quad (3.6)$$

De modo que:

$$\frac{\text{sen } i}{\text{sen } R_P} = \frac{V_{P1}}{V_{P2}} \quad (3.7)$$

Esta expresión es conocida como la *Ley de Snell*. El ángulo de refracción para la onda transversal R_P viene expresado por la relación:

$$\frac{\text{sen } i}{\text{sen } R_P} = \frac{V_{S1}}{V_{S2}} \quad (3.8)$$

La figura 3.8 muestra los ángulos provenientes de las ondas elásticas, correspondiente a la situación que se acaba de explicar.

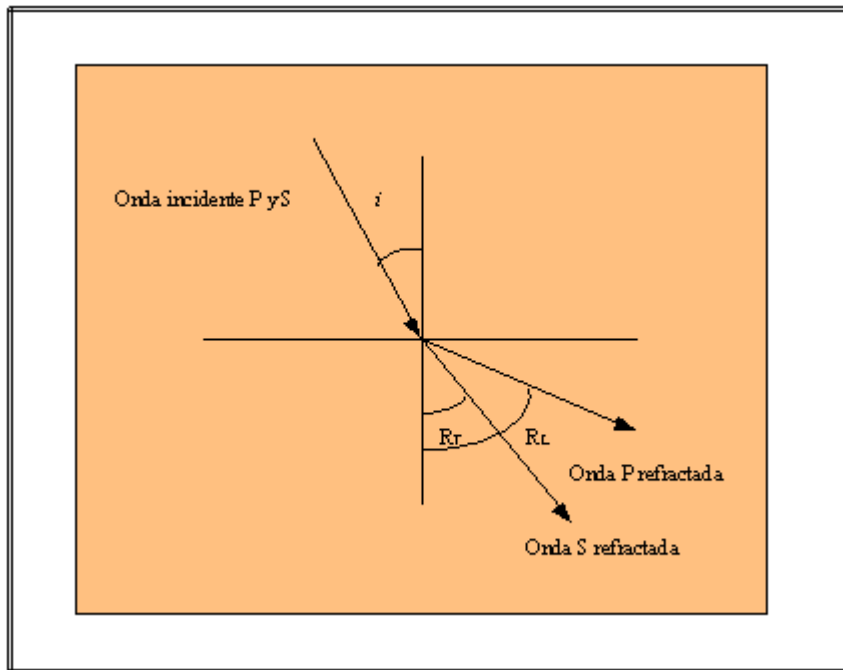


Figura 3.8 Ángulos de las ondas planas elásticas.

Cuando $\text{sen } i = V_{P1}/V_{P2}$, $\text{sen } R_P$ se hace igual a la unidad y R_P a 90° , significa que la onda refractada no penetra en el medio, si no que se propaga a lo largo de la superficie de separación, por ende:

$$i_c = \text{sen}^{-1} \left(\frac{V_{P1}}{V_{P2}} \right) \quad (3.9)$$

El ángulo i_c es denominado *ángulo crítico de incidencia* para la refracción longitudinal. Para cualquier valor de i superior a este ángulo crítico, no hay refracción en el segundo medio y la onda es totalmente reflejada.

3.5 Ondas Críticamente Refractadas

Las ondas Críticamente Refractadas, se han utilizado extensamente en estudios vinculados con terremotos, prospección geofísica y en sismología de explosiones (Ceveny y Ravindra. 1971).

Mohorovicic, (1910) observó para varios terremotos ocurridos a distancia cercana, las primeras llegadas de energía sísmica, se plasmaban sobre una línea recta en un gráfico de *distancia contra tiempo*. A partir de observaciones netamente empíricas, él supuso correctamente, que la primera llegada de energía sísmica debería viajar desde la fuente A al detector en A' , a lo largo del camino $ABB'A'$, como se muestra en la figura 3.9.

Como consecuencia, la velocidad de propagación a lo largo de los segmentos AB y $B'A'$ está dada por una constante V_1 y para el segmento BB' , por la constante V_2 . En dicho análisis, él asumió que el segmento BB' , era la trayectoria del rayo refractado críticamente, a lo largo del cual la energía sísmica se conducía en conformidad con las leyes de la óptica geométrica. Sin embargo, de acuerdo a la óptica geométrica el segmento BB' , no debería transportar energía alguna. Por otro lado, basándose en la óptica geométrica, es imposible explicar como la energía retornará al primer medio una vez que ésta haya penetrado en el segundo medio. Parece entonces, que es difícil explicar a partir de las consideraciones elementales de la óptica geométrica, como la trayectoria de la refracción pueda ser de importancia para la transferencia de energía, pues, al establecer empíricamente curvas de camino-tiempo, todavía demanda la postulación de dichas trayectorias.

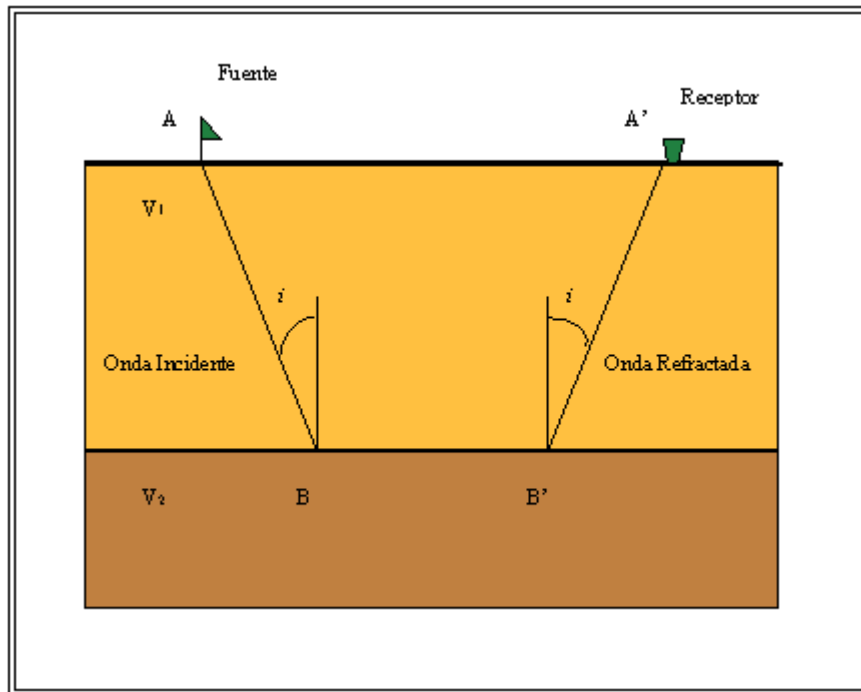


Figura 3.9 Esquema de la onda refractada desde la fuente al receptor.

Para resolver estas dificultades, pareció evidente que un análisis cuidadoso de los detalles de todo el proceso, desde un punto de vista ondulatorio, era indispensable.

Las condiciones físicas características, bajo las cuales las ondas refractadas críticamente son generadas, se pueden fácilmente obtener en el caso simple de dos medios líquidos homogéneos y semi-infinitos. Se asume que la fuente puntual de ondas compresionales (esféricas), yace un punto C , a una distancia h por debajo de la interface plana en $Z=0$, y que la velocidad de propagación en el segundo medio V_2 , es mayor que la velocidad del primer medio V_1 (ver figura 3.10). Sean r, Z, t las coordenadas cilíndricas de un punto arbitrario, donde r es la distancia epicentral. Considérese solamente la sección bidimensional r, Z , con $t = constante$, y asúmase que la fuente comienza a emitir ondas cuando el tiempo $t = t_0 = 0$.

Como se mencionó anteriormente, para $t < h/V_1$, es decir, un tiempo antes de que las ondas lleguen a la interface, existen solamente ondas incidentes. Dicho frente de ondas, es

una esfera con centro en C y radio $R_0 = \left[r^2 + (Z - h)^2 \right]^{1/2}$, proporcional al tiempo t (es decir, $t = R_0 / V_1$). Para $t = h / V_1$, el frente de onda mencionado, alcanza la interface en el punto A y es tangente a ella; a medida que t se incrementa, aparecen ondas reflejadas y refractadas, como si cada punto de la interface alcanzada fuese una fuente generadora de ondas, en concordancia con el principio de Huygens, (Ceveny y Ravindra. 1971).

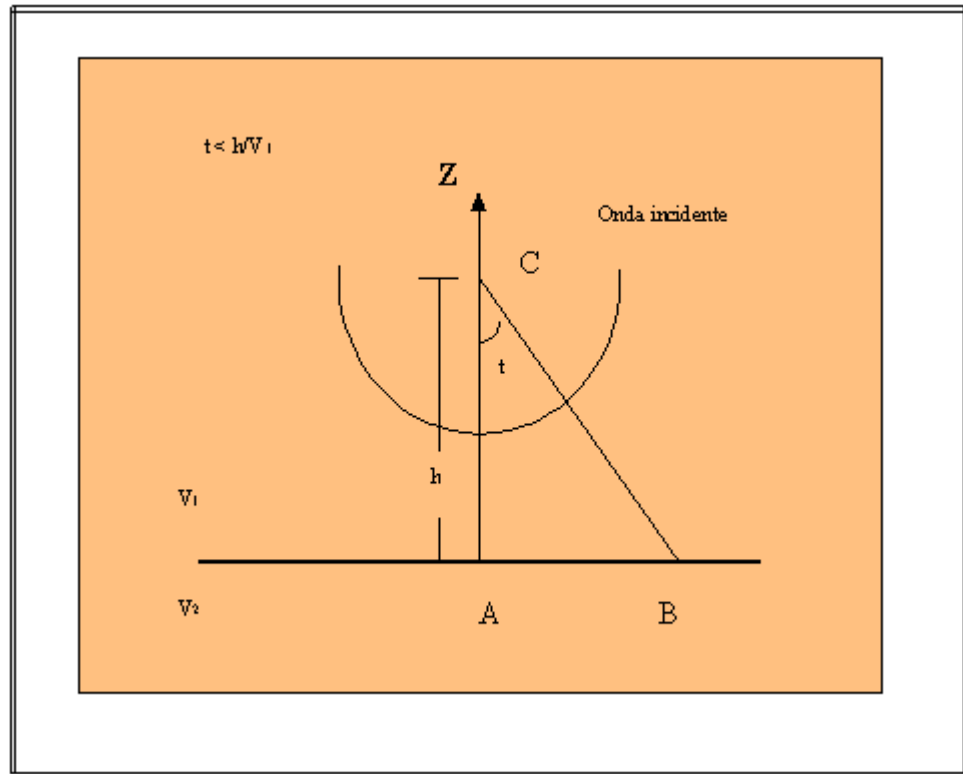


Figura 3.10 Esquema de un frente de ondas, en donde se muestra el comportamiento de la onda incidente antes de alcanzar la interface.

Los frentes de ondas de éstas, para $h/V_1 < t < (V_1 \cos \gamma)$, se muestra en la figura 3.11. Luego los frentes de ondas incidentes, reflejadas y refractadas, se conectan en el punto P , el cual se mueve a lo largo de la interface (a medida que t aumenta), desde O hasta la máxima distancia epicentral.

Haciendo Uso de la Ley de Snell se puede calcular fácilmente la velocidad V_p :

$$V_p = V_p / \text{sen } i(P) \quad (3.10)$$

Donde $i(P)$ es el ángulo de incidencia en P .

Como el $\text{sen } i(P)$ se incrementa con la distancia r , V_p es una función decreciente con la distancia. Mientras que $V_p > V_2$, la situación continúa igual, esto quiere decir, que todos los tres frentes de onda, estarán conectados en P . Sin embargo, para $t = h / (V_1 \cos i_c)$, donde i_c es el ángulo crítico, definido por la ecuación 3.9; el punto P alcanza al punto B , y además se cumple que:

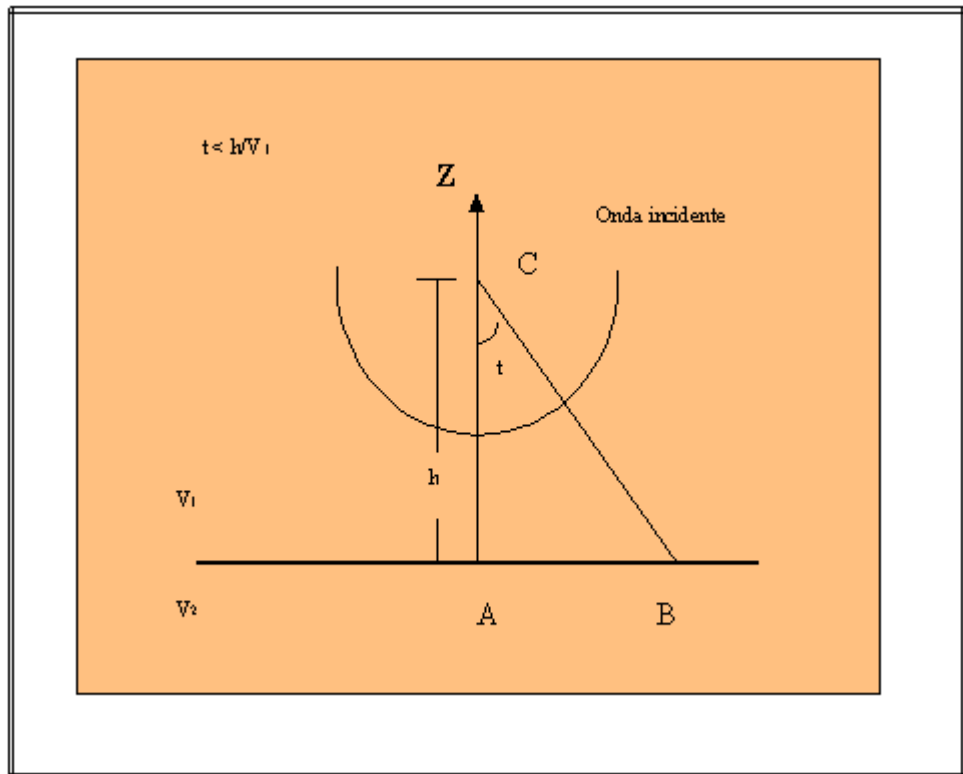


Figura 3.11 Esquema de un frente de onda, donde se muestra el comportamiento de las ondas incidente, refractada y reflejada antes de la incidencia crítica.

$$V_p = \frac{V_1}{\text{sen } i(B)} = \frac{V_1}{\text{sen } i_c} = V_2 \quad (3.11)$$

Para valores mayores de t_1 , $V_p < V_2$; y la onda refractada que se propaga desde el punto B como centro de perturbación en el segundo medio, se adelantará más que las ondas incidentes y reflejadas. En el punto P , solamente los frentes de ondas de las ondas incidentes y reflejadas están conectadas; el frente de onda refractada alcanza el punto Q , ($r(Q) > r(P)$), y se propaga a lo largo de la interface con velocidad V_2 . El rayo de la onda refractada que llegó en el punto Q es CBQ (Figura 3.12), y el frente de onda de la onda refractada, es perpendicular a la interface en ese punto.

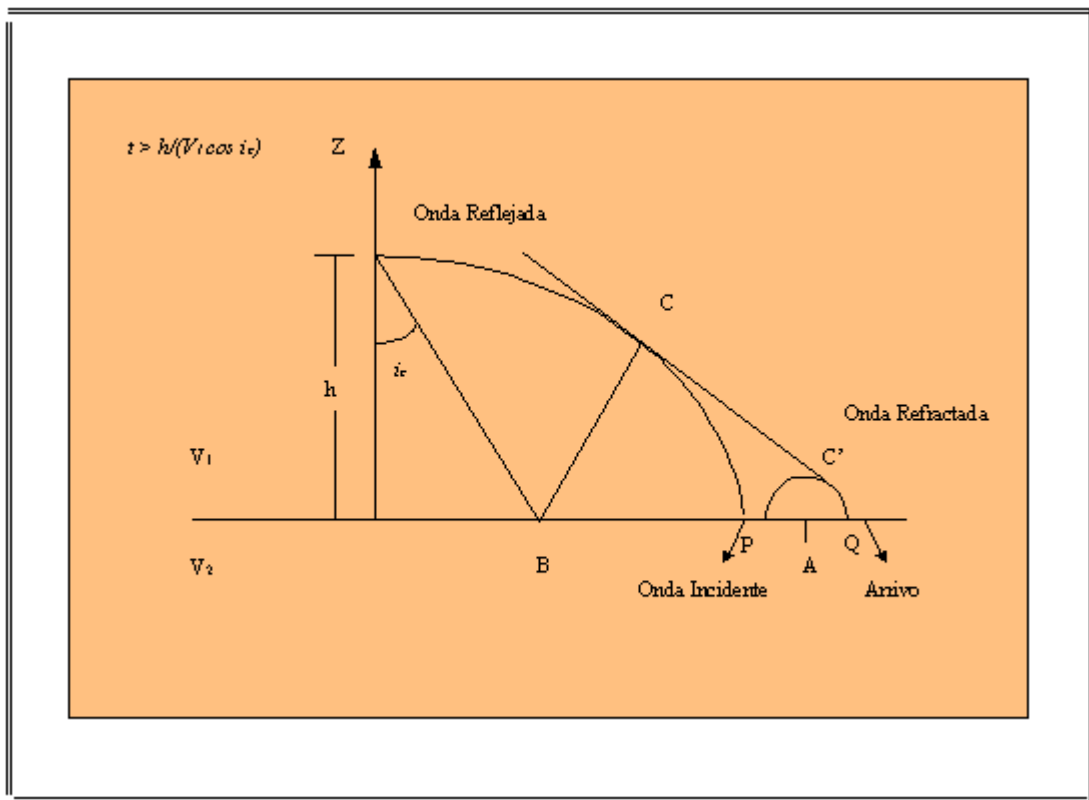


Figura 3.12 Esquema de un frente de ondas, en donde se muestra el comportamiento de las ondas incidente, reflejada y la de arribo después de alcanzar la interface.

En consecuencia, los puntos sobre la interface, tales como A , se convertirá en nuevos centros de perturbación regresando al primer medio con velocidad V_1 . Dichas perturbaciones forman ondas refractadas críticamente, cuya envolvente constituye los frentes de las ondas en consideración. Como las velocidades V_1 y V_2 son constantes, los

frentes de ondas de las primeras llegadas se plasman sobre una línea recta. El rayo de la onda refractada críticamente, AC' , es perpendicular al frente de onda. Se puede ver fácilmente que el ángulo entre el rayo de la onda críticamente refractada y el eje Z es nuevamente i_c . El radio de la onda refractada críticamente es dado por $CBAC'$ (Figura 3.12); éste se propaga a lo largo de CB con velocidad V_1 y a lo largo BA con velocidad V_2 , de lo anterior se desprende que las ondas críticamente refractadas se generan en la interface, solamente cuando $t > h/(V_1 \cos i_c)$; y la distancia es mayor que $r(B) = h \operatorname{tg} i_c$. Si se toma en cuenta el ángulo del rayo AC' ; i_c , se puede concluir que la onda refractada críticamente alcanza cualquier punto $C'(r,H)$, solamente si $r(C') > r^* = (h+H) \operatorname{tg} i_c$ para el tiempo:

$$t(C') = \frac{(h+H)}{V_1 \cos i_c} + \frac{r(A-r(B))}{V_2} \quad (3.12)$$

La distancia para la cual la onda crítica refractada comienza a existir, $r = r^*$, es llamada distancia crítica. A esta distancia, los frentes de ondas de las ondas reflejadas y de las ondas críticamente refractadas, son tangenciales entre si. El mecanismo de generación de las ondas refractadas críticamente en dos medios sólidos es el mismo que para el caso de medios fluidos.

4. ANÁLISIS DE RUIDO SÍSMICO

4.1.- Generalidades.

La técnica básica utilizada por mucho tiempo en la Adquisición de Datos Sísmicos, es introducir energía en el terreno y luego registrar la energía que retorna a la superficie después de ser transmitida a través de diferentes interfases geológicas. En un registro sísmico cada ondícula corresponde a la energía que se ha experimentado en este proceso, por lo tanto, cada ondícula que se pueda seguir o alinear de traza en traza es llamada *evento sísmico*, es un término general que incluye reflexiones, refracciones, múltiples o cualquier otro tipo de arribo de energía sísmica.

Los eventos pueden ser considerados como *señal* o como *ruido*. La señal es toda aquella amplitud presente en una traza sísmica, que corresponde a reflexión de interfases geológicas en el subsuelo, mientras que el ruido se considera cualquier interferencia que tiende a distorsionar aquellos eventos que son reflexiones primarias del subsuelo, es decir, es toda aquella energía indeseable que tiende a perturbar u oscurecer la señal sísmica (Dobrin, 1976).

Un estudio sísmico se realiza con el motivo de obtener información de los reflectores de interés o primarios, correspondientes a los diferentes estratos del subsuelo, pero generalmente estas reflexiones son opacadas por un conjunto de ondas que se confunden con las ondas primarias y que se manifiestan en el registro como eventos fuertes o bien marcados. Estos eventos, no son más que interferencias en ciertas regiones de la sección sísmica, estas interferencias son denominadas como *Ruido Sísmico*. Se cree que estas interferencias se evidencian más aún cuando tenemos topografía abrupta, pero en este caso el terreno irregular o complejo produce ruido sísmico, específicamente cuando los datos son adquiridos sobre una colina o una montaña.

Para que la información sísmica sea obtenida satisfactoriamente, es necesario incrementar la relación señal-ruido, lo cual se puede lograr en la misma etapa de la adquisición de los datos, en el campo. En este sentido, un incremento de la relación señal-ruido, puede lograrse mediante una selección adecuada de la banda de frecuencias que es aplicada por los filtros analógicos de campo, o con el uso de una fuente con banda de frecuencia limitada, otra opción es la utilización de filtros espaciales (que no son más que arreglos de fuentes y detectores) para atenuar las longitudes de onda predominantes en el *ruido sísmico*.

Pero como esto no es suficiente, y sobre todo en este tipo de superficie irregular puede ser que persista el *ruido sísmico*. Por consiguiente, es importante conocer su naturaleza, como se propaga y cuales son sus propiedades más importantes, para ello se realizarán previo a la etapa del procesamiento un *análisis de ruido*.

El análisis de Ruido permitirá determinar las características de las ondas superficiales, en particular, su banda de frecuencia y longitud de la onda y en base a este diseñar los filtros más apropiados para la cancelación del ruido. El mismo se hará en base a los gráficos de diagrama *f-k* obtenidos a través del programa *Focus 2D V4.3*, del mismo modo se utilizarán los análisis espectrales y de amplitud para determinar el rango de frecuencias en los cuales está contenidos cada uno de los eventos, para realizar posteriormente las pruebas de filtro, durante el procesamiento de los datos; en este orden de ideas, se propondrá el uso de un filtro más riguroso como el uso del filtro *TMDDF* (*Tremmed Mean Dynamic Dip Filter*), con el cual se pudo remover las altas amplitudes y localizar los picos de los eventos coherentes sin eliminar la información de la traza útil.

4.2.- Clasificación de Ruido Sísmico.

Convencionalmente el ruido ha sido dividido en dos categorías, que son las siguientes:

- ✓ Ruido coherente o sistemático.
- ✓ Ruido incoherente o aleatorio.

4.2.1.- Ruido Coherente o Sistemático.

Es aquel que mantiene una continuidad a través de la grabación o del registro sísmico. Un ejemplo de esto es la onda de ruido generado por la fuente de energía sísmica, este es el caso del *cono de ruido*, dicho ruido viaja radialmente desde el punto de tiro o de liberación de energía hasta los receptores quedando registrado en la sección, (Figura 4.1).

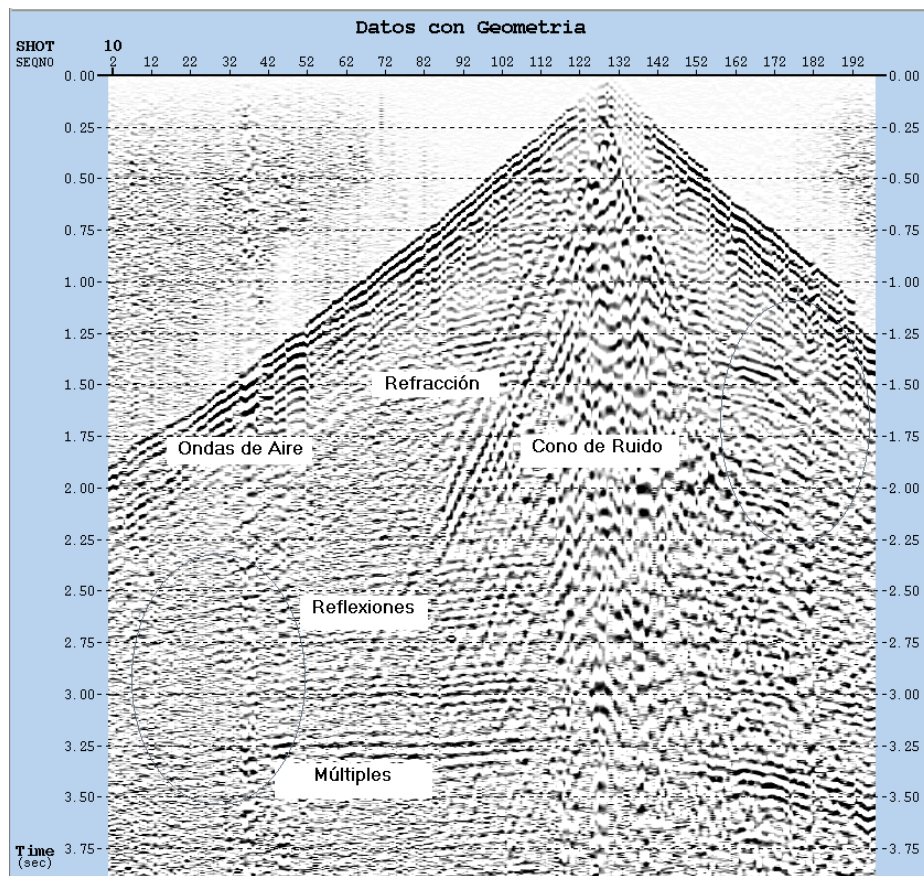


Figura 4.1 Registro del disparo 10 en el que se puede observar el cono de ruido.

Pueden existir ondas de ruido superficial derivadas de irregularidades cercanas a la superficie, estas irregularidades pueden tener la forma de la misma topografía, (colinas, valles y montañas), variación de litología, densidad, velocidad, etc, las cuales pueden

afectar las propiedades elásticas de las rocas. Cuando la energía viaja horizontalmente, algo de ella es dispersada por las irregularidades, esta energía es convertida en ondas superficiales las cuales pueden viajar en todas las direcciones. Este tipo de ruido superficial se puede apreciar en el registro del disparo 10 de la figura 4.1, en ella se puede observar la poca continuidad de los eventos y en ciertas regiones (identificadas a color) o no se ven los reflectores; esta clase de ruido puede afectar severamente la calidad de los datos sísmicos, por lo que se hace necesario el estudio del ruido para ver de que manera afecta a la sección sísmica.

El ruido coherente incluye además reflexiones cerca de la superficie de estructuras tales como planos de fallas, cauces de ríos enterrados, múltiples, ondas guiadas atrapadas en capas superficiales cercanas, entre otros.

El ruido coherente o sistemático puede dividirse en dos componentes, una componente que viaja horizontalmente y otra componente que viaja verticalmente.

4.2.2.- Ruido Incoherente o Aleatorio.

Es un tipo de ruido no sistemático, es decir que no mantiene continuidad a través de la grabación sísmica.

Este tipo de ruido, es una interferencia que está comúnmente asociado a irregularidades diseminadas cerca de la superficie, cuando el punto de tiro esta cerca de gravas, formaciones en lajas, las cuales pueden causar dispersión, dichas dispersiones son devueltas a la línea de grabación en forma de ruido incoherente, es decir, sin ningún patrón o continuidad del evento, (Serrano, O., 1983).

El ruido incoherente es generalmente introducido por fuentes externas como pueden ser el ruido de viento, ruido asociado con actividades humanas, ruidos atmosféricos producidos por relámpagos y rayos, ruidos del equipo de grabación, etc.

4.3.- Identificación de Eventos.

Generalmente en un registro sísmico, se pueden identificar cinco tipos de eventos diferentes como son:

- ✓ Las refracciones.
- ✓ Las reflexiones.
- ✓ El cono de ruido.
- ✓ Onda de aire.
- ✓ Múltiples o Reverberaciones.

Este conjunto de ondas está formado por grupos de trenes de ondas que se propagan en modos diferentes que dependen de las propiedades elásticas de las rocas y del medio propio.

En la figura 4.1, se pueden apreciar estos eventos; en primer lugar se pueden distinguir las refracciones, las cuales se caracterizan por su forma hiperbólica, que en este caso se puede observar un poco difusa, seguido de esta se encuentran las reflexiones, donde claramente se puede ver como se pierde la continuidad entre ellas, cortando a estas aparece el cono de ruido, y por último aparecen los múltiples, los cuales se distinguen de los demás eventos por su carácter más marcado dentro de la línea, si bien es cierto que posee la misma forma de los demás reflectores, este es una mezcla de información con la del ruido sísmico, y se ve de esta forma, en realidad es un interferencia y no hay que confundirla con los demás eventos.

4.4.- Modos de Atenuar el Ruido Sísmico.

Es importante y necesario atacar el problema que significa la distorsión en la señal, causada por el ruido sísmico y principalmente las anomalías temporales que derivan de la topografía abrupta, debido a que se pierde información que puede ser crucial para

identificar reflectores de interés. Es por ello que se hace necesario incrementar la relación señal-ruido a partir de la etapa de adquisición y en la sucesiva etapa de procesamiento.

En búsqueda del incremento de la relación señal-ruido, relación ésta que a continuación veremos de donde resulta, seguidamente se tiene unas recomendaciones para atenuar el ruido sísmico que si bien son aplicables en la adquisición, pues hay algunos parámetros que pueden ser considerados en la etapa del procesamiento de los datos sísmicos.

Existen varios procedimientos que incrementan la relación de la energía reflejada (señal), con relación a las ondas superficiales perturbadoras (ruidos) que son las siguientes:

4.4.1.- Aumentando la Distancia entre la Fuente y los Receptores.

A medida de que la separación entre el primer geófono y el punto de liberación de energía aumenta, se consigue información de profundidades cada vez mayores, de esta forma las reflexiones llegan primero al grupo de detectores que las ondas superficiales de ruido (por ejemplo el cono de ruido).

Pero grandes separaciones entre fuentes y receptores traen como consecuencia que el cálculo de la profundidad y el buzamiento no son precisos debido que a mayor profundidad la velocidad aparente, se aleja del valor verdadero de la velocidad, pero funciona bien si se considera el hecho de que desaparecen en buena parte las reflexiones indeseables o digamos se pueden distinguir de las reflexiones primarias, (Serrano, O., 1983).

4.4.2.- Utilización de Filtros.

Utilizando los filtros llamados *filtros espaciales* que no son más que los referidos a los patrones de geófonos y disparos, se pueden eliminar parte del ruido existente en una zona determinada. También se eliminan parte de esa señal indeseable por medio del uso

selectivo de *filtros de campo*, entre los cuales se encuentra los *filtros de paso bajo*, *filtro de paso alto* y los *filtros pasabanda*. Para eliminar los ruidos producidos por líneas de energía eléctrica se utiliza un *filtro Notch* el cual solo dejará pasar frecuencias determinado. Todos estos filtros serán explicados más específicamente en la sección de Filtro del Capítulo de Metodología.

En algunos casos el espectro de frecuencias de la señal y el ruido no se pueden separar fácilmente, por lo cual se dificulta la selección óptima del filtro. En estos casos se utilizan filtros selectivos de rangos de frecuencia estrechas, los cuales destruyen parte del ruido y parte de la señal, pero basándose en el hecho de que el ruido es más suprimido que la señal; este filtro no será utilizado en este trabajo porque precisamente lo que necesitamos es conseguir la mayor cantidad de información posible de los datos sísmicos, pero si se realizarán pruebas con los filtros mencionados, como veremos en el capítulo siguiente Sección de Filtros.

Si bien es cierto, que estos filtros se pueden aplicar en la etapa de adquisición, pues en la etapa de procesamiento también se puede escoger algunos de estos filtros, veremos que parámetros se adecuan mejor a las condiciones de topografía, y con ayuda de los diagramas *f-k* y de los análisis espectrales y de amplitud veremos que parámetros de frecuencias son estos.

4.4.3.- Colocando la Fuente a Cierta Profundidad.

Cuando se trabaja con dinamita, el ruido del suelo puede reducirse mediante un incremento de la profundidad del hueco de disparo. Por lo general, esta carga es colocada por debajo de la capa meteorizada, el cual trae como consecuencia que exista una mayor penetración de energía hacia capas más profundas. Pero existen varios factores que limitan el uso de grandes profundidades, como son:

- ✓ Tiempo y costo.
- ✓ Aparición de reflexiones fantasmas.

Los datos que aquí fueron utilizados y la mayoría de los datos adquiridos en topografía irregulares son comúnmente plegados y muy complejos, por lo cual inducen distorsiones causados por la variabilidad que tiene la capa de baja velocidad o capa meteorizada, llamadas también por muchos autores capas cercanas a la superficie (Schneider, Jr, Phillip, D. y Paal, E., 1995). De aquí, el procesamiento de los datos es más delicado y se deben de considerar estas condiciones y de alguna manera utilizarlas en algunos algoritmos de procesamiento, es decir, se debería involucrar a la geometría en estos algoritmos.

4.4.4.- Aumento de Número de Geófonos

Parte del ruido incoherente se puede eliminar, aumentando el número de geófonos. Este método si bien es cierto es aplicable en la etapa de adquisición, el uso de numerosos geófonos involucran el mejoramiento de la relación señal-ruido. Ellos pueden cancelar parcialmente la energía sistemática no requerida y la energía incoherente (aleatoria) y también, pueden generar un mejor muestreo de una onda frontal irregular o mejorar el promedio entre geófono y la tierra, (Serrano, O., 1983).

Las señales de las ondas reflejadas se diferencian de las ondas de ruido superficial en base a la dirección del viaje de la onda. En esas zonas donde los estratos son pocos profundos y las separaciones entre geófonos son pequeñas, la dirección del viaje de la onda reflejada es prácticamente vertical. Las ondas presentan una forma sinusoidal y una frecuencia determinada.

Si un geófono es colocado en la superficie de la Tierra, este va a presentar una variación de la señal, el cual va a generar un voltaje E . Si sobre la zona de estudio se colocan un número n de geófonos, el voltaje generado por los geófonos en un mismo tiempo estará en fase con las ondas reflejadas que lleguen verticalmente. El voltaje resultante será igual a nE , para la señal, pero el ruido también generará en el geófono un voltaje E . En ciertas condiciones los voltajes del ruido podrán estar en fase y unidos a los

voltajes de la señal (nE), en otros casos estarán desfasados por lo cual se anulan, dando como resultado $E=0$. El voltaje para la señal del ruido será entonces $n^{1/2} E$.

En el caso de un patrón de n geófonos, la relación señal-ruido está definida por:

$$\frac{\text{Señal}}{\text{Ruido}} = \frac{nE}{n^{1/2}E} = \frac{nE.(n^{1/2})}{n^{1/2}E.(n^{1/2})} = \frac{nE(n^{1/2})}{nE} = n^{1/2} \quad (4.1)$$

Ahora, se puede decir que un incremento en el número de geófonos dará como resultado un incremento en la relación señal-ruido por un factor $n^{1/2}$, lo cual es válido también para m disparos, es decir:

$$\frac{\text{Señal}}{\text{Ruido}} = (n.m)^{1/2} \quad (4.2)$$

La relación que existe entre la amplitud promedio de la señal, con respecto a la amplitud promedio del ruido, se define como la *relación señal-ruido*. En la figura 4.2, se puede ver un ejemplo para visualizar de que manera la relación señal-ruido mejora a medida que se va atenuando la amplitud promedio en decibeles.

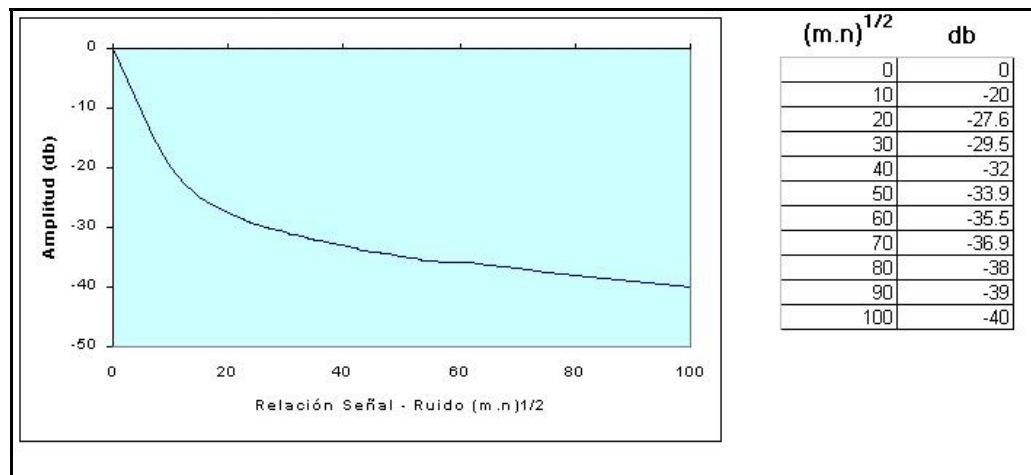


Figura 4.2 Atenuación del Ruido Incoherente.

4.4.5.- Tipos de Arreglos.

En cuanto a los tipos de arreglos, recordemos que cada traza de un registro sísmico es el resultado de la suma de las respuestas de los geófonos que forman un grupo. Si para un instante dado, la amplitud detectada por la mitad de los geófonos dentro de un grupo, es igual a la detectada por la otra mitad, pero de signo opuesto, la respuesta total es cero.

Consideremos un arreglo de un grupo de geófonos, como se muestra en la figura 4.3, compuesto por seis geófonos espaciados una distancia d , con una onda de longitud λ pasando a través de ellos. Para el instante de tiempo considerado, la amplitud registrada por los geófonos 1 y 2 se anula con la amplitud de los geófonos 3 y 4. La respuesta total R , del grupo, es función de la relación entre la separación de los geófonos y la longitud de onda.

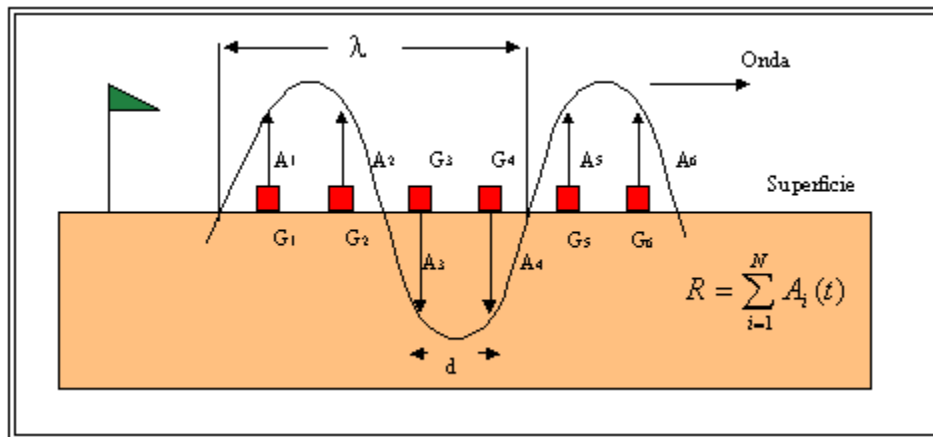


Figura 4.3 Filtro Espacial.

Donde G son los geófonos, A la amplitud y R es la respuesta total del filtro espacial. Mediante una adecuada elección de esta separación se puede seleccionar las longitudes de onda a cancelar. Las reflexiones por tener una longitud de onda aparente mucho mayor que las correspondientes al ruido, son registradas por cada uno de los geófonos con una amplitud casi igual, que al ser sumadas incrementan la respuesta, mientras que el ruido (como pasa con el Cono de Ruido) tiene longitudes de onda cortas, la respuesta R se hace cero, (Figuras 4.4 y 4.5).

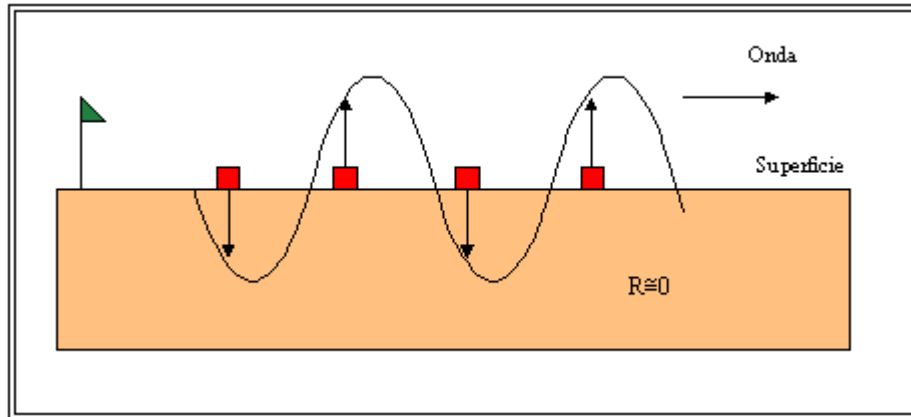


Figura 4.4 Respuesta de longitud de onda corta, ejemplo de un Ground Roll, λ Corta.

Los trenes de ruido se propagan radialmente a partir del punto de disparo, en la región cercana a la superficie, siguiendo una trayectoria aproximadamente horizontal, mientras que las reflexiones siguen una trayectoria aproximadamente vertical. El ángulo de incidencia se incrementa al aumentar la separación entre la fuente y el receptor, como se observa en la figura 4.6. Esto implica que para un offset grande, las longitudes de onda aparentes de las reflexiones serán más pequeñas que para un offset menor y en consecuencia podrán ser atenuadas por el arreglo de geófonos.

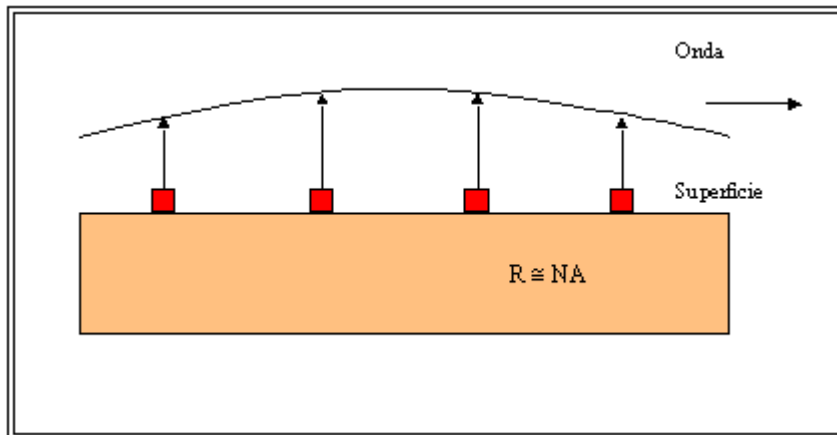


Figura 4.5 Respuesta de longitud de onda larga, ejemplo de una reflexión, λ larga.

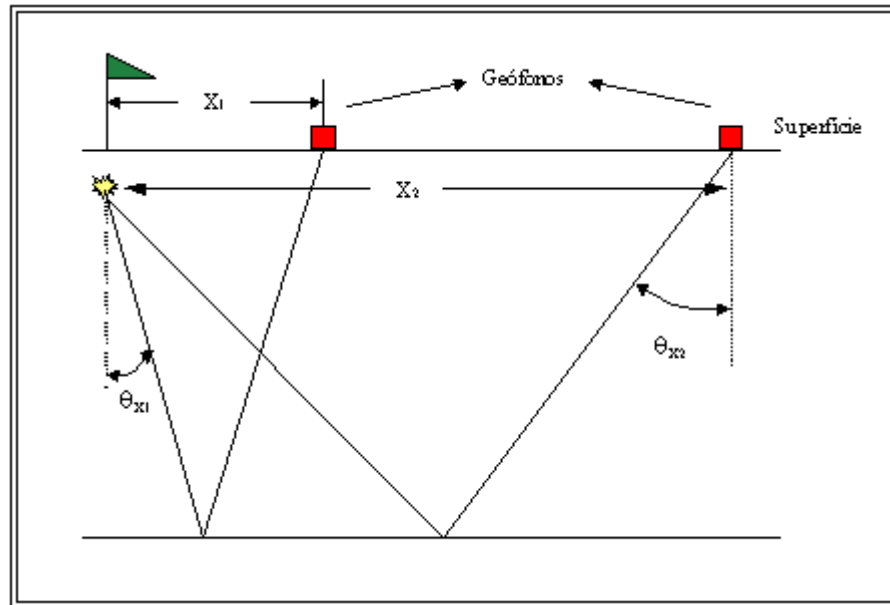


Figura 4.6 Esquema básico donde se aprecia el ángulo de incidencia al incrementar el offset.

En los sitios en donde los reflectores presentan un fuerte buzamiento, la ubicación del punto de disparo y del tendido de geófonos respecto al buzamiento es muy importante. La figura 4.7 muestra el caso de un disparo realizado buzamiento arriba. Aquí el ángulo de incidencia de las reflexiones es pequeño, por lo tanto sus longitudes de onda son grandes.

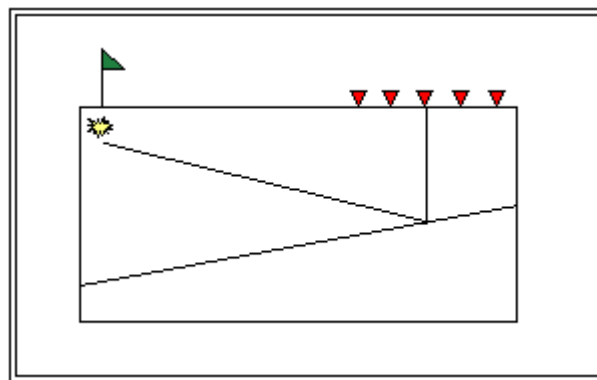


Figura 4.7 Disparo buzamiento arriba

En la figura 4.8, el disparo se realiza en dirección contraria. El ángulo de incidencia es mayor, razón por la cual las longitudes de onda son menores, produciéndose además atenuación de las frecuencias altas.

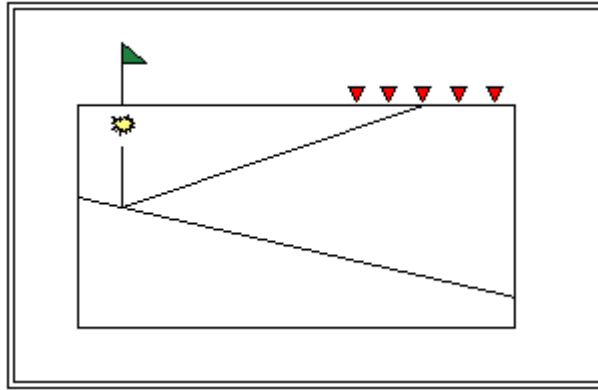


Figura 4.8 Disparo buzamiento abajo.

4.5.- Atenuación de Ruido en la Línea de Trabajo

Para la atenuación de ruido en la zona de trabajo se utilizaron dos tipos de filtros: filtros espaciales y filtros de frecuencia. Los filtros espaciales se realizaron mediante los arreglos de fuentes y receptores (Figuras 4.9 y 4.10), mientras que el filtrado de frecuencia se efectuó en los instrumentos de grabación (filtro anti-alias, notch, corte alto, corte bajo, etc.), mediante la frecuencia de corte de los geófonos y en los barridos de la fuente de energía.

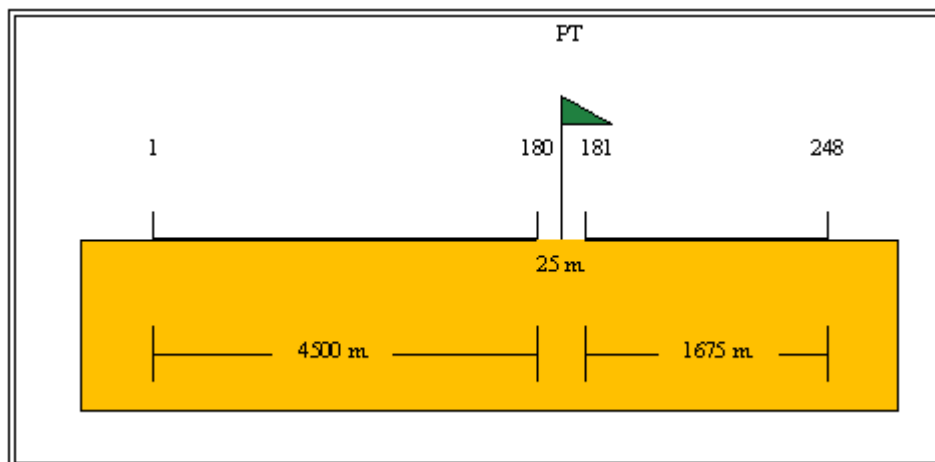


Figura 4.9 Arreglo de fuentes y receptores de la línea de trabajo, Parámetro de Montaña

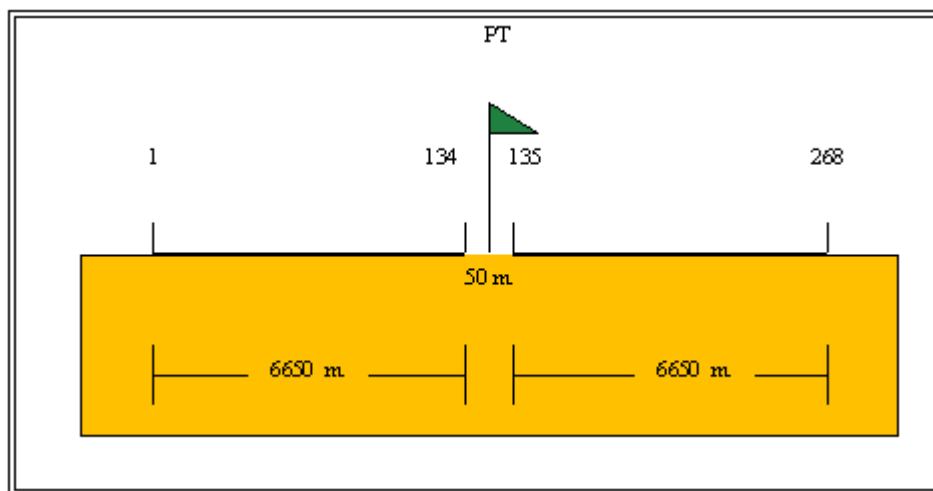


Figura 4.10 Arreglo de fuentes y receptores de la línea de trabajo, Parámetro zona plana

Los patrones de geófonos y de fuentes son los principales responsables de la minimización del ruido, sobre todo cuando se usan fuentes de energía superficiales. La línea de trabajo utilizó las configuraciones de las figuras 4.9 y 4.10 para la zona de montañosa y otra para la zona plana, estas configuraciones fueron usadas de manera de reducir el ruido coherente o sistemático existente en la zona.

4.6.- Diagramas F-k.

La aplicación de filtros es importante ya que es la herramienta que se utilizó para limpiar los registros sísmicos los cuales por su alto contenido de altas frecuencias, motivado a la complejidad del área, reducen la relación señal – ruido. La forma de escoger un filtro para aplicarlo a los datos sísmicos, es seleccionando debidamente el rango de frecuencias, para ello se utilizará los *diagrama f-k*, el cual nos va permitir visualizar, en que rango de ellas prevalece la señal sobre el ruido sísmico.

Además, la aplicación de filtros, puede ser efectuada en el dominio del tiempo o en el dominio de la frecuencia, pero es en este último dominio, en donde generalmente es más eficiente. En el dominio de la frecuencia, el proceso de filtraje es efectuado haciendo cero

todas aquellas frecuencias que no son deseadas. Por otro lado, en las reflexiones profundas, prevalecen las bajas frecuencias, mientras que en las reflexiones someras, prevalecen las altas frecuencias, lo cual es de esperar, esto es debido a la absorción natural de las altas frecuencias, en el recorrido de la onda sísmica en el subsuelo, (Manzoni, 2001).

Para compensar esta dependencia del espectro de frecuencia de la señal sísmica, con el tiempo de grabación, se hace necesaria la aplicación en ventanas variantes de tiempo, ya que un filtro continuo en tiempo, es difícil de implementar en zonas estructuralmente complejas. Para ello se aplica el filtro sobre segmentos de las trazas, tratando cada segmento, como piezas separadas de análisis y los resultados de la aplicación del filtro son solapados para evitar abruptas discontinuidades en los datos filtrados, (Manzoni, 2001)

Los *diagramas $f-k$* sirven para hallar en rango de frecuencia en los cuales están contenidos los eventos principales (los cuales identificamos en la figura 4.1) y en dónde la señal ruidosa, una vez identificados los eventos se aplicará un filtro en el dominio de la frecuencia y número de onda y posteriormente en la etapa del filtrado, se harán diversas pruebas hasta conseguir el filtro que mejor se ajuste a las características de la zona, esto se llevará a cabo previo al procesamiento, en la etapa de prueba de parámetros.

La figura 4.11 muestra el diagrama *$f-k$* o análisis espectral correspondiente a la sección sísmica del disparo de la figura # 4.1, este diagrama fue obtenido aplicando la rutina *FKFILT*, mediante el uso del programa *Focus 2D v4.3*, este proceso calcula la transformada de Fourier de las secciones en el dominio $x-t$. El eje vertical de este diagrama corresponde a la frecuencia f y el valor máximo es de 70 Hz, el eje horizontal corresponde al número de onda k y va de -0.5 a 0.5 . Este valor corresponde al k de *Nyquist*^{*}, de tal manera que valores mayores a este, corresponden a eventos sísmicos que se encuentran en

* Frecuencia de Nyquist: Es la mayor frecuencia que puede ser reconstruida para un intervalo de muestreo determinado.

aliasing*, es decir, eventos que no han sido muestreados espacialmente de acuerdo al criterio de Nyquist. Estos valores aparecen en la parte negativa del diagrama $f-k$.

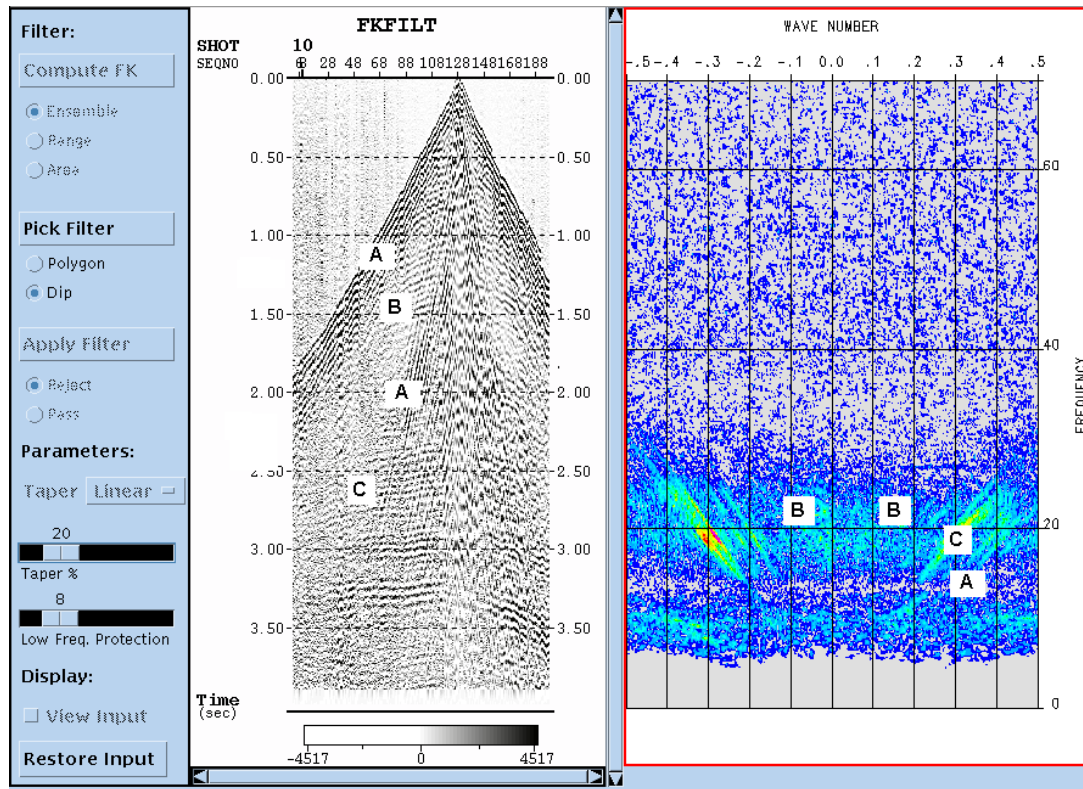


Figura 4.11 Análisis espectral ($f-k$) del registro 10, donde A representa el contenido de la ondas de Aire, B representa a la reflexión primaria y en C se pueden identificar las refracciones

Los eventos en este dominio, aparecen alineados como una nube de puntos (figura 4.11) que poseen un rangos de frecuencias y longitudes de onda característicos y que pueden ser relacionados con el registro del disparo 10 (dominio $x-t$). La parte de las alineaciones que aparecen con mayor concentración de puntos, indican los rangos de frecuencia y de longitud con mayor amplitud para cada evento, en cierta forma se pueden ver las posiciones que ocupan los diferentes eventos en el análisis de ruido en el dominio $f-k$.

* Aliasing: Es cuando no se cumple con el teorema del muestreo, es decir, la máxima frecuencia de la señal de entrada es muestreada menos de dos veces por ciclo, por lo tanto al reconstruir la señal la frecuencia de salida es diferente.

Las reflexiones aparecen cerca de $k=0$, debido a que sus longitudes de onda son grandes, las refracciones se pueden identificar trazando una recta que pase por $k=0$ y $f=V/2\Delta x$, donde V es la velocidad aparente de las refracciones y Δx es la separación de las trazas, en realidad esta no es la forma correcta de interpretar las refracciones en el diagrama $f-k$, ya que componentes de las refracciones también experimentan dispersión, pero para identificarlas, el procedimiento es satisfactorio, lo que este debajo de esa recta imaginaria pues son distintos modos de dispersión, pero en cuanto al ruido sísmico entonces se le reconoce por sus bajas frecuencias y longitudes de onda relativamente pequeñas, en comparación a las reflexiones.

De esta manera, podemos determinar el rango de frecuencia en el que se encuentran los eventos primarios y donde el ruido sísmico, el ruido se hace notable entre los rangos de 0 a 12 hz, y por sobre los 45 hz en algunas zonas. El cono de ruido se encuentra en este rango, entre los 0 y los 12 hz, el cual se caracterizan por ser de baja frecuencia. Los eventos más importantes se encuentran dentro un rango ubicado entre los 12 y 45 hz, por ende el ruido sísmico esta representado por los eventos que se encuentran por sobre los 45 hz. Estas altas frecuencia se deben a lo complejo estructuralmente la zona de estudio, lo cual hace suponer entonces que también tendremos variaciones velocidades tanto laterales como verticales en la zona de estudio. El mismo análisis fue aplicado en distintas zonas y para distinto registros de la línea sísmica.

Se recomienda entonces la aplicación de un filtro pasabanda, con una ventana variante en tiempo, en el cual solo se dejará pasar la información de los eventos más importantes, este rango corresponde a los 18-25-46-54 hz en la parte más somera del registro y una segunda ventana que se encuentra entre los 22-25-54-62 hz, en la parte más profunda del registro. De esta forma estaremos eliminando en buena parte el ruido sísmico presente en la zona. La aplicación del filtro pasabanda se explicará en el capítulo siguiente de Metodología, en la sección de Filtros.

En la figura 4.12a se puede apreciar el registro crudo en él se pueden ver la presencia de múltiples en el fondo del disparo número 10 y también se puede apreciar la

discontinuidad de los eventos. Luego de la aplicación del filtro podemos ver una gran diferencia en la figura 4.12b, principalmente en la continuidad de los eventos principales o primarios y luego se puede observar como desaparecieron los múltiples y el cono de ruido que se ven en el registro crudo.

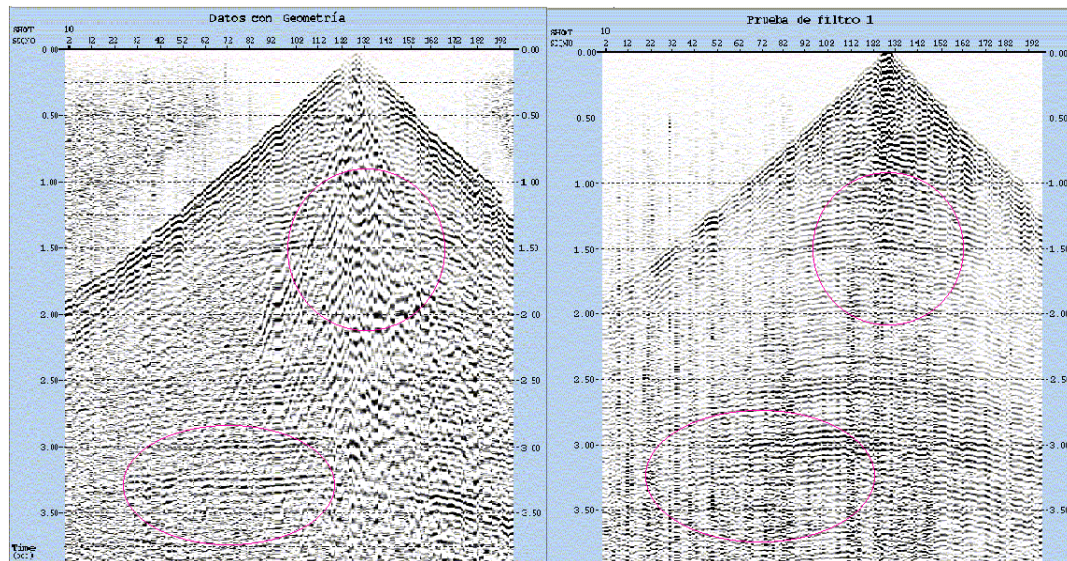


Figura 4.12 a.- Registro crudo en el cual se pueden distinguir las distintas reverberaciones y múltiples y b.- el mismo registro después de aplicado algunos filtros pasabanda.

Luego en la etapa de prueba de parámetros, veremos que existe otro filtro llamado *TMDDF*, (*Trimmed mean dynamic dip filter*), el cual sirvió para remover el ruido con altas amplitudes y localizar los picos de los eventos coherentes sin eliminar la información de la traza útil, con el cual se redujo al mínimo el ruido aleatorio. Este tipo de ruido es el que afecta de forma más severa a los datos de la línea de trabajo para lo cual el filtro trabaja bastante bien bajo estas condiciones de topografía, dando resultados satisfactorios como veremos más adelante.

5. METODOLOGÍA

5.1 Procesamiento de Datos Sísmicos.

5.1.1 Generalidades

El objetivo del procesamiento de datos sísmicos de reflexión es mejorar la calidad de los mismos y presentarlos en una forma conveniente para su interpretación. Dicho procesamiento se puede definir como una secuencia rutinaria de manejo de datos sísmicos para obtener una sección sísmica final. El producto al final del procesamiento de la sísmica de reflexión, es una sección sísmica que es análoga a un corte del subsuelo.

Existen estrategias para el procesamiento de datos sísmicos, que son sensiblemente afectados por algunos parámetros de la adquisición de campo. El registro de un punto medio común (CMP) o punto común en profundidad (CDP), es la técnica más extensamente usada en la adquisición de los datos sísmicos. Con esta técnica se obtiene una mejor información, medida en términos de cobertura, lo cual mejora la calidad de la señal sísmica, pues una alta o baja cobertura genera la necesidad de que los datos sísmicos sean tratados diferentemente. De esto dependerá, la calidad de la sección sísmica que se obtenga al final del procesamiento, (Yilmaz, 1987).

Por otro lado, las condiciones de la superficie condicionan fuertemente la calidad de los datos adquiridos en campo. Un terreno muy escarpado con pendientes muy fuertes y de estructuras complejas característico de terrenos con grandes esfuerzos tectónicos, limitan el uso de los datos, es decir, éstos no pueden ser usados a la capacidad de operación necesitada, dado que se corre el riesgo de obtener una señal sísmica pobre a través de una línea sísmica cualquiera o lo que es lo mismo una sección con una pobre relación señal-ruido.

En consecuencia, el analista en procesamiento, solo podrá suprimir la mayor cantidad de ruido y mejorar la señal sísmica durante el procesamiento. Depurar esta señal será el trabajo principal; para ello un conocimiento de los algoritmos involucrados en determinado proceso, nos permitirá ajustar mejor los parámetros para obtener un mejor resultado sobre los datos sísmicos.

El procesamiento de los datos, se llevo a cabo a detalle, utilizando los parámetros más óptimos para trabajar con topografía abrupta. En ella, se utilizó el filtro *TMDDF*, con el cual se logró eliminar el cono de ruido y parte del ruido aleatorio, se utilizó la técnica de los primeros quiebres para el cálculo de las estáticas de refracción, se hizo las pruebas llevando los datos a distintos planos de referencia, obteniendo un mejor resultado con un suavizado de la topografía y de esta forma se logró determinar de forma precisa las velocidades de apilamiento, que al hacerlas independientes del buzamiento de los eventos, se logró una mejor definición de los reflectores.

Analistas en procesamiento de datos sísmicos utilizan las correcciones estáticas que además de eliminar el retardo que sufre la onda al atravesar la capa meteorizada, también lleva los datos a un plano de referencia (o datum) para solventar el problema de topografía irregular. Para pequeñas diferencias en elevaciones y lentas variaciones de velocidad entre las capas cercanas a la superficie, éstas correcciones estáticas son un procedimiento suficientemente preciso. Sin embargo, para cambios topográficos terrestres, de significativas diferencias en las elevaciones y complicados modelos de velocidad, la precisión de la solución estática puede ser insuficiente, por lo que métodos más exactos, tales como la técnica de extrapolación basados en la ecuación de onda pudieran ser usados.

El procesamiento consistirá en el filtrado de la señal y se tratará de suprimir el ruido en tempranas etapas del procesamiento, seguidamente se realizarán algunas iteraciones por correcciones estáticas con estimados de velocidades de la zona y se observará la diferencia entre las estáticas de elevación y las de refracción. El plano de referencia final o de salida será tomado a partir de la topografía más alta y será corregida mediante el plano flotante el

cual es consistente con el *CMP*, esto se hace para minimizar las distorsiones no hiperbólicas que puedan ser causadas por las correcciones estáticas.

De manera de cumplir con los objetivos de este trabajo se comenzará por establecer un esquema básico de procesamiento, el cual se puede observar en la figura 5.1, para datos pre-apilados y en la figura 5.2 para datos post-apilados. Esta secuencia contiene los procesos que fueron aplicados a la línea de trabajo, perteneciente al proyecto de *PDVSA* al norte del Estado Anzoátegui. Cada uno de los procesos se explica de manera sencilla de forma de que cualquier analista pueda utilizarlos como guía, para hacer un procesamiento sobre este tipo de superficie.

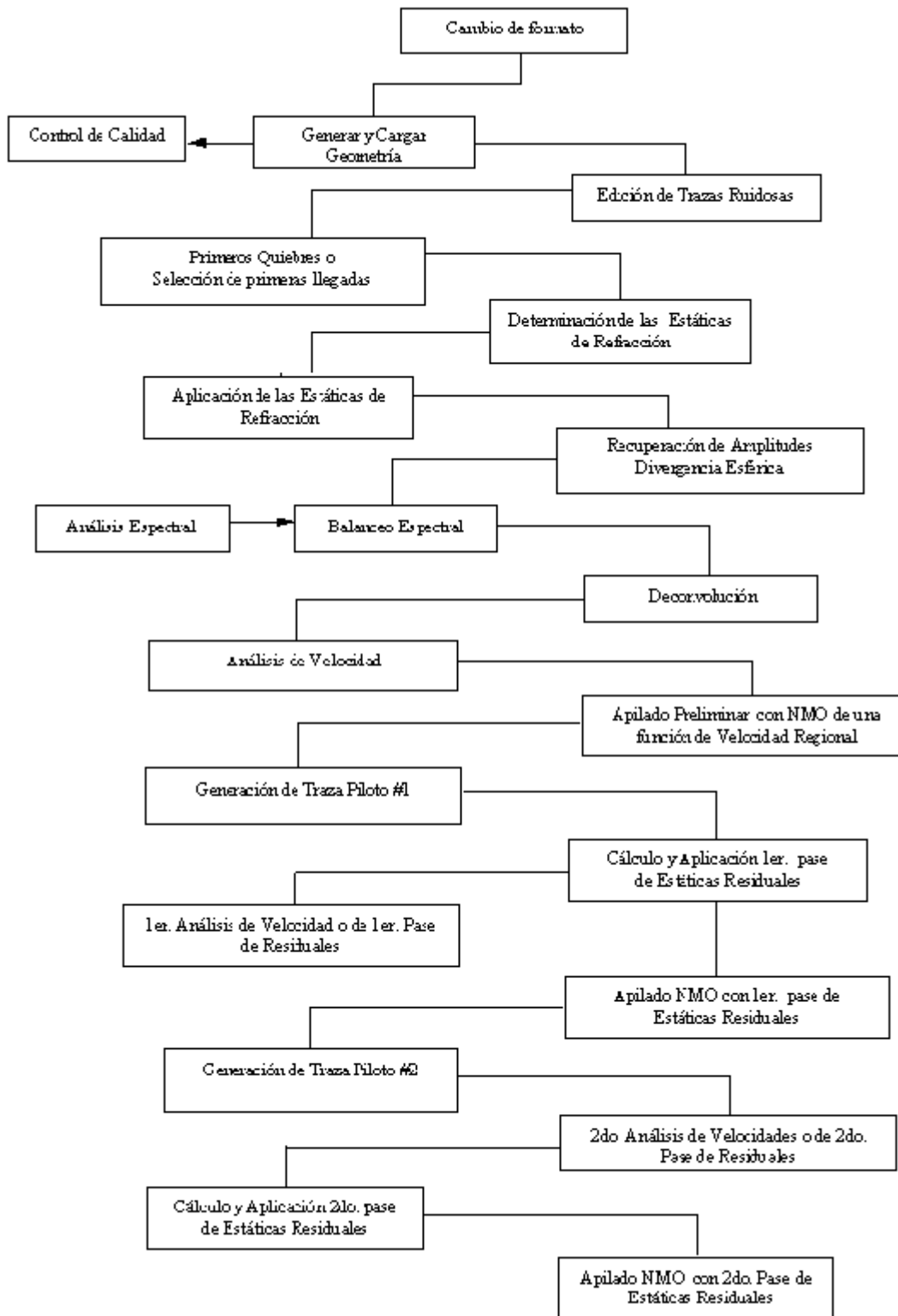


Figura 5.1 Esquema básico de procesamiento de Datos Sísmicos, para datos Pre-apilados, aplicado a la línea de trabajo.

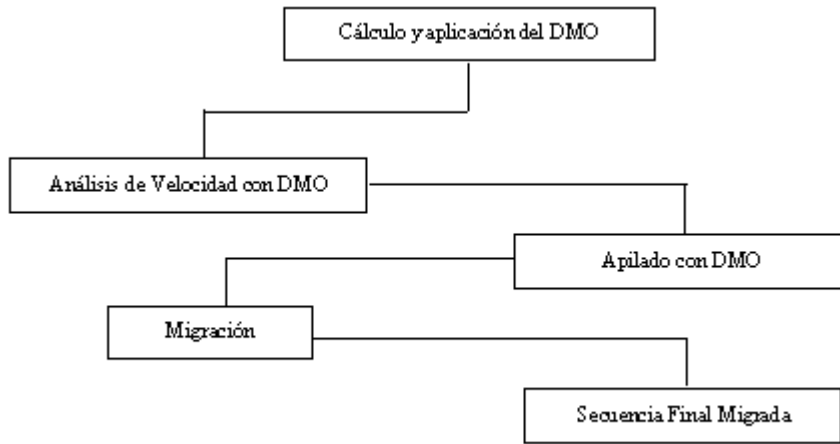


Figura 5.2 Esquema básico de procesamiento de Datos Sísmicos, para datos Post-apilados, aplicado a la línea de trabajo.

Estos datos fueron procesados con el programa *FOCUS 2D v 4.3*, de la compañía Paradigma Geophysical, el cual contiene las aplicaciones necesarias para llevar a cabo cada uno de los procesos que se mencionan en el esquema anterior y a su vez, serán explicados como fueron aplicados a los datos. Con el mismo programa, se obtuvieron las imágenes necesarias para poder realizar los análisis y las respectivas comparaciones entre los métodos utilizados aquí.

A continuación se explicará en detalle cada uno de los procesos aplicados a los datos de la línea de trabajo y posteriormente sus respectivos resultados (Capítulo de Análisis de Resultados).

5.1.2 Identificación y Estructura del Formato de la Cinta de Campo

Ante de empezar con el procesamiento de los datos sísmicos, se debe verificar el formato con el cual fue grabada la cinta de campo, la mayoría de las veces esta información aparece en el cartucho de la cinta sísmica. Además de estar especificada en el cartucho, debe estar especificada en el reporte del observador. Esta contiene, los datos relacionados con el área de trabajo, nombre del cliente, nombre de la línea, número de registros, número de canales, tipo de formato, tiempo de muestreo de la cinta, entre otros.

La información de la línea de trabajo fue tomada directamente del cartucho y está disponible más adelante como veremos a continuación. Una forma de corroborar esta información es haciendo un vaciado de una porción de la cinta magnética, (lo que se conoce en inglés *field dump*).

5.1.3 Cambio de Formato

Como podemos ver en la Tabla 5.1, los datos son de formato tipo SEG-D, que no es más que un formato estándar usado por la *Sociedad de Exploración Geofísica* (SEG, i.e. Society of Exploration Geophysicist), utilizado para guardar datos demultiplexados provenientes del campo o con algún tipo de procesamiento realizados sobre ellos.

Con el uso del programa *Focus 2D v 4.3* se pudo hacer un cambio de formato, y posteriormente un remuestreo de los datos, especialmente en los datos terrestres, cuando los datos sísmicos son grabados a una tasa de muestreo de 2 milisegundos y no están grabados a frecuencia mayores de 125 Hz, se pueden muestrear los datos a 4 milisegundos con toda seguridad, de este modo, el número de muestras, el tiempo de procesamiento y de corrida en el computador, serán reducidos a la mitad sin sacrificar y sin perjudicar la resolución de los mismos, (Manzoni, 2001).

Se utilizó el modulo de llamado *SEGD* que es un programa de entrada de traza sísmica (figura 5.3), este además de leer el formato de la cinta, transforma este formato a un formato interno de la maquina el cual es requerido para realizar los procesos posteriores.

Entre los parámetros requeridos para este proceso tenemos los siguientes (Tabla 5.1):

Tipo de Formato	Tiempo de Muestreo (ms)	Máximo número de canales	Formato de datos Demultiplexado	Densidad de la cinta	Número de registros
SEG D	2	300	8058	8500	665-987

Tabla 5.1 Información tomada del cartucho de la cinta de la línea PB96-A43, parámetros requeridos en el modulo *SEGD*.

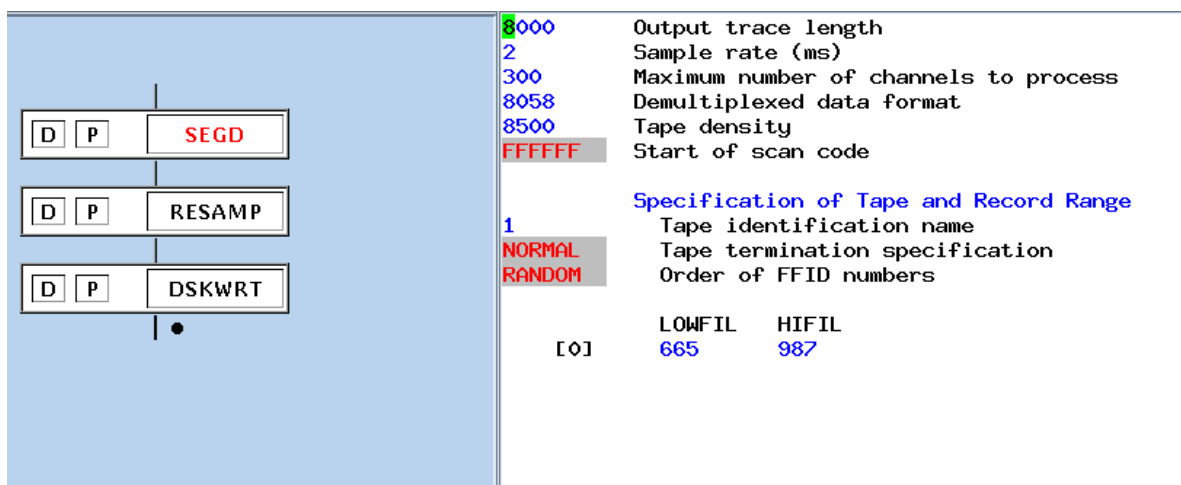


Figura 5.3 Módulo *SEGD*. Tomado del programa *Focus 2D*.

Una vez que colocados estos parámetros procedemos a guardarlo en el disco bajo un nombre que podamos recordar para utilizarlo en procesos posteriores, este nombre puede ser RAWSHOT.

5.1.4 Geometría. Control de Calidad

Básicamente el contenido de las cintas de campo son registros sísmicos que se han grabado en la ejecución de un levantamiento sísmico. El reporte del observador debe destacar que relación existe entre los registros secuenciales grabados en la cinta, las estaciones receptoras fijadas en el terreno y también en que estación se disparó; adicionalmente debe comentar sobre cualquier alteración que haya podido surgir en la realización del levantamiento.

Se debe tener en cuenta, que el reporte del observador es importante para la ejecución de este proceso, puesto que en él están contenidos todos los detalles ocurridos durante el levantamiento de la línea sísmica. Por ejemplo, se puede saber cuando el registro ha sido mal grabado, si algún grupo de geófonos ha sido desactivado o están colocadas cerca de algún objeto generador de ruido, así como las características y condiciones generales, bajo las cuales ha sido grabada la información sísmica en las cintas magnéticas.

Junto al reporte del observador que debe acompañar a las cintas de campo, también debe ser suministrada, bien sea en tablas o en disquetes de computadora, la información relacionada con las coordenadas (X,Y) y la elevación de cada disparo y cada receptor, generalmente esta información viene dada indicando el número de la estación de disparo, al igual que para cada estación receptora. En nuestro caso particular estos datos fueron suministrados por *PDVSA* en un disquete que contiene las coordenadas (X,Y) y las elevaciones relativas a las estaciones, bajo formato de texto, los cuales fueron alimentados directamente al computador. En la Tabla 5.2 se puede ver un grupo de 30 estaciones tipo, con sus correspondientes coordenadas (x,y) y las elevaciones.

	Station	Receiver X	Receiver Y	Elev
1	989	325348.50	1120506.40	80.30
2	990	325331.59	1120459.30	79.90
3	991	325314.69	1120412.40	78.20
4	992	325297.69	1120365.30	78.40
5	993	325280.69	1120318.20	78.20
6	994	325263.81	1120271.20	78.10
7	995	325246.81	1120224.10	77.90
8	996	325229.91	1120177.10	77.30
9	997	325212.91	1120130.00	76.50
10	998	325196.00	1120083.00	76.40
11	999	325179.09	1120036.00	76.40
12	1000	325162.09	1119988.90	75.50
13	1001	325145.19	1119941.90	76.00
14	1002	325128.31	1119894.80	76.00
15	1003	325111.31	1119847.80	75.40
16	1004	325094.41	1119800.70	74.90
17	1005	325077.50	1119753.70	76.00
18	1006	325060.50	1119706.70	76.00
19	1007	325043.59	1119659.60	76.20
20	1008	325026.59	1119612.60	75.90
21	1009	325009.69	1119565.50	76.00
22	1010	324992.81	1119518.50	76.80
23	1011	324975.41	1119471.50	78.70
24	1012	324958.91	1119424.40	80.40
25	1013	324942.00	1119377.30	85.00
26	1014	324925.09	1119330.30	93.30
27	1015	324908.09	1119283.30	107.30
28	1016	324891.19	1119236.20	118.30
29	1017	324874.19	1119189.20	135.40
30	1018	324857.41	1119142.20	152.80

Tabla 5.2 Lista de coordenadas de un grupo de 30 estaciones de la línea de trabajo

Este proceso de incorporar y mezclar la información proveniente del campo, donde se especifica el arreglo de superficie de la línea sísmica, el posicionamiento de disparos o de fuentes y receptores (coordenadas X,Y) así como de las elevaciones de los mismos, se define como *Geometría*.

En la figura 5.4 se puede apreciar en el registro del observador del proyecto Píritu-Barcelona 2D.96, las coordenadas de los disparos con los datos relacionados con el número de registro, número de estación, punto de tiro y parámetros relacionados al patrón del tendido.

```

CLIENTE: CORPOVEN      PROYECTO : PIRITU-BARCELONA 2D.96      DATE :19 Jan  97
PAGE      1 of
-----
CONTRACTOR: EXGEO      CUADRILLA: 424 15 86      OBSERVADORES: KUBICA.L
-----
INSTRUMENTO: SN 388 PORTATIL CON HELICOPTERO      ADQUISICION: 248 TRAZAS
MUESTREO: 2ms

```

```

=====
=====
TAPESOURCERECEIVER
TIME SHOT REEL FILE LINE STATION LINE STATIONS OPERATOR COMMENTS AND SYSTEM
MESSAGES
=====
11:40:00 0 523 9001 0.0 0.0 43=1230-1558 (1-329)
11:41:28 0 523 9002 0.0 0.0 43=1230-1558 (1-329)
11:42:12 0 523 9003 0.0 0.0 43=1230-1558 (1-329)
11:42:47 0 523 9004 0.0 0.0 43=1230-1558 (1-329)
11:43:06 0 523 9005 0.0 0.0 43=1230-1558 (1-329)
11:43:23 0 523 9006 0.0 0.0 43=1230-1558 (1-329)
11:44:03 0 523 9007 0.0 0.0 43=1230-1558 (1-329)
Pruebas diarias de cajetines y geofonos
File 9001 distorsion
9002 pulse internal
9003 su noise
9004 crosstalk
Geof.9005 pulse
9006 noise
9007 crosstalk
11:45:52 1412 523 769 43.0 1412.5 43=1279-1546 (1-268)
Prueba de blaster del disparador
11:48:37 1412 523 770 43.0 1412.5 43=1279-1546 (1-268)
11:49:52 1431 523 771 43.0 1431.5 43=1298-1565 (1-268)
11:51:25 1411 523 772 43.0 1411.5 43=1278-1545 (1-268)
11:54:20 1408 523 773 43.0 1408.5 43=1275-1542 (1-268)
11:56:44 1406 523 774 43.0 1406.5 43=1273-1540 (1-268)
12:00:24 1404 523 775 43.0 1404.5 43=1271-1538 (1-268)
12:02:49 1402 523 776 43.0 1402.5 43=1269-1536 (1-268)
12:14:28 1400 523 777 43.0 1400.5 43=1267-1534 (1-268)
12:17:31 1398 523 778 43.0 1398.5 43=1265-1532 (1-268)

```

Figura 5.4 Registro del observador de la línea PB96-A43

Posteriormente el programa calcula los puntos comunes en profundidad (CDP), los cuales serán almacenados en la base de datos del proyecto.

5.1.4.1 Control de Calidad

Cabe destacar en el punto anterior la importancia que tiene el reporte del observador, ya que en el se indica el tipo de tendido, distancia entre fuentes, distancia entre receptores, disparos de mala calidad o simplemente malos, y grupos de geófonos dañados o desconectados, etc. Cualquier omisión de esta información puede afectar severamente la calidad del procesamiento, en especial el tipo del tendido, ya que esta información es imprescindible para los cálculos efectuados por el programa de procesamiento *Focus 2D v 4.3*.

Por otro lado, es importante destacar que los cambios en el posicionamiento de disparos y receptores, deben ser cuidadosamente manipulados. Muchos tipos de problemas en el procesamiento pueden surgir por una incorrecta incorporación de los datos de apoyo en los encabezados de cada traza. Una geometría mal especificada o mal transcrita puede degradar la calidad de una sección apilada, no importando lo cuidadoso que se haya sido al seleccionar los parámetros del procesamiento, (Manzoni, 2001).

Considerando la importancia que tiene el proceso de cargar la geometría a los datos de campo, es necesario realizar un minucioso control de calidad de los datos y es necesario obtener ciertos gráficos, que confirmen que las características geométricas de la línea de trabajo, sean correctas y que permitan asegurar, que tanto los disparos como los grupos de receptores han sido definidos de acuerdo al informe del observador.

El método gráfico es un buen método para realizar un control de calidad sobre los registros sísmicos con geometría en sus encabezados. El método de la Corrección Dinámica Lineal (LMO i.e. Linear Normal Moveout) es un método gráfico, el cual consiste en horizontalizar las primeras llegadas de un registro con el uso de la velocidad de las primeras llegadas, la cual no es otra cosa que la velocidad con que la viajan las ondas a través de la primera capa donde exista refracción, (Figura 5.5) aquí tenemos un ejemplo en el disparo 160 donde se horizontalizan las primeras llegadas, para ello se utilizó la rutina *RVMO* del programa procesamiento *Focus 2D*, en el cual no se aprecian irregularidades, lo que quiere decir que hasta ahora la geometría es correcta.

En el caso de que sobre algún registro sísmico se observe que las primeras llegadas no se horizontalizan o presentan alineamientos irregulares significará que la relación velocidad – distancia entre trazas es incorrecta, por lo tanto la distancia fuente receptor (offset), será dudosa, y por consiguiente, las coordenadas de cada disparo y receptor también serán dudosos (Manzoni, 2001).

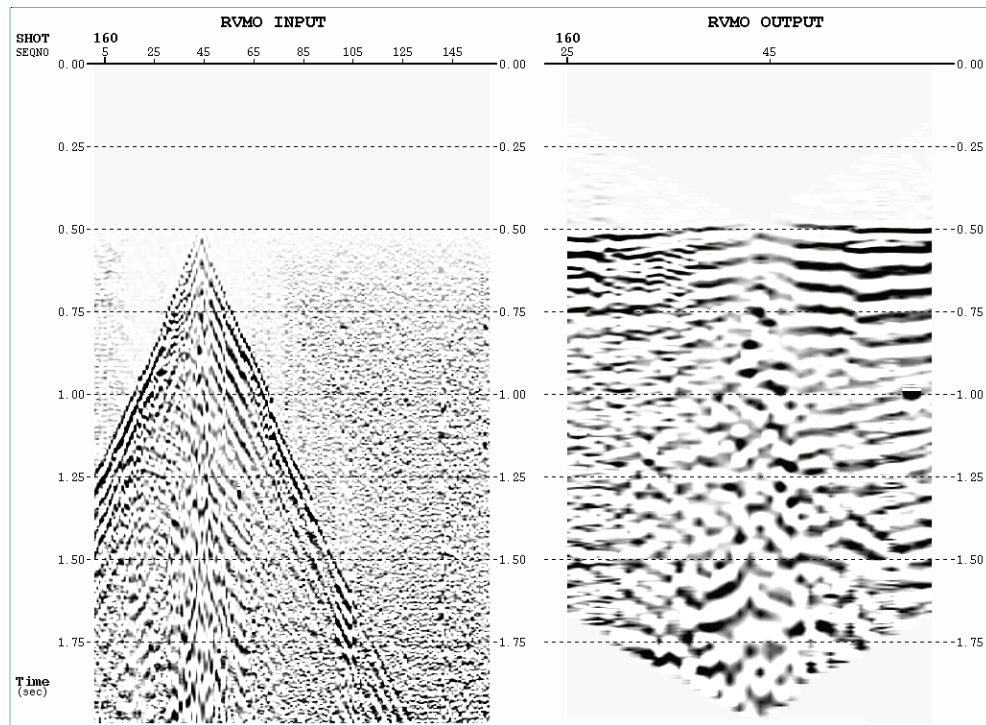


Figura 5.5 Disparo 160 luego de cargar los parámetros de geometría de lado izquierdo, aplicación de una corrección lineal (LMO) del lado derecho.

Otra forma de graficar para realizar un control de calidad, es de dibujar una línea contorno, de forma tal de seguir la tendencia por encima de las primeras llegadas sobre cada registro, este proceso se puede visualizar mejor cuando entremos en el proceso de la selección de las primeras llegadas, ya que como veremos allí el paquete aplica automáticamente la corrección de LMO, horizontalizando las primeras llegadas de los registros sísmicos y por lo tanto facilitan su selección. Si este contorno es irregular o no sigue la tendencia de las primeras llegadas, es indicativo de la distancia fuente receptor no esta presente, o de que algo esta sucediendo en la asignación de los encabezados de las trazas sísmicas, por lo que habrá que revisar en detalle los registros sísmicos que presenten esta anomalía.

5.1.5 Edición de Trazas y Registros Malos

Una vez realizado el proceso de cargar la geometría, se revisan los registros para detectar cuales están malos, bien sea que estén incompletos o que existan trazas que no

pueden ser utilizadas por problemas de adquisición, los cuales pueden afectar significativamente la calidad del resultado final del procesamiento, la figura 5.6 es un ejemplo de un registro ruidoso el cual fue eliminado y la figura 5.7 es un ejemplo de un registro con trazas ruidosas, las cuales también fueron eliminados a través del programa de procesamiento mediante la rutina o el proceso de *Edición de Trazas* llamado *IEDIT*.

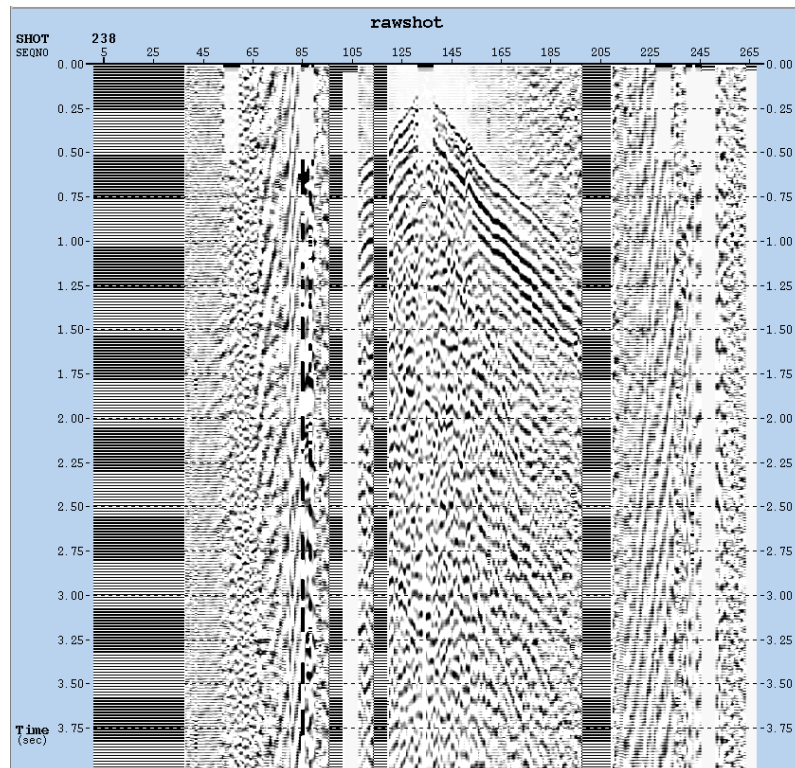


Figura 5.6 Disparo ruidoso eliminado durante el proceso de edición de trazas sísmicas.

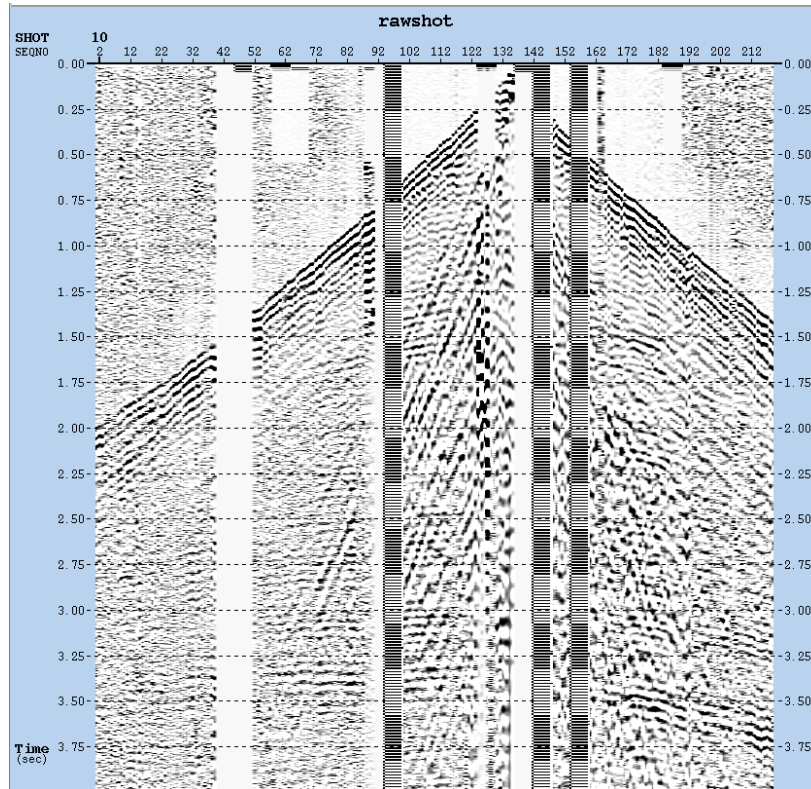


Figura 5.7 Disparo 10 en el cual se muestran trazas ruidosas, las cuales fueron eliminadas durante el proceso de edición de trazas sísmicas.

5.1.6 Apilado Bruto

En esta fase se realizará un control de calidad de los resultados obtenidos, con el fin de garantizar de que todo el proceso realizado hasta ahora sea satisfactorio, mediante este proceso podemos evaluar los procesos de geometría y edición de trazas y registros malos.

Este apilado lleva el nombre de apilado crudo (Brute Stack), que si bien es cierto no es resolutivo, el mismo servirá de base para establecer comparaciones, luego de aplicarle a estos mismos datos los procesos posteriores como son: deconvolución, pruebas de filtros, pruebas de ganancia y correcciones estáticas.

El apilamiento se define como la suma de trazas pertenecientes a un mismo punto común en profundidad (CDP), produciendo una sola traza por punto común en

profundidad. La gráfica que resulta de este proceso, produce una sección sísmica apilada, el cual es uno de los resultados del procesamiento sísmico de reflexión.

Para llevar a cabo este apilado se tomo como función de velocidades, una función de velocidad escogida previamente, considerando algunas características de la geología de la zona. Para ello también se pudo tomar una función de velocidades constante, pero esta función no respeta las condiciones físicas y geológicas de la zona.

Como podemos ver en la figura 5.8, corresponde a la sección sísmica preliminar de la línea de trabajo, la cual servirá de control de calidad y a la vez indicará tiempos de ejecución en la computadora para cuando realice la suma o apilado de puntos comunes en profundidad.

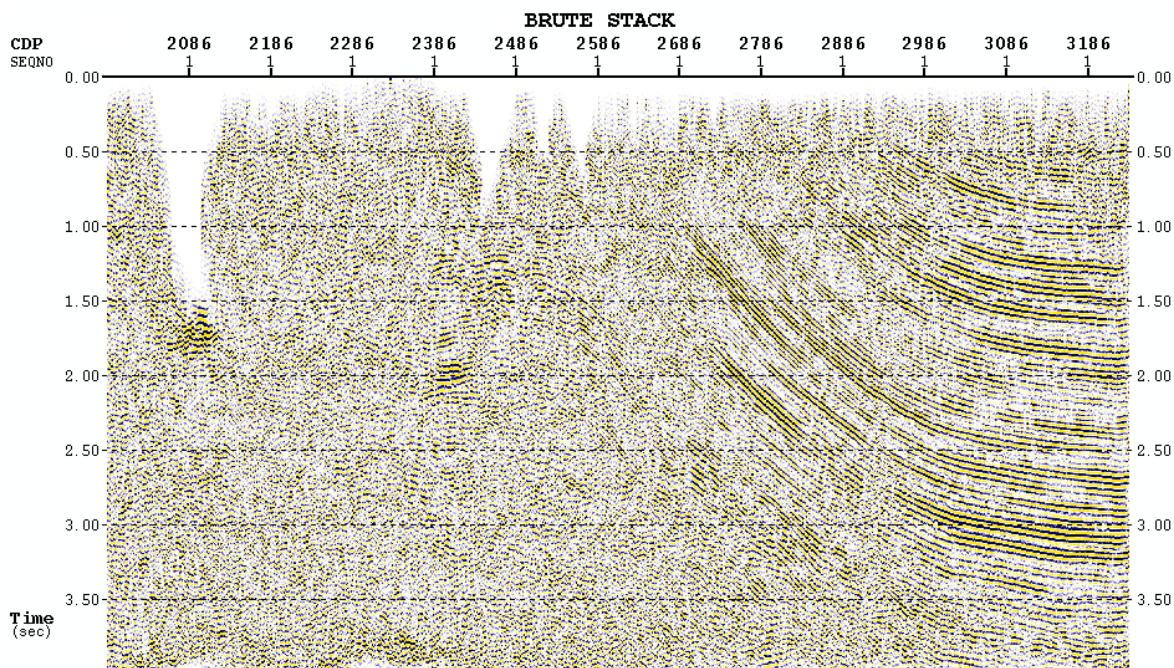


Figura 5.8 Apilado Bruto

5.1.7 Recuperación de Amplitudes

Esta recuperación se aplica a los datos sísmicos con el objeto de compensar las perdidas de amplitud de la ondícula, por él transito o evolución del frente de ondas a través

del subsuelo. Estas pérdidas de amplitud que sufren las reflexiones sísmicas pueden ser debidas a la transmisión, dispersión esférica o por pérdidas térmicas (Manzoni, 2001).

Este proceso se puede aplicar después del proceso de cargar geometría. Con el objeto de compensar la pérdida de amplitudes a medida de que la señal penetra en el suelo y el frente de onda se va expandiendo, el programa de procesamiento provee un método de *corrección por divergencia esférica* llamado *GAIN*, (Figura 5.9). Este modulo, provee un método de balanceo de la amplitud de la traza sísmica por la aplicación de un exponencial variante en tiempo o por la aplicación de un escalar lineal al grupo de datos sísmicos; este modulo también puede ser usado de la misma forma para aplicar o remover correcciones por divergencia esférica.

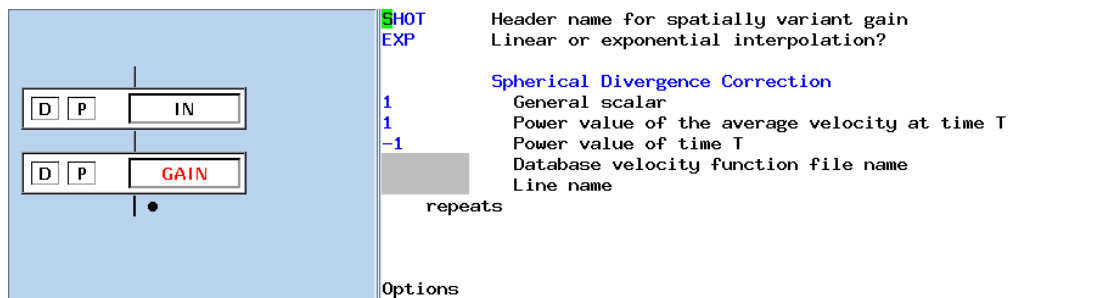


Figura 5.9 Parámetros del módulo *GAIN*.

Un escalar positivo puede ser usado para compensar el decaimiento de la señal que ocurre cuando el tiempo de la reflexión incrementa, este escalar viene dado por la ecuación:

$$Escalar = \frac{V(t)^{(Vopcion)} \times t^{(topcion)}}{Long.Datos * *topcion \times Veloc.Final * *Vopcion} \quad 5.14$$

donde $V(t)$ es la velocidad promedio en el tiempo, t es el tiempo de la muestra, $topcion$ y $Vopcion$ son valores suplidos por el usuario.

Haciendo uso de una función de velocidad promedio del lugar tomada de la base de datos, como se puede ver en la tabla 5.3.

Tiempo (ms)	Velocidad (m/seg)
0	1524
100	1524
700	1924
1000	2184
1400	2339
1800	2676
1950	2889
4200	3556
7000	4785

Tabla 5.3 Valores de la función de velocidad, tomada de valores promedio de la zona de trabajo.

La corrección en cuestión, consiste en la aplicación de una ganancia por corrección esférica, esto quiere decir, que cuando una onda sísmica viaja dentro de la tierra, comienza una propagación en forma de cono vista en tres dimensiones y la energía de esa onda sísmica, es transmitida a la vez que el frente de ondas se incrementa. Esta propagación de energía es llamada divergencia esférica y esta divergencia esférica que se produce desde un punto de disparo (Figura 5.10), causa que la energía disminuya inversamente al cuadrado de la distancia que el frente de onda ha viajado a partir desde el momento que se disparó (Manzoni, 2001).

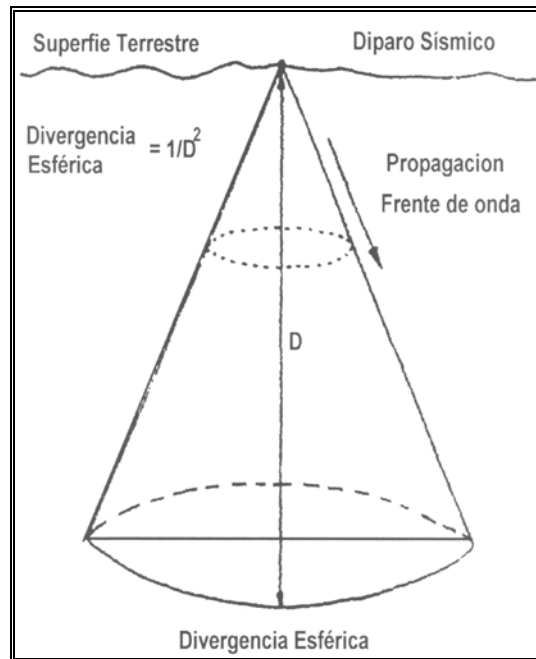


Figura 5.10 Divergencia Esférica. Propagación de la energía de una onda sísmica

5.1.8 Análisis Espectral

Son una serie de pruebas de filtros pasabanda que se aplican sobre los datos sísmicos, con la finalidad de examinar los componentes de frecuencia que contienen estos registros. El objetivo es el de permitir seleccionar el filtro más conveniente, para eliminar el mayor número de frecuencias que son particularmente ruidosas y que pudieran degradar la calidad de los datos sísmicos.

El programa *Focus 2D*, permite escoger a través de una ventana, el área donde se desea enfocar el análisis espectral y como podemos apreciar en la figura 5.11 sobre el disparo número 30, se escogió un área que abarca toda la región central, en ella se puede determinar, cual es la mínima y máxima frecuencia presentes en los datos, las cuales se encuentran entre los 10 y 50 hz. De acuerdo a ello, se diseñará la serie de filtros pasabanda, que descompongan la traza de entrada, desde la mínima frecuencia deseada hasta la máxima frecuencia deseada.

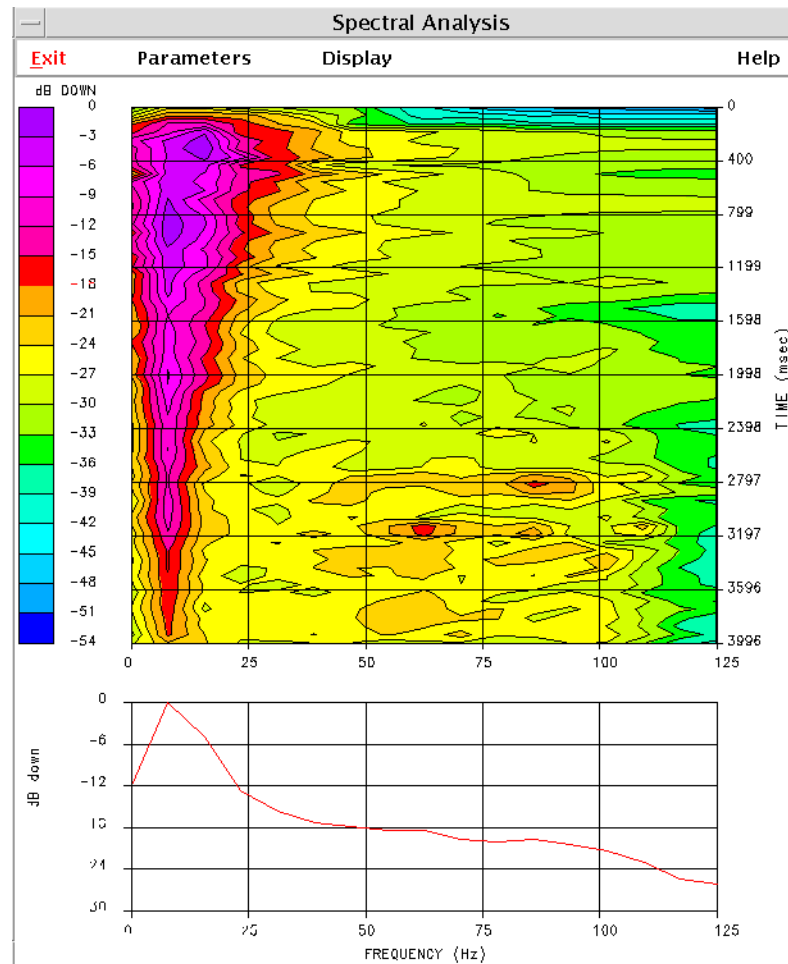


Figura 5.11 Análisis espectral realizado sobre el disparo 30

5.1.9 Balance Espectral

El balance es un programa de ecualización, el mismo es utilizado para mejorar la apariencia de los datos sísmicos después de que un proceso ha sido completado.

A través del Balance, podemos hacer que las áreas de menos contraste de amplitud sísmica puedan ser resaltadas, transformándolas en áreas de amplitud relativa más resaltantes; haciendo que las variaciones entre las áreas menos resaltantes y las más resaltantes sean menos severas. Este proceso se puede aplicar antes o después del proceso de deconvolución y antes de seleccionar las primeras llegadas, de manera de obtener una traza de entrada cuyo espectro de frecuencia sea lo mas plano posible, así se facilitará el proceso de selección de las primeras llegadas.

El programa utilizado para el procesamiento de los datos sísmicos, *Focus 2D*, llama a este proceso como *ecualización de la traza (Trace Equalization, BALANCE)* (Figura 5.12).

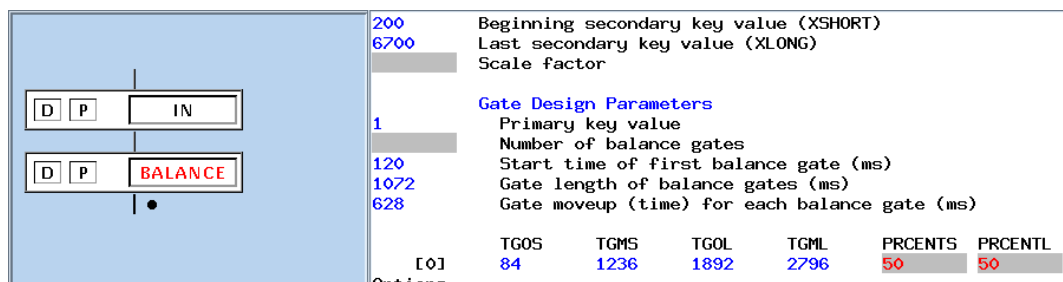


Figura 5.12 Modulo del *BALANCE*, parámetros requeridos

Para el cual se necesita de los siguientes parámetros:

- ✓ Offset cercano y offset lejano.
- ✓ Tiempos de inicio y final de la ventana de aplicación.

El módulo *BALANCE* calcula un escalar el cual es multiplicado a cada traza sísmica. Este calcula cada escalar a partir de la amplitud de una muestra de cada traza el cual ha sido especificado en una ventana de tiempo. La amplitud es calculada con la siguiente expresión:

$$Amplitud = \sum_{Principio\ de\ la\ Ventana}^{Final\ de\ Ventana} \frac{|Traza(T)|}{N} \quad 5.15$$

Donde T es el tiempo y N es el número de muestras distinta de cero dentro de la ventana de aplicación. Y la ecualización escalar es calculada mediante la siguiente ecuación:

$$Escalar = \frac{SFactor}{Promedio\ Amplitud} \quad 5.16$$

En el cual *SFactor* es controlado por el analista.

Una vez colocados los valores apropiados de entrada, el programa ejecuta este proceso sobre los datos, alineando en mejor forma las reflexiones.

La principal ventaja del uso del balance espectral, es que 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 cuyo espectro de frecuencia asociado, como se dijo anteriormente, sea lo más plano posible.

5.1.10 Autocorrelograma

Consiste en la representación gráfica de una autocorrelación de un grupo de trazas sísmicas y se aplica con la finalidad de seleccionar los parámetros más idóneos para aplicarlos en la deconvolución. (Figura 5.13). El autocorrelograma da una idea de la similitud promedio de las ondículas de una traza sísmica a través de una ventana determinada y por otro lado también es representativo del contenido de frecuencias de esas ondículas en la misma ventana.

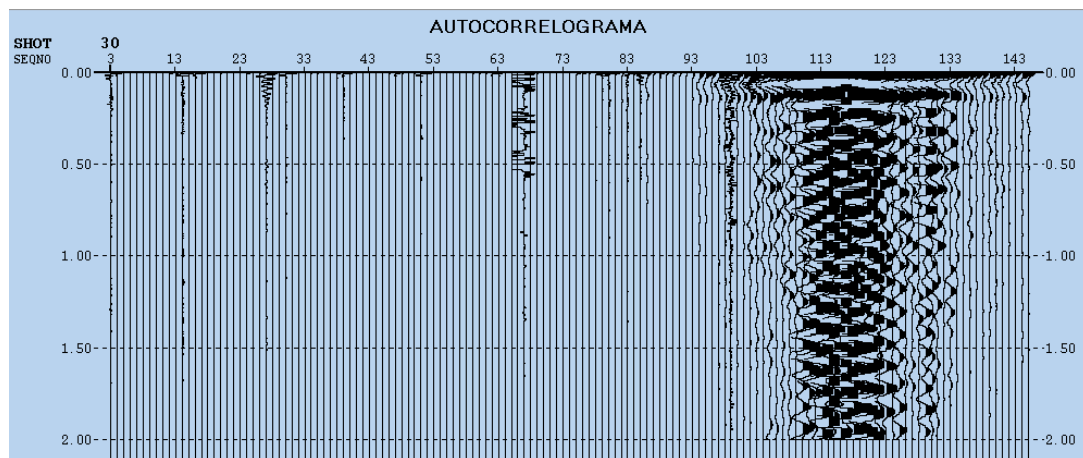


Figura 5.13 Ejemplo de un Autocorrelograma del disparo 30

El autocorrelograma es una buena herramienta para detectar tanto reverberaciones como múltiples asociados en una traza sísmica. El uso de los autocorrelogramas puede definir un operador de deconvolución, que colapse las ondículas de corto período dentro de una traza sísmica, lo más parecido a un impulso (Spike), removiendo de este modo, todas las posibles reverberaciones y múltiples que pudiesen existir en esa traza sísmica.

A partir de autocorrelograma crudo obtenido con el programa *Focus 2D*, se puede seleccionar el operador de deconvolución. En la gráfica anterior se observa que la energía repetitiva (periódica), está representada por reverberaciones, la longitud del operador mínima del operador, debe ser ligeramente mayor que el mayor período de dichas reverberaciones y se encuentra por el orden de los 200ms como se puede apreciar. Con la ayuda del autocorrelograma crudo, se puede observar además, la presencia de múltiples, los cuales nos indican entonces, que el operador recomendable para atenuarlo debería tener una longitud mínima de 1.25 veces el período del múltiple.

5.1.11 Filtro

Uno de los pasos más importantes en la secuencia procesamiento sísmico es el análisis de frecuencia temporal de los datos sísmicos y el filtrado de aquellas frecuencias en que el ruido predomina sobre la señal de la tierra. (Pereira, J., 1987)

Es necesario entonces aquí, definir el significado de señal y ruido sísmico en el procesamiento de los datos sísmicos.

Señal: es considerada por muchos autores, como una serie de reflexiones impulsivas de energía que tienen una relación uno a uno con la estratificación geológica vertical, en el punto medio entre fuentes y receptores.

Ruido: es cualquier interferencia que tienda a distorsionar aquellos eventos que son reflexiones primarias del subsuelo.

Existen varios tipos de filtros que pueden ser aplicados a los datos sísmicos, ellos se clasifican en *digitales* y *físicos*, los digitales son los que se usan más comúnmente en el procesamiento de los datos, estos filtros son usados para extraer rangos de frecuencia predeterminados de las trazas sísmicas y atenuar otros rangos que puedan ser considerados como ruidosos, y los filtros físicos, son los que constituyen los filtros eléctricos, que están en los equipos de grabación, entre ellos tenemos:

- ✓ *Filtro de corte bajo*: los cuales eliminan únicamente bajas frecuencias.
- ✓ *Filtro de corte alto*: eliminan únicamente las altas frecuencias.
- ✓ *Filtro Knoch*: elimina las componentes de determinadas frecuencias, este se utiliza, cuando se produce interferencia, debido a la proximidad de una línea de transmisión eléctrica o plantas generadoras de energía eléctrica.
- ✓ *Filtro antialias*: que como su nombre lo indica, es utilizado para evitar el fenómeno de aliasing y que satisfaga el teorema del muestreo.
- ✓ *Filtro pasabanda*: que es una combinación de un filtro de corte bajo y un filtro de corte alto, de este se hablará a continuación ya que es el filtro que más se utilizó en el presente trabajo.

El filtro pasabanda, fue el utilizado en este proceso ya que es la manera más simple de eliminar frecuencias ruidosas y que están fuera del espectro de frecuencia de la señal deseada. En el caso de que exista 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, (Del Pino, E., 1987), (Figura 5.14).

Generalmente el ruido de baja frecuencia corresponde al cono de ruido o de las ondas Love, producto de la onda superficial la cual viaja a través de las capas próximas a la superficie de la tierra, mientras que las altas frecuencias puede ser debido a la acción del viento sobre los geófonos, descarga eléctrica, estáticas y ruido cultural en general.

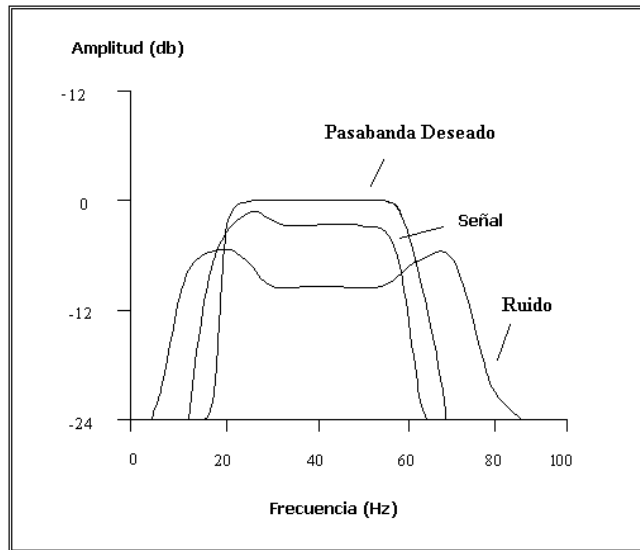


Figura 5.14 Separación Señal – Ruido, en el dominio de frecuencia

Como ya vimos anteriormente la zona de estudio presenta una gran cantidad de múltiples y de reverberaciones las cuales afectan en distinta formas a los registros sísmicos (Ver capítulo anterior de Análisis de Ruido), los cuales a pesar de los filtros de campo, la señal pierde calidad necesaria para su posterior procesamiento, debido a la cantidad de frecuencias ruidosas identificadas a color en la figura 5.15a

En él se aplicaron varios filtros con la misma ventana de tiempo, en donde los tiempos representan el 100 % de aplicación, los parámetros utilizados se pueden ver en la tabla 5.4 y los resultados de las pruebas se pueden observar en el Capítulo VI de Análisis de Resultados.

Filtro en el dominio de la frecuencia (Hz)

Tinicial	Tfinal	F1	F2	F3	F4
0	4000	6	12	20	30
0	4000	20	30	50	60
0	4000	50	60	90	105
0	4000	12	25	44	60
0	4000	18	20	45	54

Tabla 5.4 Parámetros utilizados en la aplicación del filtro variante en el tiempo.

Como puede observarse en la figura 5.15a, en las reflexiones profundas prevalecen las bajas frecuencias, mientras que en las reflexiones someras prevalecen las altas frecuencias, lo cual es de esperarse, debido a la absorción natural de las altas frecuencia en su recorrido por el suelo. Para compensar esta dependencia del espectro de frecuencia de la señal respecto al tiempo de grabación, se hace necesario la aplicación de filtros variantes en tiempo, ya que un filtro continuo en tiempo no considera los cambios en las frecuencias para los distintos registros y más aún en una zona estructuralmente compleja donde existen variaciones constantes en el rango de frecuencia. Es por ello se hace necesario la aplicación de un filtro variante en el tiempo o sobre segmentos de cada traza sísmica, tratando cada segmento como piezas separadas de análisis. Los resultados de la aplicación del filtro son solapados para evitar abruptas discontinuidades en la sección filtrada, y los cambios de la ventana de aplicación no pueden coincidir con partes importantes de la sección.

En consecuencia, es importante que al usar filtros variantes en tiempo, especialmente si los rangos de frecuencias varían en cada uno de los registros, es difícil conseguir un filtro que se adecue a todos los registros de la zona, pero sin duda que el uso de un filtro variante en tiempo se comporta muy bien como se pudo ver y sacar como conclusión después de varias pruebas, (ver figura 5.15b). En esta figura es notable la mejoría que sufren los eventos y se puede ver una mejor continuidad de los eventos en los que al principio no se podían apreciar en su totalidad.

Por otro lado, existen pasos en la secuencia básica de procesamiento, tales como la deconvolución y recuperación de ganancia, que tienden a balancear el espectro de frecuencia y añadir ruido que no existía, previo a su aplicación, es por ello, que se efectúa el análisis espectral y a la aplicación de filtros de frecuencia, después de la aplicación de estos procesos.

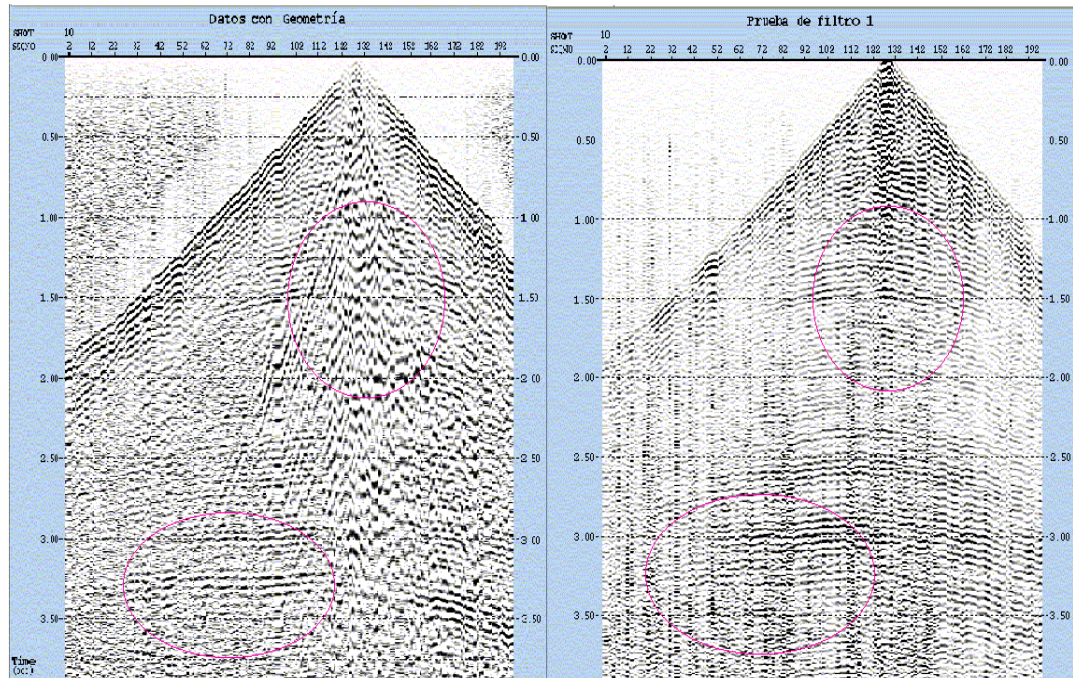


Figura 5.15 a.- Registro crudo en el cual se pueden distinguir las distintas reverberaciones y múltiples y b.- el mismo registro después de aplicado algunos filtros pasabanda

5.1.12 Deconvolución

Para entender este proceso de deconvolución hay que recordar que la respuesta impulsiva de la Tierra comprende, además de las reflexiones primarias, todos los posibles múltiples o reverberaciones (Ruido de tipo Coherente, ver Capítulo IV de Análisis de Ruido), originadas en las discontinuidades litológicas y variaciones de las propiedades físicas de las rocas. Cada traza sísmica puede ser modelada como la convolución de la respuesta impulsiva con la ondícula sísmica. (Yilmaz, 1987)

El objetivo básico de la deconvolución es de eliminar la energía reverberante y devolver la forma de cada ondícula en la señal, de la forma más parecida posible un pulso (Spike), (ver figura 5.16); es decir, dejando solo la reflectividad de la tierra en cada una de las trazas sísmicas.

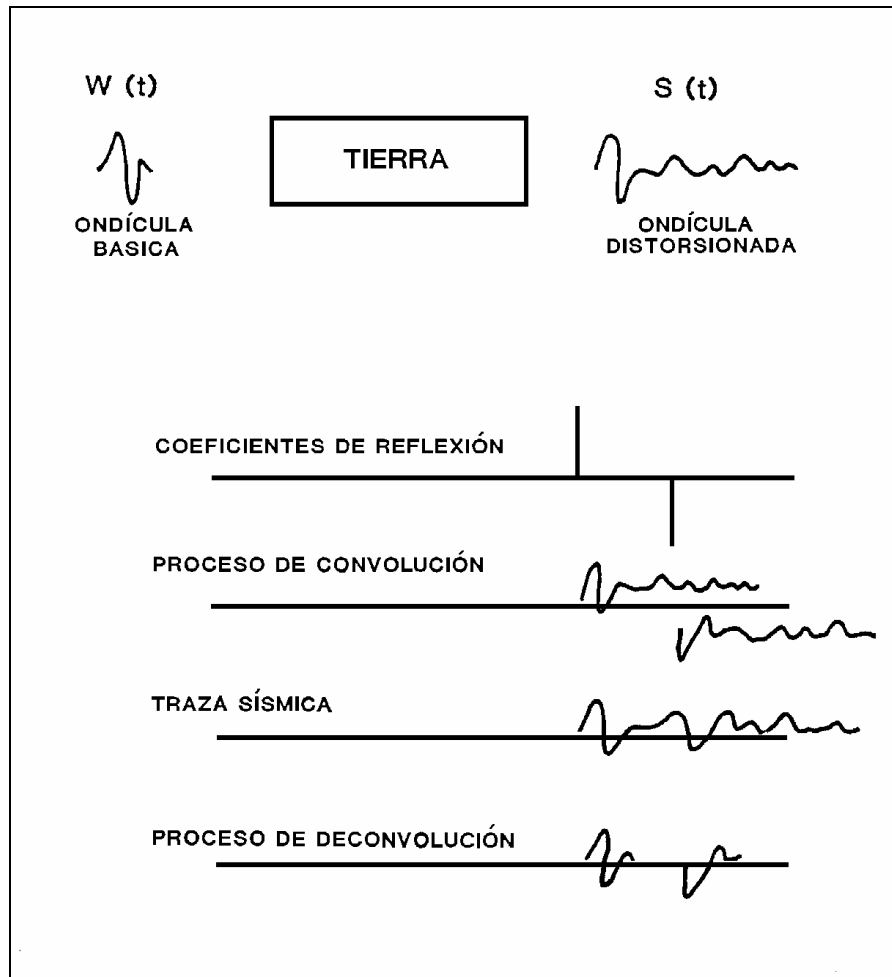


Figura 5.16 Objetivo básico de la convolución. Modificado de Pereira, J.

Los datos sísmicos de la línea de trabajo fueron adquiridos con una gran cantidad de múltiples, reverberaciones y efecto de periodicidad en la onda, a pesar del uso de filtros de campo, la señal grabada tiene una gran cantidad de frecuencias ruidosas como se puede apreciar en la que es el registro crudo figura 5.15a, los cuales nos llevo a hacer un estudio del ruido generado en la adquisición (ver Capítulo IV sobre el Análisis del Ruido). Con el uso de filtros del tipo pasabanda se pudo atenuar en parte los ruidos y las altas frecuencias, para poder luego aplicar el proceso de Deconvolución y así eliminar gran cantidad de múltiples, reverberaciones y periodicidad de la onda, a la vez, este proceso, nos permitió realzar y balancear en buena parte el espectro de frecuencia y amplitudes de cada una de las trazas sísmicas como se puede ver en la figura 5.15b.

Existen dos tipos de deconvolución que pueden ser aplicados a los datos sísmicos y estos son *Deconvolución Predictiva* y *Deconvolución Impulsiva*, (Manzoni, 2001).

El método o técnica de la *Deconvolución Predictiva* permite controlar y especificar el grado de resolución en la ondícula especificada. Con el uso de la distancia predictiva, los eventos periódicos pueden ser atenuados selectivamente.

Con esta distancia predictiva se pretende especificar la parte de la ondícula que se desea preservar y la parte que se desea atenuar.

La *Deconvolución Impulsiva* lo que hace es tratar de nivelar el espectro de amplitud tanto de las componentes de la señal como las componentes del ruido sísmico. Al igual que la deconvolución predictiva, ella busca comprimir suficientemente las ondículas de respuesta, y de esta forma reducir los múltiples y las reverberaciones, el inconveniente se presenta, en que este proceso puede influir en la relación señal-ruido, disminuyendo su cociente, lo que hace indispensable la aplicación de un filtro antes de la deconvolución de manera de eliminar la mayor cantidad de ruido presente en el registro.

Se hicieron pruebas de convolución predictiva traza a traza con una y dos ventanas variando el tiempo de predicción, longitud del operador y distancia predictiva y los resultados se podrán apreciar en la sección de resultados, en el capítulo siguiente. Para ello se utilizó el módulo *DECONVOL* del programa de procesamiento *Focus 2D*, (Figura 5.17) que entre los parámetros requeridos aquí fueron: Distancia predictiva, longitud del Operador, ventana de diseño, ventana de aplicación y porcentaje de ruido aleatorio.

La decisión de final de tomar los parámetros ideales para hacer la deconvolución sísmica, estará condicionados fundamentalmente por la característica del ruido aditivo y de los rasgos geológicos del subsuelo; pero debido a lo difícil de la cuantificación del ruido aditivo, y las condiciones geológicas del subsuelo del área de estudio (Ver Capítulo II de Geología del Área) que son muy complejas, en las cuales existen variaciones laterales de velocidades, velocidades muy altas cercanas a la superficie y estructuras compactas y muy

plegadas en el área de estudio, se hizo necesario, la realización de pruebas sistemáticas en las cuales se compararon los efectos sobre cada traza, y de esta forma se tomó una decisión adecuada en cuanto a los parámetros con los cuales se trabajaron aquí.

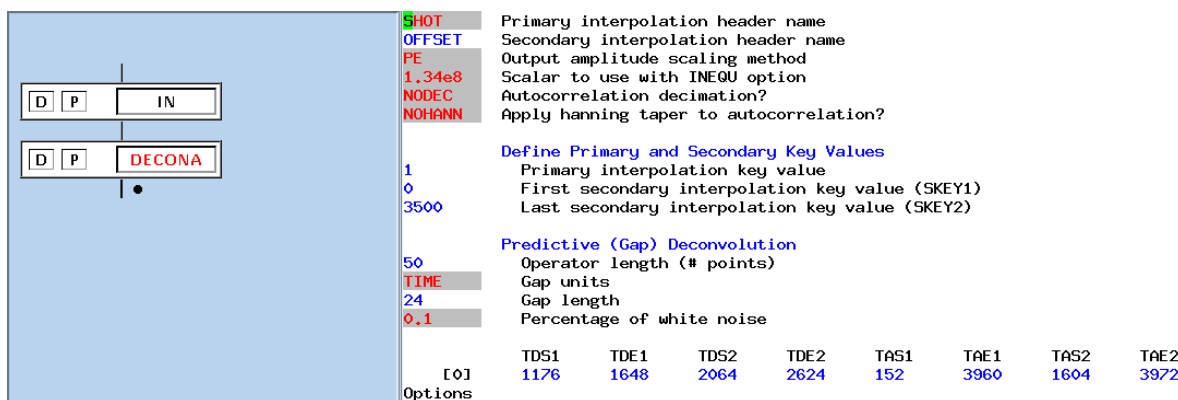


Figura 5.17 Modulo de Deconvolución

De la observación de estas pruebas sobre los registros sísmicos y escogiendo el que mejor se comporte, no quedará ninguna duda y existirá una alta probabilidad, de que el mejor operador de deconvolución hará un buen trabajo sobre el resto de los registros sísmicos que conforman la línea de trabajo.

La ventana de aplicación o el cálculo de la deconvolución, se construye en espacio (distancia) y en tiempo. Esta ventana es más fácil de definir, si se eliminan los ruidos ambientales antes de este proceso y el producido por las primeras llegadas, a través del diseño de un enmudecimiento (ó Mute). Generalmente se aplica sobre el registro completo en espacio y tiempo, para que no quede ningún segmento de traza sísmica sin ser deconvolucionada, en la figura 5.18b se puede apreciar un registro en donde se aplicó una deconvolución con una ventana de diseño entre 1176 a 1648 ms para trazas cercanas y 2064 a 2624 ms para trazas lejanas, de una distancia predictiva de 24 ms, longitud del operador de 200 ms, porcentaje de ruido blanco 0.1 % (En el Capítulo VI de Análisis de Resultados se podrá observar las distintas pruebas aplicadas al aquí).

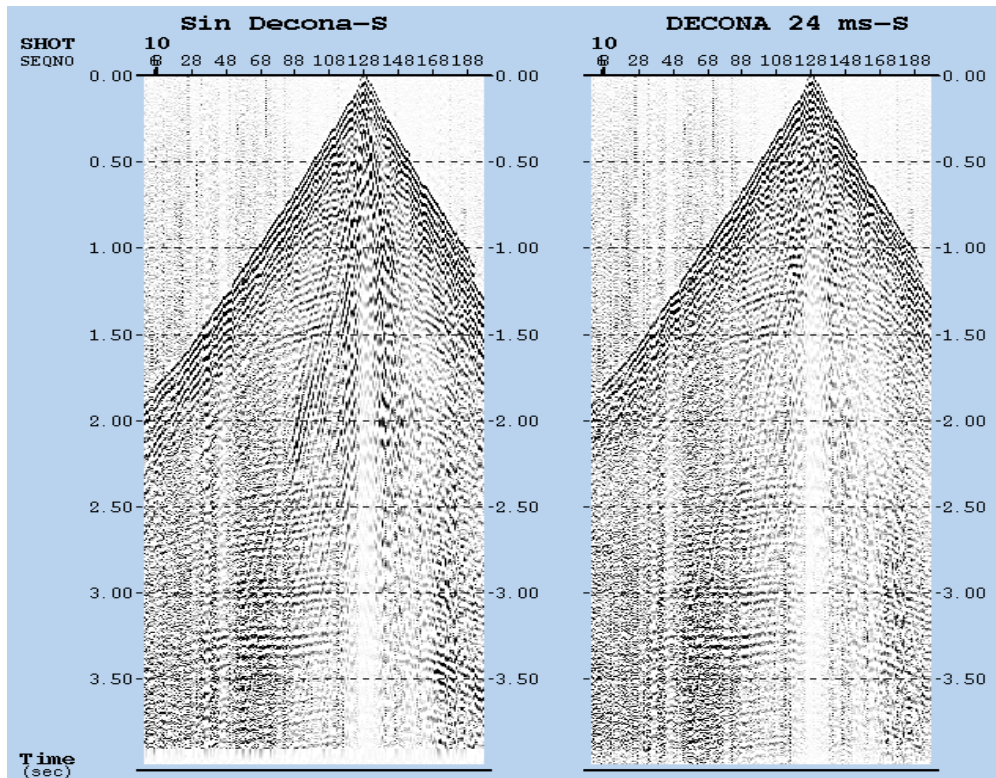


Figura 5.18 a.- Registro crudo b.- Ejemplo de deconvolución de 24 ms, de longitud de operador de 200 ms como se determinó anteriormente y 0.1 % de ruido blanco.

Hasta aquí, se dice que se ha cumplido con la etapa de pre-proceso, donde toda esta información ha sido almacenada en disco, los cuales estarán listos para ser usados en las siguientes etapas del procesamiento sísmico, tales como: cálculo y aplicación de correcciones estáticas, análisis de velocidades, apilado con corrección dinámica (NMO), cálculo y aplicación de estáticas residuales, migración parcial y migración.

5.1.13 Selección de Primeras Llegadas (Picking)

La selección de las primeras llegadas es una técnica utilizada comúnmente para realizar las correcciones estáticas de refracción, es decir, a partir de un promedio estadístico de los primeros quiebres, se puede estimar los tiempos intercepto y las velocidades para un modelo de refracciones.

El cálculo de las estáticas por primeras llegadas, es un proceso necesario, que permite corregir los efectos causados por capas superficiales de baja velocidad sobre los tiempos de llegada de las reflexiones sísmicas. La no corrección de dichos efectos, se manifiestan en la presencia de estructuras aparentes en los reflectores profundos y en la falta de continuidad de los mismos. Teóricamente, estos efectos son causados por dos tipos de estáticas, el primero por estáticas de largo período, mientras que el segundo es causado por estáticas de bajo período.

La presencia de capas de baja velocidad, cercanas a la superficie, originan distorsiones significativas en los tiempos de llegada de la energía sísmica que las atraviese, cuando se adquieren datos sísmicos de reflexión. El cálculo de estática de refracción es un método eficaz, capaz de corregir esos defectos.

Para la selección de las primeras llegadas de un registro sísmico, el analista debe escoger si va a picar el valle o el pico de la ondícula. Esto dependerá de la calidad de los datos y de la apreciación del analista que va a procesar los datos. Una vez que se decide sobre el criterio de selección, éste se deberá mantener a lo largo de la selección de las primeras llegadas de todos los registros que conforman la línea sísmica.

Es en esta etapa donde se realiza el último control de calidad del proceso de cargar geometría a los registros de campo, puesto que para la selección de las primeras llegadas el programa aplica por sí mismo una corrección dinámica lineal (LMO), horizontalizando los primeros arribo registro por registro.

En la figura 5.19 se puede observar el estimado de los tiempos de llegadas sobre el disparo 10. El programa determina las primeras llegadas usando un análisis a través de *Las Redes Neurales (FBNET)*, algoritmo que utiliza una rutina generalizada posterior a los errores de tiempo de propagación, algoritmo descrito por Taner (1992). Se puede observar en la figura, que la línea de contorno de color rojo sobre las primeras llegadas se mantiene constante, el cual es consistente con el resto de los disparos de la línea, lo que indica que la fase de cargar geometría fue satisfactoria.

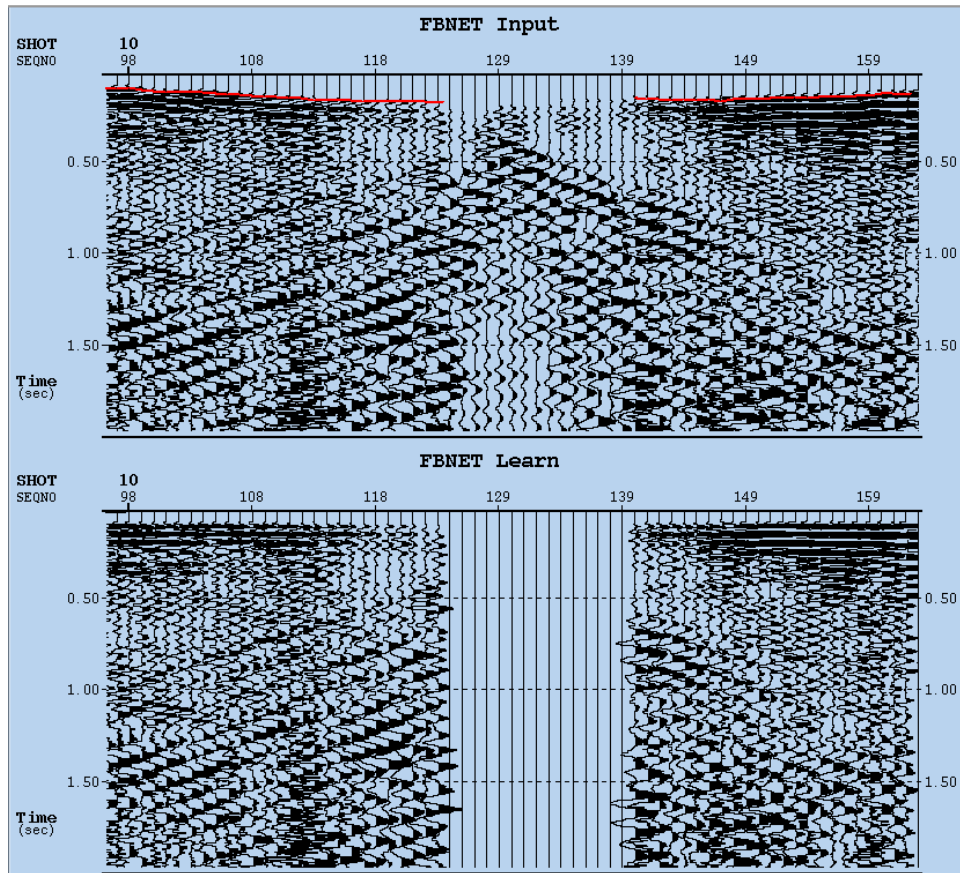


Figura 5.19 Selección de primeros quiebres sobre el disparo 10, en la parte superior aparecen marcados en rojo los primeros quiebres. En el gráfico inferior aparecen los quiebres alineados cerca de los 100 ms como control de calidad

Si se llegase a encontrar algún registro con geometría dudosa, habría que retornar a la fase de cargar geometría, revisar y corregir el registro, luego regresar nuevamente a esta etapa de selección de primeras llegadas.

El programa permite también hacer un control de calidad a los primeros quiebres (ó First Break) a través de la aplicación llamada *refractor interactivo y definición de control de calidad*, que no es más un gráfico tiempo versus distancia fuente receptor (offset), en donde aparecen representados cada uno de los primeros arribo. En la figura 5.20, podemos ver una nube de puntos que corresponden a los primeros arribos ordenados por distancia fuente receptor (Offset), cada punto significa la llegada de cada una de las trazas que corresponden a cada registro. Si un punto estuviese muy separado de la tendencia del resto

de los puntos, pues entonces esa traza a sido mal escogida, en este caso habría que regresar a ese registro y escoger nuevamente la primera llegada de la onda sísmica. Esta aplicación sirve también para seleccionar otros parámetros que serán necesarios para crear el Modelo Geológico cercano a la superficie para las correcciones estáticas y que veremos a continuación.

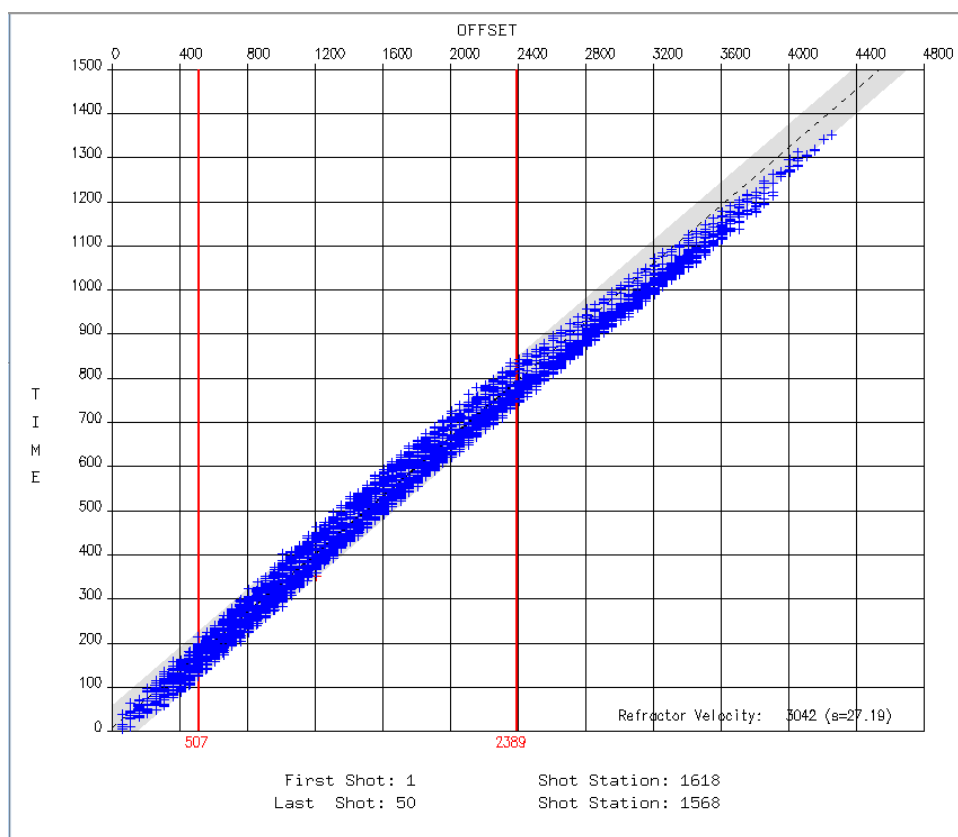


Figura 5.20 Gráfico de tiempo versus offset para 50 registros. En el se representan el modelo y la velocidad del refractor.

Estos valores de tiempo de las primeras llegadas son almacenados en un archivo del disco para su uso en procesos posteriores.

5.1.14 Cálculo de Estática a la Superficie

En general, las correcciones estáticas, eliminan el retardo que sufre la onda sísmica al atravesar la capa meteorizada (ó weathering). Esta es una capa poco consolidada de

sedimentos que se encuentra ubicada en los primeros metros por debajo de la superficie terrestre y que afecta la calidad de los datos sísmicos.

El método de corrección por estáticas es un método estándar para la referenciación de los datos sísmicos. Este es aplicado comúnmente para corregir variaciones de espesor y velocidad de viaje de la señal sísmica cercana a la superficie, causado por la capa meteorizada y por los efectos topográficos. Este método es adecuado, cuando los ángulos emergentes son pequeños, tal que las trayectorias de los rayos cercanas a la superficie son cercanamente verticales, (Bevc, D., 1997). (Figura 5.21)

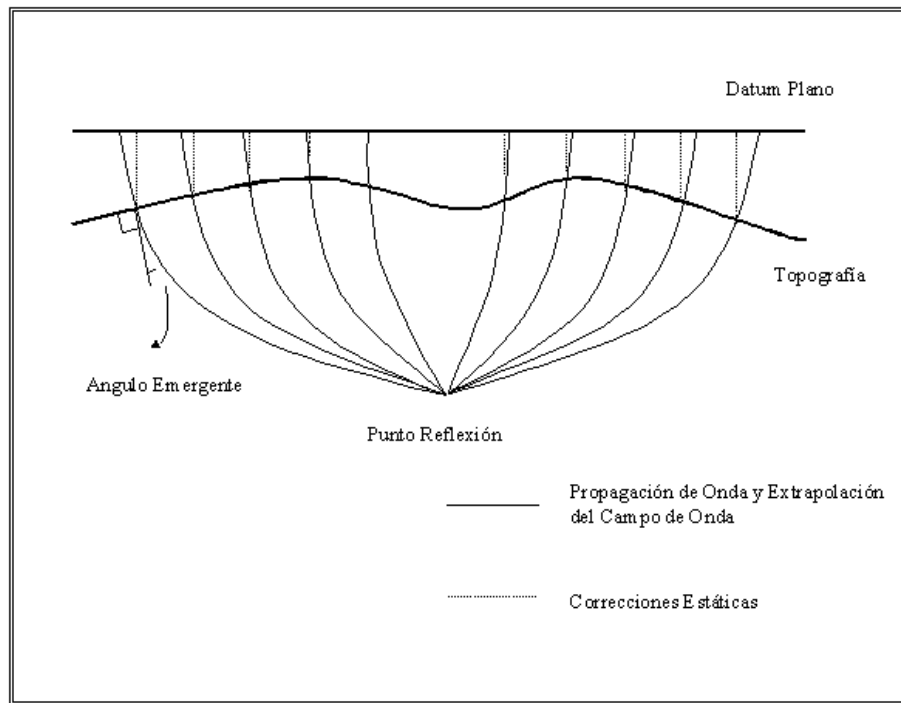


Figura 5.21 Trayectoria de rayos cercana a la superficie. (Modificado de Bevc, 1997).

La aplicación de estas correcciones sobre los datos, sirve para compensar estas variaciones tanto de espesor como de velocidad, de la capa meteorizada, y los efectos de la variación en las cotas o elevaciones de las estaciones, de tal manera de que todos los datos sísmicos se puedan referir a un mismo nivel de referencia, o lo que es lo mismo, llevar las fuentes y los receptores que se encuentran actualmente en superficie, a un plano de referencia (también llamado *Datum*), siempre y cuando las trayectorias de los rayos sean consistentes con la propagación del campo de ondas.

Cabe destacar, que las correcciones estáticas comprenden una corrección de tiempo constante de la traza sísmica, que es opuesto a las correcciones dinámicas las cuales comprenden correcciones de tiempo variable sobre la traza (Alarcón P., 2002).

De las importantes razones que se pueden mencionar para aplicar las correcciones estáticas en el procesamiento de los datos, tenemos las siguientes:

- ✓ Colocan la fuente y el receptor en un Datum plano constante.
- ✓ Ayudar a asegurar que los eventos en la línea que se cruzan coincidan.
- ✓ Mejoran la calidad de otras etapas del procesamiento, tales como el análisis de velocidades, migración parcial y de migración.

5.1.14.1 Estáticas de Campo

Si se tiene conocimiento de la topografía de línea sísmica, teniendo en cuenta los parámetros de la fuente, de los receptores, de la velocidad y espesores de las capas cercanas a la superficie, se puede calcular (en principio) una solución completa de *la estática* (Figura 5.22). Esta solución es llamada estáticas de campo para poder diferenciarlas de otro tipo de soluciones, (Alarcón, P., 2002).

En las estáticas de campo se tienen dos componentes de las estáticas totales, una para la fuente y otra para los receptores. Para calcular las soluciones existen dos vías para determinarlas, una de ellas es calcular el retardo de la capa cercana a la superficie a partir de sus valores de velocidad y espesor, otra forma es reemplazando las velocidades de las capas cercanas a la superficie por una velocidad constante llamada *velocidad de reemplazo*, y dependiendo de la elevación con respecto al Datum se calcula el valor de la estática, (Alarcón, P., 2002).

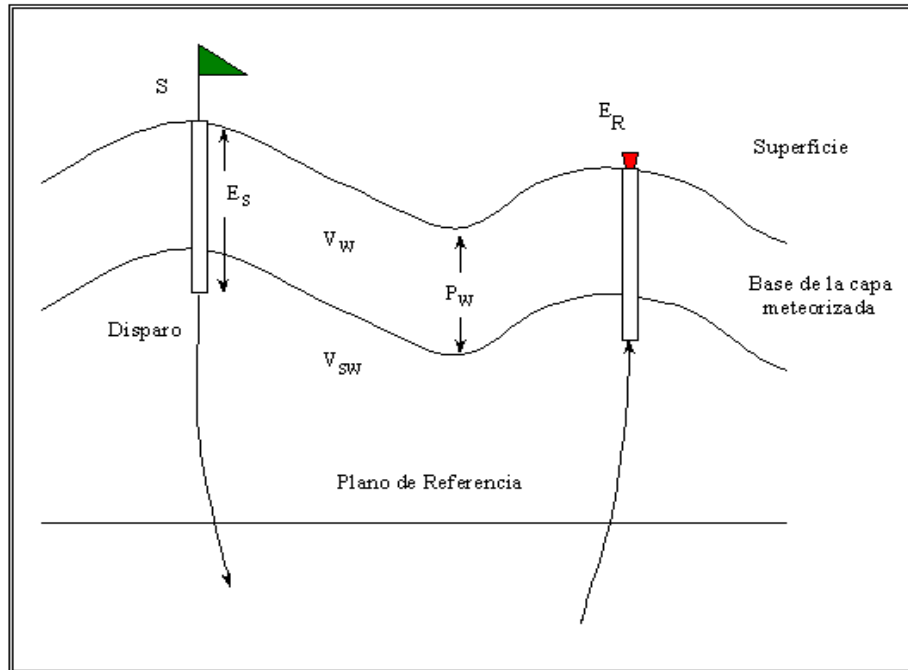


Figura 5.22 Trayectoria de las reflexiones para modelo de capa meteorizada, el mismo permite ilustrar las condiciones para el calculo de estáticas de campo

5.1.14.2 Calculo del Retardo Total

Este método se puede observar en la figura 5.23, el retardo total se puede medir mediante las siguientes expresiones:

$$t_S = \frac{d_{SD} - d_S}{V_{SW}} \quad (5.1)$$

$$t_R = \frac{d_{RD} - d_W}{V_{SW}} + \frac{d_W}{V_W} \quad (5.2)$$

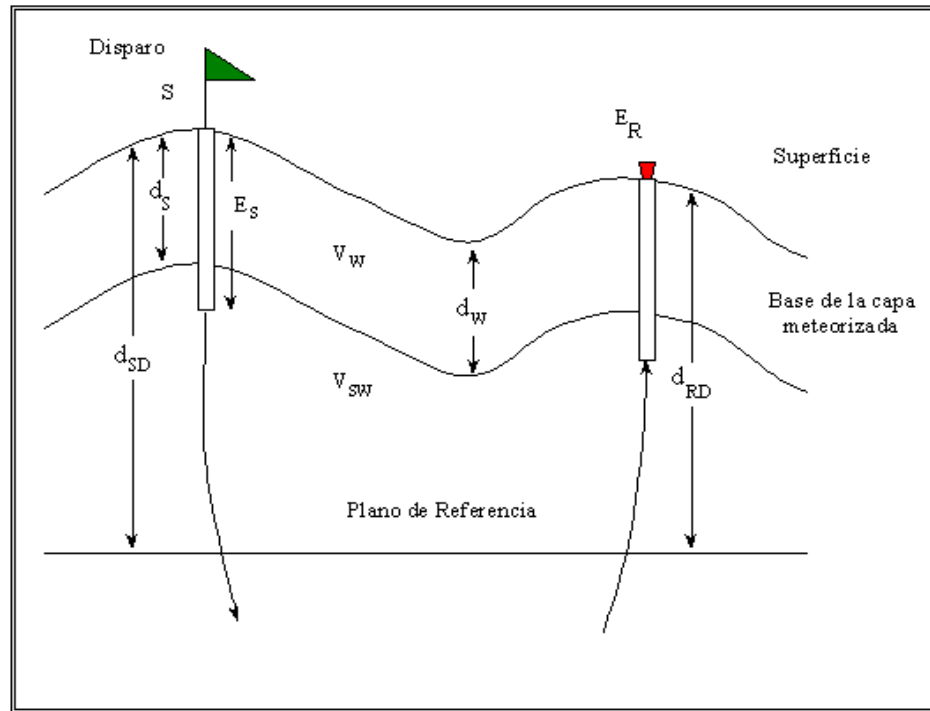


Figura 5.23 Estáticas de Campo utilizando el método de cálculo de retardo total.

Donde t_S y t_R son el tiempo de corrección del disparo y del receptor respectivamente, d_W la profundidad de la capa meteorizada, d_S la profundidad del disparo, D la elevación del Datum, E_S la elevación del disparo, E_R la elevación del receptor, d_{SD} la elevación del disparo al Datum, d_{RD} la elevación del receptor al Datum, V_W la velocidad de la capa meteorizada (weathering) y V_{SW} la velocidad de la capa subsiguiente (ó subweathring).

De esta forma se puede calcular el retardo de la capa, simplemente dividiendo la longitud del rayo entre la velocidad de ésta. Para el caso sencillo de dos capas, la estática del disparo es simplemente la distancia de la base del pozo al Datum dividido entre la velocidad de la capa infrayacente a la meteorizada. De igual forma se calcula para el receptor, además de añadir el retardo de la capa meteorizada.

5.1.14.3 Cálculo de la Estática Mediante Capa de Reemplazo

Este método utiliza el uso de capas de reemplazo seguido por una corrección por elevación, como se aprecia en la figura 5.24.

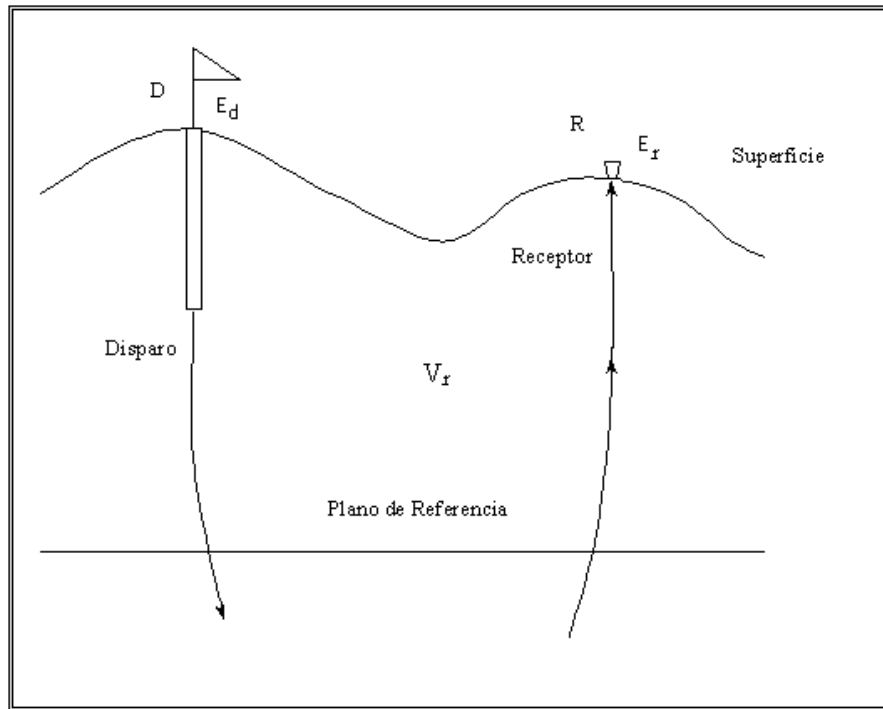


Figura 5.24. Estática de Campo utilizando el método de capa de reemplazo

El cálculo de las estáticas por el método de capa de reemplazo se puede obtener mediante las siguientes expresiones:

$$t_{EXS} = (d_{SD} - d_S) \left(\frac{1}{V_{SW}} - \frac{1}{V_R} \right) \quad (5.3)$$

$$t_{EXR} = d_W \left(\frac{1}{V_W} - \frac{1}{V_R} \right) + (d_{RD} - d_W) \left(\frac{1}{V_{SW}} - \frac{1}{V_R} \right) \quad (5.4)$$

Y para la corrección de la elevación tenemos:

$$t_{ELS} = \frac{d_{SD} - d_S}{V_R} \quad (5.5)$$

$$t_{ELR} = \frac{d_{RD}}{V_R} \quad (5.6)$$

Donde t_{EXS} y t_{EXR} son los tiempos de corrección total para el disparo y receptor respectivamente, V_R la velocidad de reemplazo, t_{ELS} y t_{ELR} el tiempo de corrección de elevación.

El éxito de este método se logra cuando se sustituye las velocidades de las capas por una velocidad de reemplazo, se puede calcular un valor de tiempo de corrección total para cada capa, el cual es el producto de la diferencia entre los espesores y la diferencia de los inversos de las velocidades real y de reemplazo (Alarcón, P., 2002).

En general se puede expresar el tiempo de corrección total como:

$$t_{EX} = d \left[\frac{1}{V_{REAL}} - \frac{1}{V_R} \right] \cdot t \quad (5.7)$$

Donde t_{EX} es el tiempo de corrección total, d el espesor de la capa, V_{REAL} el valor real de la velocidad y V_R la velocidad de reemplazo.

Para hacer el cálculo de la estática total, solo se suma el valor del tiempo de corrección total y la corrección por elevación, tanto para el disparo como para el receptor, lo que quedaría:

$$t_S = t_{EXS} + t_{ELS} \quad (5.8)$$

$$t_R = t_{EXR} + t_{ELR} \quad (5.9)$$

Para lo cual t_S y t_R es la corrección total de estática para la fuente y el receptor respectivamente.

Para ambos métodos explicados previamente, se asume que la velocidad y el espesor de la capa meteorizada es conocida, en la práctica uno de los mayores problemas es determinar estos valores, (Alarcón P., 2002).

5.1.15 Determinación de las Estáticas de Elevación

Si se desea procesar la línea sísmica a un plano de referencia determinado, por ejemplo, al plano del nivel medio del mar, entonces será necesario realizar efectuar la corrección estática de elevación. En este sentido, si se asume que la velocidad con que viaja la onda sísmica y espesor de la capa meteorizada es constante a lo largo de la línea sísmica, se podrá calcular el tiempo que la onda sísmica tardaría viajando a través de la capa meteorizada, para cada estación. De esta forma, las variaciones de la onda sísmica a través de la capa meteorizada no afectarían la corrección, ya que se asumió esta capa es de velocidad y espesor constante, (Manzoni, 2001).

Es necesario precisar, que la corrección estática para cada disparo, será igual para todas sus trazas, mientras que la corrección estática para receptores será diferente, ya que un disparo tiene diferentes estaciones receptoras.

Este método se puede observar en la figura 5.24, el cálculo de correcciones estáticas de elevación se lleva a cabo mediante las ecuaciones 5.5 y 5.6 donde T_{ELS} es el tiempo de corrección de los disparos y T_{ELR} es el tiempo de corrección de los receptores.

5.1.16 Aplicación de Estáticas de Elevaciones

Ahora que nosotros hemos creado y verificado los primeros quiebres o las primeras llegadas, podemos entonces crear una solución de estáticas de elevación. Para ello

necesitamos los valores de elevación para cada una de las estaciones de disparo y de los receptores sobre la superficie terrestre.

Para procesar la línea sísmica a un plano de referencia determinado, se precede de la siguiente manera, se toma una altura promedio de las elevaciones de cada una de las estaciones, con el fin de que la corrección por elevación, para efectos del movimiento de la traza sea mínima, de esta manera se podrá conservar la forma hiperbólica de onda, en el momento de efectuar la corrección de elevación.

El programa *Focus 2D*, define un modelo geológico de entrada con el modulo llamado *DUMIN* (es decir, se crea un modelo a partir del espesor y la velocidad la capa meteorizada), ordenando los datos por punto común en profundidad (*CDP*), luego, utilizando el modulo *DATUMS*, crea un modelo automático de referenciación, el cual asume que la velocidad con la que viaja la onda sísmica y el espesor de la capa meteorizada es constante a lo largo de toda la línea sísmica. Es entonces cuando calcula el tiempo que la onda sísmica que tardaría viajando a través de la capa meteorizada, para cada estación de disparo y de receptor. Estos valores numéricos (valores medidos en tiempo) son guardados en archivos que crea el mismo programa, los cuales, permitirá en un futuro, modificar o listar dichos valores.

Estas correcciones se hicieron con una ligera variación de la formulación matemática descrita anteriormente, las cuales son:

$$T_C \text{disparos} = \frac{D - E_S + D_S}{V_{Sw}} \quad (5.10)$$

$$T_C \text{receptores} = \frac{D - E_S}{V_{Sw}} \quad (5.11)$$

Donde $T_C \text{disparos}$ es el tiempo de corrección de los disparos y $T_C \text{receptores}$ es el tiempo de corrección de los receptores, D es la elevación del Datum, E_S la superficie de elevación, D_S la profundidad del disparo y V_{Sw} la velocidad del Subweathering.

La aplicación de estas estáticas se puede hacer mediante la ventana de *recobro interactivo de valores estáticos QUIXTAT* del mismo programa *Focus 2D*. El módulo de *QUIXTAT* es una ventana de iteración, la cual utilizaremos para aplicar todas las correcciones que hagamos de aquí en adelante, solo se selecciona las estáticas que se desean aplicar a los datos luego de haberlas creado previamente, en este caso aplicamos las estáticas de elevación (ó *DATUMS*), corrección que se pueden observar en la figura 5.25 sobre el registro del disparo.

Mediante esta ventana *QUIXTAT*, también se podrá hacer un control de calidad de las estáticas aplicadas aquí y se podrá visualizar la corrección que será hecha a cada una de las trazas. Una vez calculadas las estáticas por elevación, se puede proceder a aplicarlos sobre los datos de la línea de trabajo.

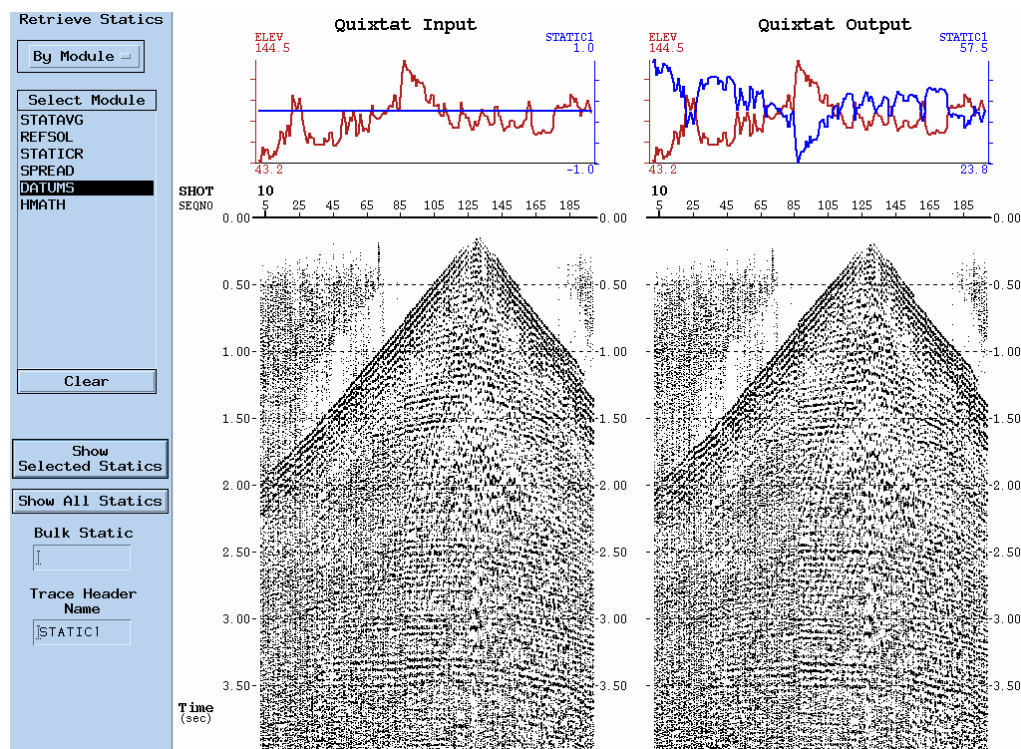


Figura 5.25 Aplicación de las estáticas de elevación (ó *DATUMS*), a través de la ventana *QUIXTAT*.

5.1.17 Determinación de las Estáticas de Refracción

En definitiva, el método para estimar las estáticas de refracción, es analizar las primeras llegadas, las cuales, según la distribución de las distancias fuente-receptor (llamada también *offset*) y la distancia entre receptores a lo largo del levantamiento, permitirá obtener la información necesaria para corregir las componentes de largo y corto período de los datos sísmicos y compensar el retardo que sufre la onda sísmica al atravesar la capa meteorizada, del mismo modo que corregirá las variaciones en las cotas o elevaciones de cada una de las estaciones donde se encuentran la fuente y los receptores.

Ahora bien, no solamente las capas de baja velocidad, cercanas a la superficie, originan distorsiones, si no también las capas de velocidades altas, como las que se presentan en nuestra zona de estudio, ambas provocan distorsiones significativas en los tiempos de llegada de la energía sísmica que las atraviesa.

Para obtener una solución estática por el método de refracción, se debe seguir los siguientes pasos:

- ✓ Generación del modelo geológico cercano a la superficie.
- ✓ Selección de las primeras llegadas (Picking).
- ✓ Definición de Refractores.
- ✓ Cálculo de la velocidad del refractor.
- ✓ Análisis de los tiempos de retardo.
- ✓ Cálculo de estáticas a la superficie.

5.1.17.1 Generación del modelo geológico cercano a la superficie para el Cálculo de Estática

En esta etapa se calcula el espesor de la capa meteorizada y su velocidad, parámetros necesarios para las correcciones de estáticas.

La definición del modelo geológico cercano a la superficie, significa poder calcular las características de espesor y velocidad de la capa meteorizada (o del Weathering) entre la superficie y el refractor mismo. Lo que se trata de hacer en esta etapa, es transcribir el *marco geológico* en un *Modelo* (Manzoni, 2001).

El programa realiza esta tarea, en primer lugar, calculando el espesor de la capa meteorizada, luego calcula la elevación de ésta, restando a la elevación de la superficie el espesor de la capa cercana a la superficie. La creación de este modelo lo veremos a continuación en la sección de aplicación de la estática de refracción.

5.1.17.2 Definición del refractor

Para determinar cuáles y cuantos refractores se pueden extraer de los valores seleccionados de las primeras llegadas, se procede a analizar gráficamente la nube de puntos arrojados por el programa producto del cálculo de las primeras llegadas y se determina las posibles variaciones de dichos valores.

El único fenómeno que interesa ser incluido, es el refractor de la primera capa, por esta razón se excluye las distancias fuente receptor cercanas (near offsets), y la distancia fuente receptor lejanas (far offsets) y considera de igual modo el punto donde ocurre un cambio de pendiente en la densidad de puntos seleccionados, a través de las primeras llegadas (figura 5.20). Con esto se asegura estar trabajando con un modelo de una sola capa.

Si se tomaran en cuenta de la selección de las primeras llegadas un modelo después del punto donde existe un cambio de pendiente, se estará corriendo el riesgo de involucrar modelos geológicos de dos o más capas, lo que pudiera perjudicar la generación del modelo geológico final y su solución estática. El programa también calcula la velocidad del refractor, aproximando la nube de puntos a una recta de velocidad por mínimos cuadrados como se puede ver en la figura 5.20.

5.1.17.3 Tiempos de retardo (Delay Times)

Los tiempos de retardo de la fuente y el receptor se calculan para todos los refractores que puedan definirse para todos los datos disponibles, para ello han sido desarrollados una variedad de algoritmos para el análisis de los datos de refracción, los cuales difieren en la manera de definir y calcular los tiempos de retardo.

El método más usado para la determinación y análisis de los tiempos de retardo es el de Gauss-Seidel. Este método consiste en un algoritmo que resuelve un grupo de ecuaciones en el dominio de mínimos cuadrados. El método arroja una solución que mejor se ajusta a un grupo de ecuaciones, esto significa, que lo que queda luego de extraer la solución (es decir, tiempo de retardo y velocidad del refractor), es mínimo en el sentido de mínimos cuadrados. Estos tiempos de retardo serán directamente afectados o influenciados por los tiempos seleccionados en las primeras llegadas (Manzoni, 2001).

5.1.18 Aplicación de Estática por Refracción

La aplicación de las estáticas por refracción o de primeras llegadas, sobre los registros sísmicos, se realizó después del balanceo espectral, debido a que la aplicación de ésta corrección estática, genera un corrimiento en tiempo (ó Time Shift), de las trazas sísmicas, lo cual modificará la posición de los reflectores con relación a sus tiempos de reflexión.

El programa *Focus 2D*, crea un modelo de entrada, de espesores y velocidades que describe la capa meteorizada, en la base de dicha capa (con el modulo *DUMIN*). Luego, define un modelo a partir de los tiempos de retraso; la aplicación tiene el nombre de *tiempo de retardo tomográfico (REFSOL*, i.e., Tomographic Delay Time) (Figura 5.26), el cual necesitó de los siguientes parámetros:

- ✓ Archivo que contiene las primeras llegadas: *FBNET02*.

- ✓ Modelo geológico a partir de las primeras llegadas y que contiene el refractor asignado: *MOD02*.
- ✓ Velocidad de reemplazo: *1800* m/s.
- ✓ Elevación del plano de referencia: *400* m.
- ✓ Archivo que contiene las elevaciones del plano de referencia: *DATSTAT2*.
- ✓ Velocidad de la capa de baja velocidad: *800* m/s.

Estos parámetros los podemos algunos dentro de los recuadros de color amarillo en la figura 5.26.

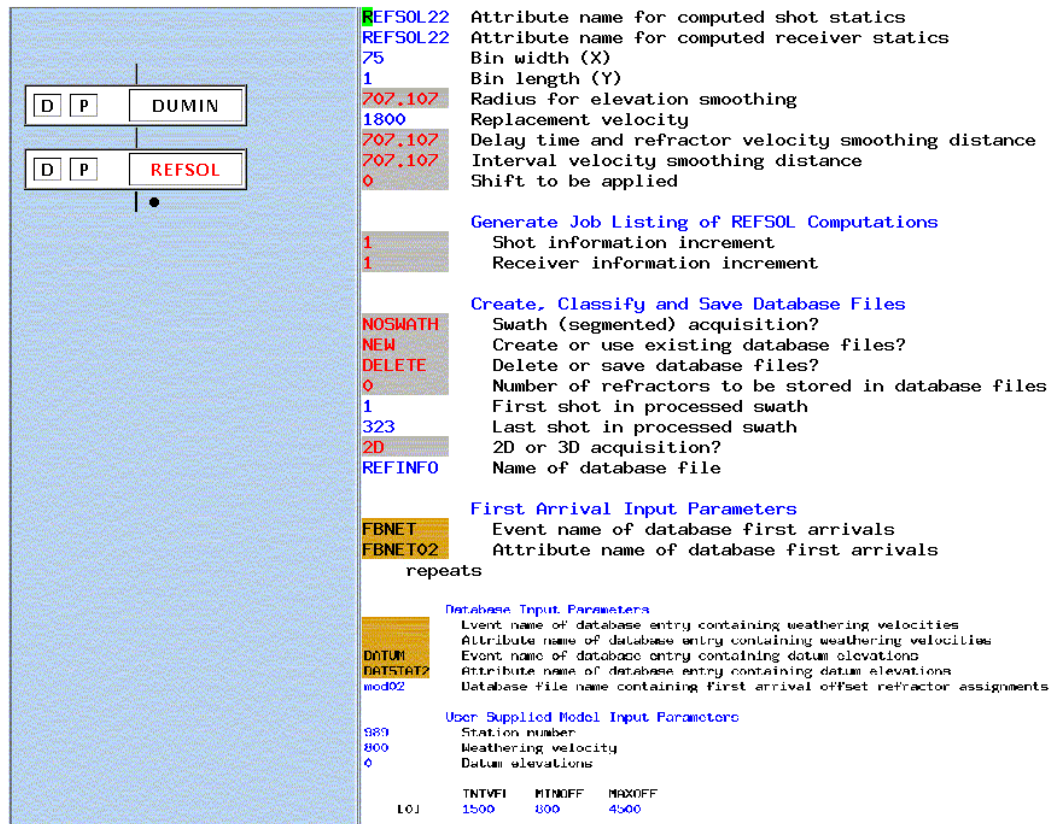


Figura 5.26 Modulo de Refsol para la aplicación de Estáticas de Refracción, los recuadros de color amarillo contienen los archivos en los cuales han sido almacenados procesos previos.

Automáticamente el programa calcula la solución por estática de refracción. El programa almacenará estos resultados en dos archivos distintos, un archivo para las fuentes y otro archivo para los receptores, los valores almacenados, son valores de tiempo que

serán sumados o restados dependiendo de su signo, los cuales el programa discriminará de que forma se trasladará la traza sísmica, hacia arriba si la corrección de es signo negativo y hacia abajo si es de signo positivo, es decir se disminuirán o incrementarán los tiempos de las trazas sísmicas con respecto al tiempo cero de la sección sísmica.

Estos valores numéricos (valores en tiempo) son guardados en archivos que crea el mismo programa como se vio anteriormente, los cuales, se podrán aplicar mediante el programa a través del modulo de *recobro interactivo de valores estáticos QUIXTAT*.

Dentro de la ventana de *QUIXTAT* se selecciona las estáticas de refracción (*REFSOL*) creadas anteriormente, tanto para las fuentes como para los receptores y se aplican (Figura 5.27).

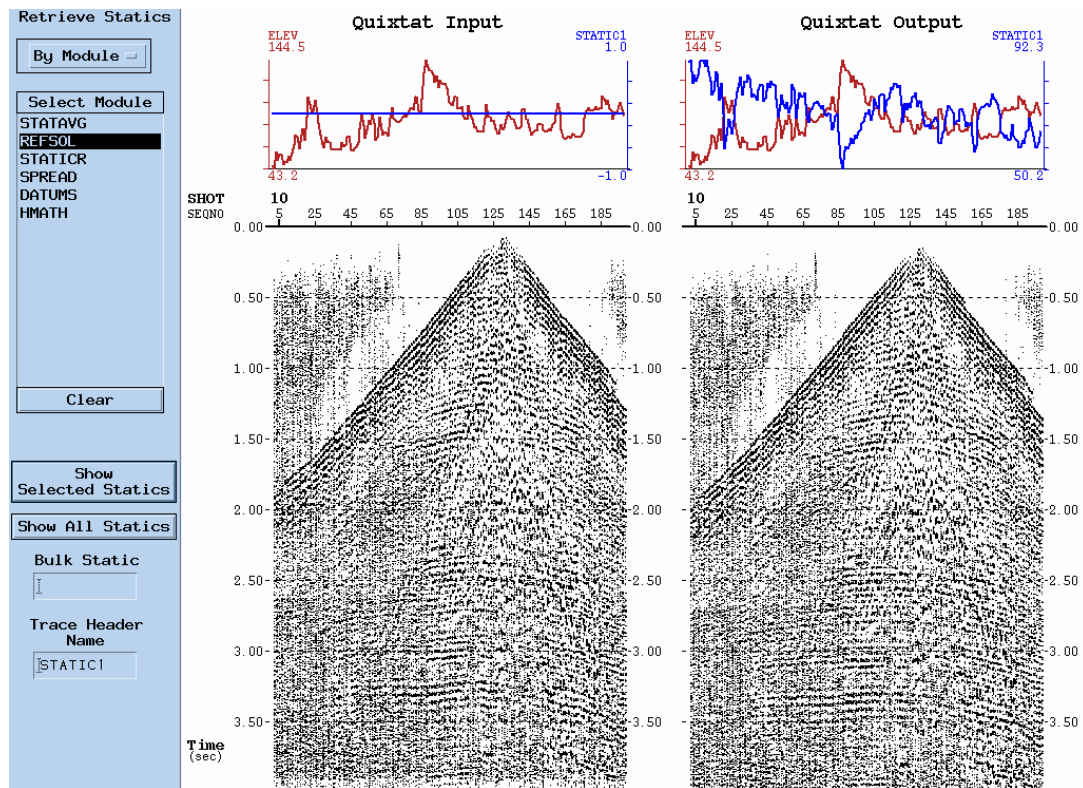


Figura 5.27 Aplicación de las estáticas de refracción (ó *REFSOL*).

Si comparamos los datos de entrada con los datos de salida en la figura, se puede apreciar como se alinean mejor los eventos del registro, pero en la parte superior, se puede

observar en la gráfica, el perfil de las elevaciones de la zona contra el valor de la corrección de estática que se aplicó en esa zona, y como se puede ver estas correcciones se comportan de la misma forma que tiene la superficie pero de forma inversa, que es lo que se espera que ocurra en la zona, esto pudiera corroborar a manera de tener un control de calidad de la aplicación de las estáticas de refracción.

5.1.19 Corrección Dinámica (Normal Move Out, NMO)

Antes de que las trazas sean apiladas (sumadas), la reflexión necesita ser ajustada a su verdadero tiempo de viaje de ida y de vuelta, en otras palabras una corrección de tiempo debe ser efectuada para compensar el tiempo de viaje de la componente horizontal de velocidad de la onda sísmica grabada, lejano a la estación de disparo (Manzoni, 2001).

Entonces, este tiempo hay que corregirlo a través de la ecuación:

$$\Delta t_{nmo} = t(x) - t_0 \quad 5.12$$

Donde $t(x)$ es el tiempo registrado, Δt_{nmo} es la corrección y t_0 el tiempo vertical de la reflexión (de ida y vuelta). Recordemos que el tiempo registrado o tiempo de viaje viene expresado por:

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{V^2} \quad 5.13$$

Donde x es la distancia entre las posiciones de la fuente y el receptor, v es la velocidad del medio que se encuentra por sobre la interface reflectora y t_0 es dos veces el tiempo de viaje, para esto es útil la función de velocidad, ya que ella nos da información de la velocidad del medio, la cual no es conocida a priori, pero a través del *análisis de velocidad* como se verá más adelante, se puede determinar la velocidad que logra corregir cada evento geológico primario.

Una vez estimada la velocidad del medio, los tiempos de viaje pueden ser corregidos y de esta forma remover la influencia del offset como se muestra en la figura 5.28.

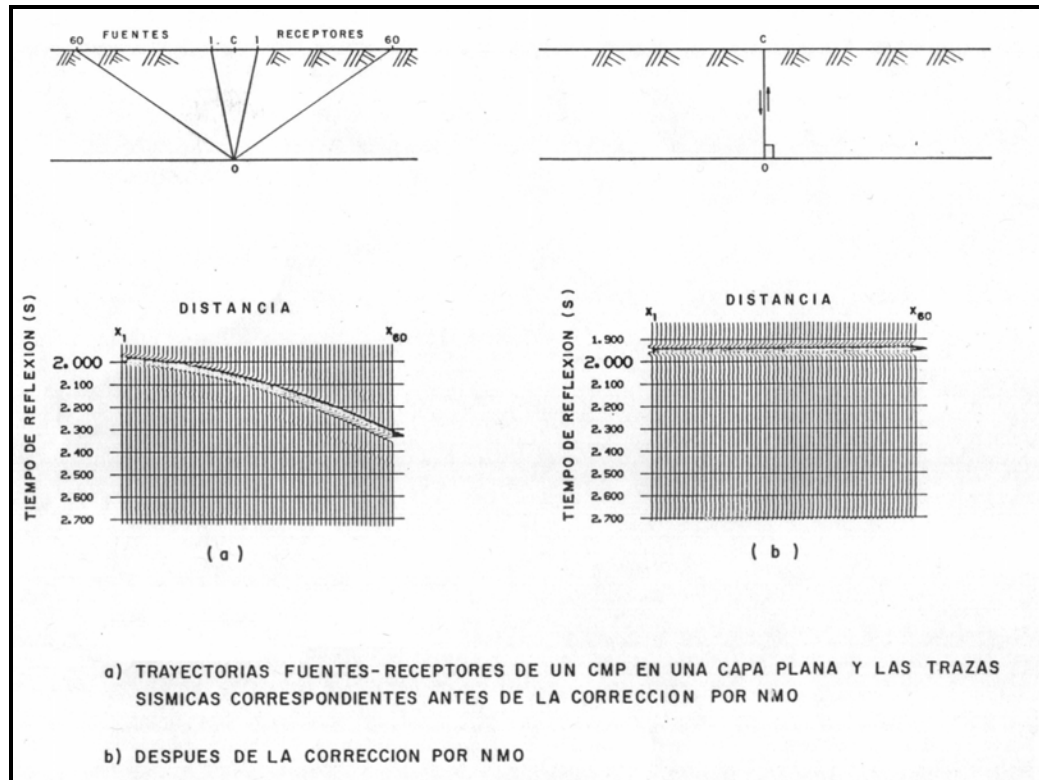


Figura 5.28 Corrección por NMO de las trayectorias fuente-receptor para una capa plana (NMO), (Modificado de Pereira, 1987).

La corrección NMO de la diferencia entre $t(x)$ y t_0 quedaría entonces como:

$$\Delta t_{nmo} \equiv \left(t_0^2 + \frac{x^2}{v^2} \right)^{1/2} - t_0 \quad 5.14$$

Si no se aplica dicha corrección, las reflexiones se cancelarán cuando el CDP, sea sumado o apilado, debido a que un CDP está constituido por trazas de diferentes aperturas o distancias entre puntos fuentes y receptores (offset), generando interferencia destructiva, con lo cual no se apreciará una amplitud resultante, (Manzoni, 2001).

En las trazas de amplia cobertura, la señal sísmica, será reforzada en el momento de su apilamiento y los ruidos tenderán a sumarse destructivamente, pero la corrección dinámica, es también un proceso que logra atenuar los múltiples y reverberaciones.

La traza sísmica que resulta de la aplicación 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 (V_{RMS}) de cada capa geológica. Cuando la capa es inclinada, la traza es posicionada también en el punto medio entre la fuente y receptor, pero no pasa por el punto de reflexión (Figura 5.29), (Pereira, J., 1987) Esta situación es una de las razones por la que las secciones sísmicas que se obtienen en áreas muy plegadas geológicamente, estén deformadas y requieran del proceso de *migración*.

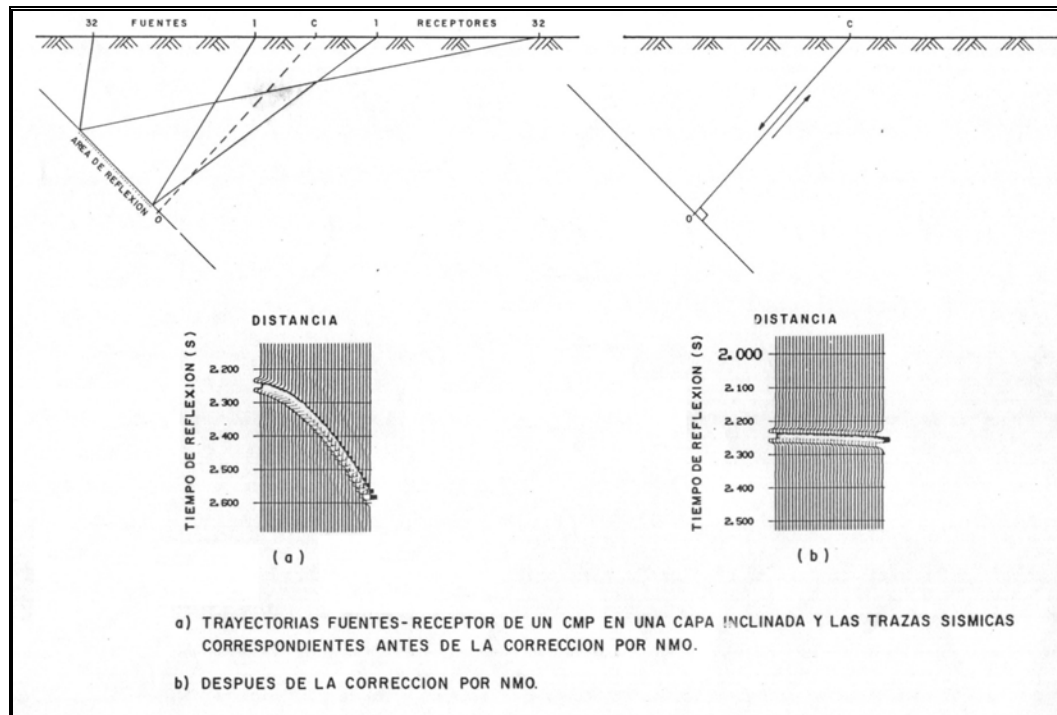


Figura 5.29 Corrección por NMO de las trayectorias fuente-receptor para una capa buzante (NMO), (Modificado de Pereira, 1987)

La figura 5.29 muestra una capa buzante, la geometría de este tipo, en este caso según Levin (1971), el tiempo de viaje de la fuente C al reflector en el punto O , hasta llegar al receptor 32 para una capa que buza con un ángulo ϕ viene expresada como:

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2 \cos^2 \phi}{v^2} \quad 5.15$$

esta ecuación corresponde ciertamente a una hipérbola, sin embargo, la velocidad para la corrección NMO viene dado por la velocidad del medio dividido por el coseno del ángulo buzante (para un plano en 2D):

$$v_{nmo} = \frac{v}{\cos \phi} \quad 5.16$$

Considerando estos aspectos, la corrección NMO de la diferencia entre $t(x)$ y t_0 quedaría entonces como:

$$\Delta t_{nmo} \equiv \left(t_0^2 + \frac{x^2 \cos^2 \phi}{v_{nmo}^2} \right)^{1/2} - t_0 \quad 5.17$$

En definitiva, la velocidad NMO para capas buzantes, tanto para estudios 2D y 3D, dependen del ángulo de buzamiento. Por otro lado, una capa horizontal con una alta velocidad puede producir el mismo desplazamiento en tiempo, como una capa buzante con una baja velocidad, esto es una consecuencia directa de la ecuación 5.16.

Mediante el programa de procesamiento *Focus 2D v 4.3*, existen dos maneras de aplicar el NMO; la primera es dentro de la ventana de *análisis de velocidad interactiva VELDEF* (como se verá más adelante) y en la opción que dice *NMO* se selecciona aplicar e inmediatamente corrige los datos. La segunda forma es aplicándolo sobre los datos justo

antes de apilar, mediante el modulo *NMO*, en el cual solo se le indica la función de velocidad escogida previamente.

Esta forma de aplicar la corrección por *NMO* a través del programa, provee una forma por medio de la cual se pueden atenuar los múltiples remanentes, que no hayan sido colapsados en el proceso de deconvolución.

5.1.20 Análisis de Velocidad

Antes de que las trazas sean sumadas o apiladas, la reflexión de la onda sísmica necesita ser ajustada a su verdadero tiempo de viaje, y esto se hace haciendo correcciones dinámicas (o de *NMO*). Para ello se necesita de la información de la velocidad con la que viajan las ondas sísmicas, y la forma de obtener esta información es a través del proceso de *estimación de velocidades* o *análisis de velocidad*. Mediante el análisis de velocidad, se puede determinar la velocidad que logra corregir cada evento geológico primario, (Manzoni, 2001), de tal forma que se pueda llevar este, a una posición donde la reflexión obtenida fuese equivalente a la de tener a la fuente en el mismo sitio que el receptor (cero offset), (Pereira, J., 1987). A esta velocidad se le denomina *velocidad de apilamiento*.

El análisis de velocidad tiene por objeto de seleccionar las funciones de velocidad, como función del tiempo, las cuales se necesitarán para hacer las correcciones dinámicas (o de Normal Move Out, *NMO*) para poder realizar un apilado preliminar. Por otro lado, las trazas de una sección sísmica apilada, son equivalentes a la utilización de distancias fuente-receptor, igual a cero, (*cero offset*).

Para el análisis de velocidad se necesitan los datos más reales posibles, de esta forma, lograremos comparar estos resultados y ver en que medida se han ido mejorando las imágenes. Para ello se necesitan los datos previamente deconvolucionados y corregidos estáticamente, y con una pequeña recuperación de ganancia (Automatic Gain Control, *AGC*), podremos obtener una imagen aceptable para realizar este análisis de velocidad

Se utilizó mediante el programa, el modulo de *análisis de velocidad interactivo* (Interactive Velocity Analysis, *VELDEF*). Lo primero que se hizo, es la selección de los datos donde será aplicado el análisis. Existen dos maneras de hacer la selección de locaciones para el análisis de velocidad a través del programa *Focus 2D* y estas son:

- ✓ Seleccionado las locaciones directamente del apilado bruto.
- ✓ Escogiendo las locaciones por grupos de *CPDs* como datos de entrada.

Aquí se utilizo la selección por grupos de *CPDs* como datos de entrada dependiendo de la zona, en la zona de montaña se escogió grupos de 60 *cdps* y separados cada 9, y en la zona plana, se escogió grupos de 90 *cdps* separados cada 10. Una vez que se ha seleccionado el grupos de datos, procedemos a realizar una corrección dinámica (*NMO*), aplicaremos un enmudecimiento (ó *Mute*) debido al estiramiento que sufre la ondícula debido a la corrección dinámica y apilamos estos resultados, este último, para tener una control de calidad y poder ir verificando todos los pasos para obtener una función de velocidad que sea lo más cercano a la realidad sobre cada grupo de datos.

La mejor forma de estimar las velocidades es utilizando una medida numérica de la coherencia de cada una de las trazas que conforman la traza apilada. Una medida común de coherencia es la de *semblanza*. La semblanza no es más que la relación que existe entre la energía de las trazas apiladas con la suma de las energías de las trazas individuales dentro de una ventana de tiempo, (Alarcón, P.).

El procedimiento para hacer el cálculo de la semblanza se puede resumir en los siguientes pasos:

- ✓ Se selecciona un tiempo de referencia llamado T_0 .
- ✓ Se selecciona un valor de velocidad de apilamiento V_s , ambas variables pueden ser escogidas a la vez, las cuales definen un único patrón hiperbólico, el cual define el patrón de retardo para el cálculo de la semblanza.

- ✓ Cada traza es sustituida por una cantidad que corresponde a su distancia fuente – receptor.
- ✓ Se calcula la semblanza del agrupamiento y se muestra como una función de tiempo y velocidad.
- ✓ Los pasos anteriores son repetidos para cada uno de los grupos de *cdps* escogidos para el análisis de velocidad.

Una manera de refinar los piques de velocidad es utilizando el diagrama de coherencia junto con el apilado, el modulo de *VELDEF* permite obtener una ventana interactiva (Figura 5.30) en la cual podemos ver los datos de entrada con los procesos anteriormente mencionados, ordenados de izquierda a derecha, las trazas pertenecientes al un grupo de puntos comunes en profundidad (*CDPs*) seleccionados, en la ventana del medio se muestra el apilado de ese grupo de *CDPs*, y en la tercera ventana la energía relativa de las amplitudes de las reflexiones presentes en ese grupo seleccionado llamada también *coherencia* o *semblanza*. Estas ventanas son interactivas, ya que la acción de selección, edición o desplazamiento de uno o varios puntos, ejecutada en cualquier ventana actualiza los dos restantes.

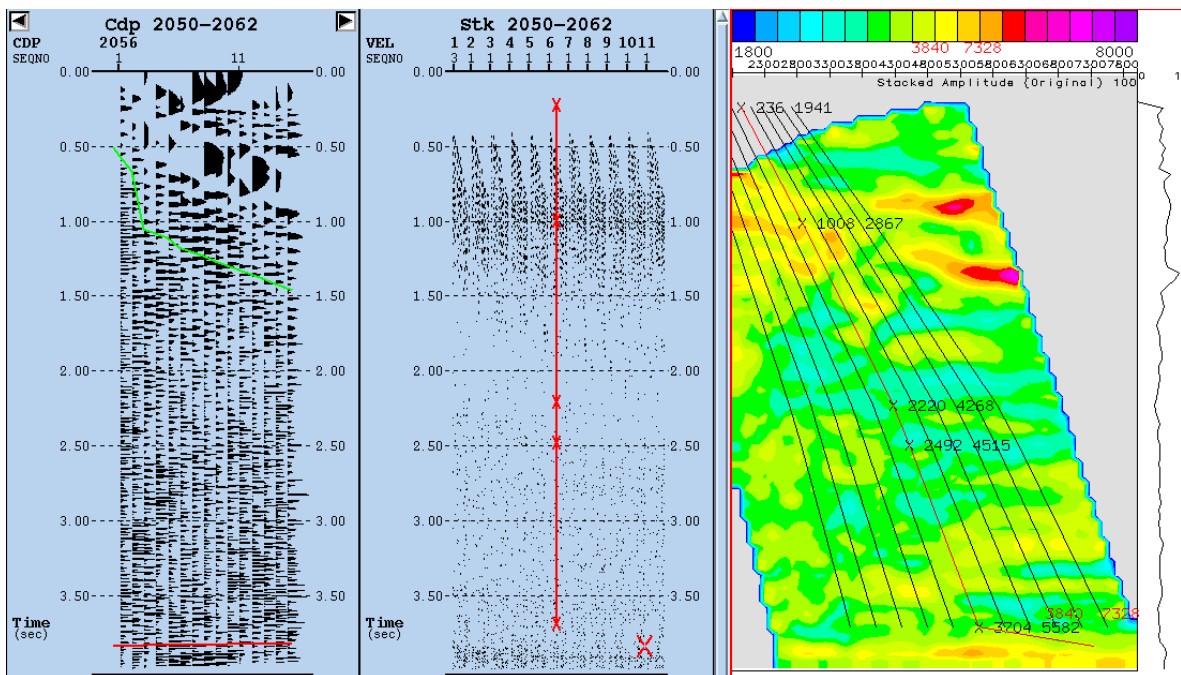


Figura 5.30 SuperGathers, Diagrama de Coherencia, Apilado por puntos comunes en profundidad y las trazas de un grupo de CDPs

En la figura 5.30 se muestra la semblanza que corresponde a un grupo de *cdps* que se encuentra alrededor del 2056, en el se muestra la semblanza como una función de velocidad de apilamiento para un específico valor de tiempo y distancia fuente receptor, el cual se escoge tomando en cuenta la paleta de colores, lo que indica que las zonas que se encuentran en las zonas de color rojo corresponden a las zonas de mayor amplitud y las zonas de color verde son zonas de baja amplitud. El análisis de semblanza es una forma rápida de escoger el campo de velocidad para una zona estructuralmente poco compleja y una relación señal – ruido alta, ya que en ellos se puede distinguir con mucho más facilidad los eventos primarios que corresponden a las zonas de color rojo con una alta energía de las trazas apiladas.

Los múltiples también se pueden reconocer mediante el análisis de coherencia, ya que usualmente los múltiples, presentan coherencia a una velocidad inferior a la de los eventos primarios, o presentan igual velocidad que el evento primario a un tiempo mayor de reflexión. Es por ello que es importante no seleccionar los múltiples, ya que se pueden confundir con los eventos primarios, no se deben seleccionar dentro del campo de velocidades, de esta forma al no ser apilados se atenuaran mediante el proceso de cancelación o mediante el apilado preliminar.

5.1.20.1 Control de calidad del análisis de velocidad

Para verificar los piques de velocidad realizados en el último proceso, el programa permite mostrar los valores numéricos de los piques de velocidad en un diagrama de contorno (Figura 5.31), llamado también *gráfico de isovelocidades*. Esta aplicación, muestra en pantalla un listado de los piques realizados en cualquier análisis de velocidad; una vez seleccionado el archivo de velocidad se puede verificar los parámetros que fueron considerados para la realización de los piques, y a partir de estos se puede obtener el mapa de contorno.

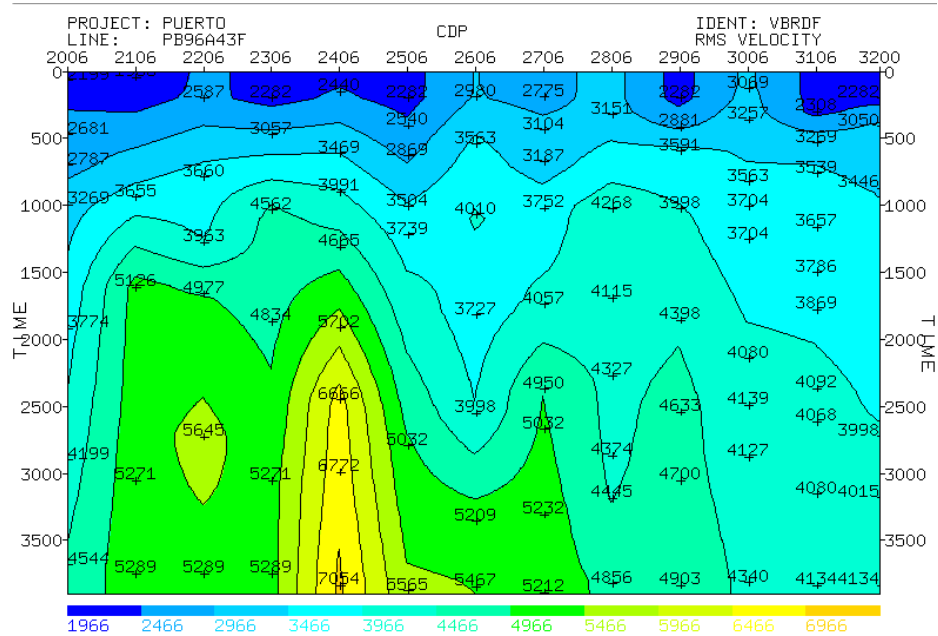


Figura 5.31 Gráfico de Isovelocidades para el Brute Stack perteneciente a la línea de trabajo.

Estos mapas de contorno representan la tendencia y las variaciones de las velocidades de las capas de rocas en el subsuelo, en ellos se pueden apreciar la coherencia de las funciones de velocidad seleccionadas por el analista geofísico y determinar la existencia de posibles valores anómalos, que pudieran dar lugar a un apilado erróneo. Abruptos cambios en la tendencia de estas líneas de isovelocidades, son indicativos de variaciones laterales de velocidad, producto de la actividad geológica que hubo en el área.

5.1.21 Apilado Preliminar

En esta fase se realizará un control de calidad de los resultados obtenidos, con el fin de garantizar de que todo el proceso realizado hasta ahora sea satisfactorio, mediante este proceso podemos evaluar los procesos de geometría, recuperación amplitudes, recuperación de ganancia, deconvolución y balanceo espectral, así como también la aplicación de cualquiera de los dos métodos de correcciones estáticas. Este apilado lleva el nombre de *apilado preliminar*, el mismo servirá de base para establecer una primera comparación con el apilado bruto.

Para llevar a cabo este apilado solo hace falta una sola función de velocidades, que puede ser calculada como se explico en la sección previa, mediante la cual se realizará la corrección dinámica (o de *Normal Move Out*, *NMO*) con un campo de velocidades los más cercano a la realidad, de esta forma podemos obtener un apilado representativo de la zona.

El apilado (ó *Stack*) se aplica mediante el modulo llamado *Stack*, del nuestro programa de procesamiento. Lo que hace este modulo es sumar las trazas pertenecientes a un mismo punto común en profundidad (CDP), produciendo una sola traza por punto común en profundidad (Figura 5.32).

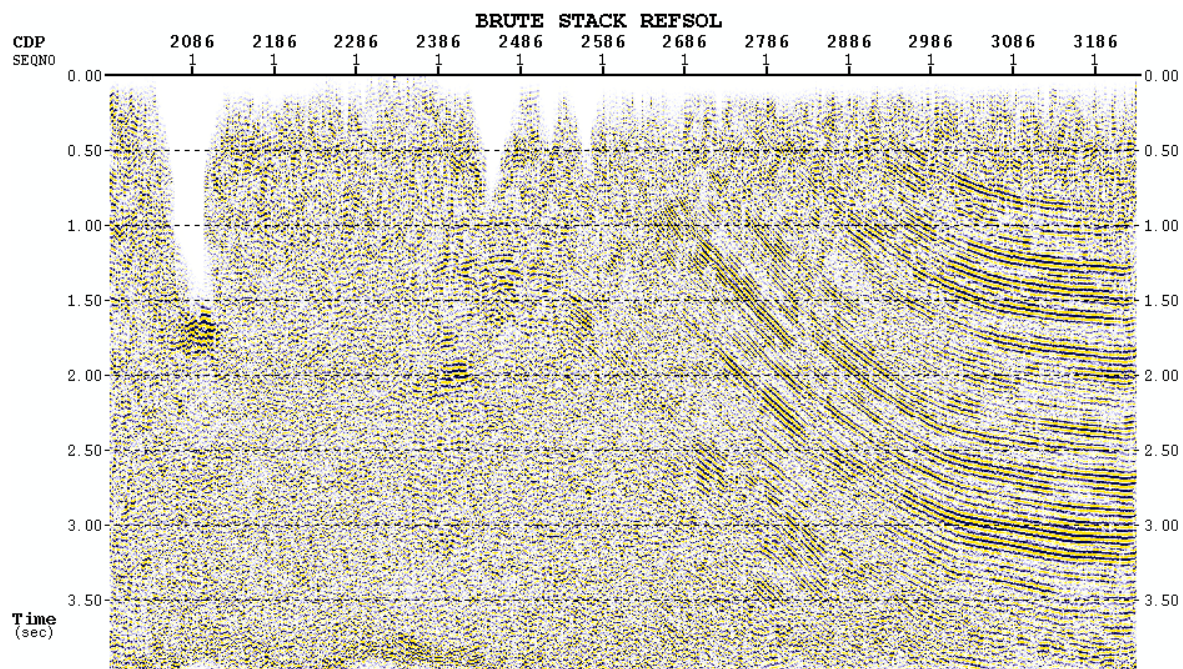


Figura 5.32 Apilado preliminar, con datos previamente filtrados y con deconvolución, por último esta sección ha sido corregida estáticamente con refracción.

5.1.22 Primer Pase de Estáticas Residuales

En general las correcciones estáticas Residuales tienen por objeto, mejorar la calidad de la interpretación de los datos sísmicos, su aplicación se debe efectuar con la

finalidad de eliminar los problemas remanentes que surgen, conjuntamente debido a la variación del grosor y la velocidad de las capas cercanas a la superficie libre, después de aplicación de las correcciones estáticas de campo (por correcciones estáticas de refracción o por estáticas de elevación), (Manzoni, 2001).

Ahora bien, los cálculos de estáticas a través de las primeras llegadas o de refracción y de elevación, son precisos sobre todo cuando la adquisición de los datos sísmicos fue hecha sobre una topografía plana, pero a medida que no acercamos a la montaña el modelo se complica y otros parámetros de las correcciones se hacen necesarios.

Esto es debido a que no se conoce con certeza la profundidad de la capa meteorizada, siendo este material dado sus características, más consolidada en algunas zonas que en otras, que en consecuencia produce variaciones verticales de velocidad a lo largo del levantamiento. Estas variaciones verticales junto con las variaciones laterales de velocidad, característicos de aquellas zonas de mucha actividad geológica como por ejemplo, al norte de Venezuela (ver Capítulo de Geología, Tectónica Regional), la mayoría de las veces estas correcciones son consideradas de especial importancia en los cálculos de estáticas.

Los tiempos de reflexión frecuentemente son afectados por irregularidades en las capas cercanas a la superficie y cuando se aplican las estáticas de campo, el efecto de la topografía, el de la velocidad y espesor de la capa meteorizada no ha sido corregido totalmente, es decir aún quedo un residuo en estáticas sin corregir. Estos residuos son los causantes de anomalías que distorsionan las características estructurales y estratigráficas de una sección sísmica, ya que afectan la coherencia lateral entre las trazas pertenecientes a un CDP y por lo tanto deterioran el carácter de la ondícula, una vez apilado.

Lo que se persigue al aplicar las estáticas residuales, es mejorar la coherencia entre las trazas que pertenecen a un mismo CDP, al tiempo que se mantenga la verdadera relación entre las estructuras del subsuelo y la corrección dinámica (Normal Move Out, NMO), (Pereira, J., 1987).

Para corregir el retardo residual en las trazas sísmicas que componen un CDP se han desarrollado diversas técnicas, la mayoría de las cuales, se basan como la nuestra en la determinación del tiempo de retardo mediante la croscorrelación, entre las trazas que conforman un punto común en profundidad y una traza de entrada, llamada *traza piloto*, *traza patrón* o *modelo externo*. La traza piloto o el modelo externo, proviene del apilado preliminar de la línea sísmica, la cual se croscorrelacionará, con una de las de las trazas de entrada pertenecientes a un punto común en profundidad.

En particular, a través del programa que se está utilizando para el procesamiento de los datos de la línea sísmica de trabajo, se aplicó la corrección de la siguiente manera: se utilizaron básicamente dos módulos, el primero de remoción de estructuras por estáticas automáticas (*Structure Removal for Automatic Statics, PREPARE*) y el segundo modulo de cálculo de estáticas consistentes con superficies, (*Surface-consistent Statics Computation, STATOCR*).

El primer modulo remueve las estructuras buzantes de los datos sísmicos, preparando de esta forma los datos de entrada para que el programa calcule automáticamente las correcciones estáticas a través del modulo *STATOCR*. El programa construye nuevas trazas salidas a partir de los datos de entrada, haciendo un primer pase de las nuevas trazas dentro del esquema del procesamiento planteado anteriormente.

Básicamente lo que hace el programa es crear un modelo a partir de la selección de un horizonte guía o de entrada, los cuales son seleccionados del apilado preliminar de la línea sísmica, tratando de tomar los eventos geológicos (reflexiones) más resaltantes, dándole a su vez un toque de coherencia artificial, ya que el apilado preliminar no se encuentra totalmente la información detallada, es decir no hay continuidad en la totalidad de la sección sísmica (ver figura 5.32). Para ello se aplican procesos propios de la etapa de post-apilado, estos procesos pueden ser por ejemplo un filtro en dos dimensiones en el dominio de Fourier, el cual es el algoritmo básico del módulo del *FXDECON*, de nuestro programa de procesamiento, de esta forma, lo que se busca es que se pueda incrementar la

relación señal – ruido y de incrementar la continuidad de los eventos geológicos, de crear un aspecto estructural marcado, con tendencias definitivas que permitan escoger de manera más precisa los horizontes guías, (en la figura 5.33 se puede apreciar el efecto que produce el *FXDECON* en la línea).

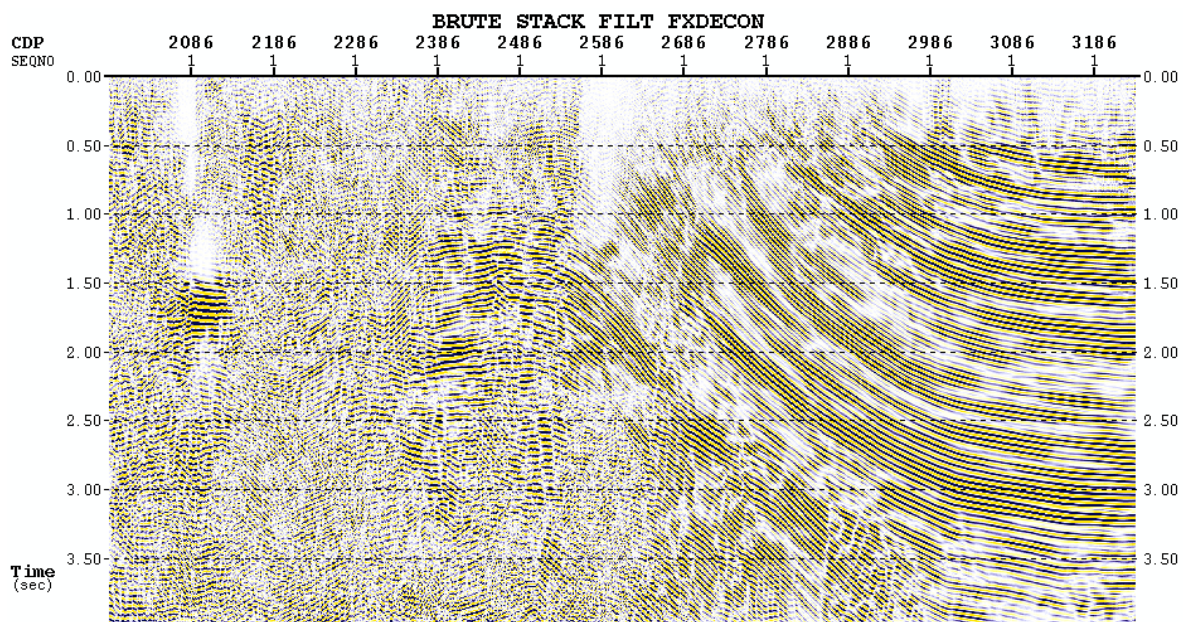


Figura 5.33 Apilado preliminar con *FXDECON* para la selección de la traza piloto

Para seleccionar el horizonte guía se debe considerar los siguientes criterios:

- ✓ Los eventos seleccionados deben ser predominantes, para tratar de evitar los efectos de los múltiples o señales ruidosas.
- ✓ Se debe tratar de cubrir todo el rango de *CDPs* de apilado, si dejar de seleccionar ningún *CDP*, ya que de lo contrario el programa arrojaría un error de ejecución.

Una vez que se tienen los horizontes guías, el programa creará internamente una ventana de aplicación donde contendrá el horizonte piloto, que posteriormente se correlacionará con las trazas de entrada calculando el residuo de las estáticas de campo en el modulo de *STATICR*, almacenándolas en un archivo en la base de datos con un nombre dado por el usuario, que puede ser *Residuo1*, siendo estas las correcciones consistentes con

superficie. Este modulo utiliza un algoritmo de optimización para el apilado, el cual calcula automáticamente la diferencia que puede haber entre los tiempos de las reflexiones las capas cercanas a la superficie y las estáticas de campo, usando una técnica iterativa.

Estas correcciones nuevamente se sumaran o se restaran de la traza sísmica de acuerdo al signo que tenga la corrección, y para poder aplicarlo necesitamos en un nuevo proceso los datos que ya poseen las correcciones estáticas, es decir previamente los datos ya están filtrados, tienen la deconvolución y han sido corregidos estáticamente. La aplicación de las estáticas residuales se hace a través del modulo de *recobro interactivo de valores estáticos QUIXTAT*, de nuestro programa de procesamiento. Nuevamente agregamos esta ventana a este pequeño proceso y escogemos dentro de la ventana de *QUIXTAT*, la palabra *STATICR* y su vez dentro de ella buscamos el archivo que acabamos de crear, en este caso el de *Residuo1*. una vez haciendo esto ya tendremos aplicado el primer pase de estáticas residuales.

La aplicación de los valores, producto de la crosacorrelación de un punto común en profundidad, con el modelo creado, generará un desplazamiento en el tiempo de cada traza del punto común en profundidad (CPD), siendo este desplazamiento propiamente, la corrección estática necesaria para que la reflexión primaria o mejor dicho para que los eventos geológicos, dentro de un punto común en profundidad, sean alineados mejor, lo que proporcionará un apilado de mucho mayor calidad en coherencia y de bajo contenido de ruido.

La aplicación de estáticas residuales si bien puede mejorar la coherencia de un evento geológico, también puede desmejorar otros, en particular, si la ventana de aplicación de la crosacorrelación es pequeña, ya que el programa tratará de alinear dicho evento dentro de la ventana seleccionada, dado que los eventos geológicos que queden fuera de la ventana diseñada, no son tomados en cuenta para el cálculo de las series residuales y posiblemente serán deformados. Una alternativa es diseñar una ventana de crosacorrelación lo necesariamente grande y permitir que el máximo de corrección estática a ser calculado no exceda un valor máximo de corrección estática, previamente determinado. Esto producirá

una sección sísmica con poca corrección estática que desmejore algún evento, dentro de la ventana de cálculo.

Otra forma de aplicar las correcciones de estáticas residuales, es realizando un nuevo apilamiento dentro del cual aplicaremos las correcciones por estática residuales.

5.1.23 Análisis de Velocidad (1era. Iteración)

Para llevar a cabo este análisis, los grupos de puntos comunes en profundidad (*CDPs*) en que se deben agrupar para la obtención de una información suficientemente representativa, depende de análisis que se desea hacer y de las reflexiones geológicas que se desean considerar en el análisis, por lo general se debería hacer junto con el interprete geológico, de tal forma de escoger las reflexiones más importantes de la zona de estudio.

La realización de este análisis de velocidad se hizo a través del programa *Focus 2D*, y para ello se necesitó de los datos corregidos por las estáticas de refracción y estáticas residuales, (las cuales se pueden aplicar mediante una ventana de *QUIXTAT*) por último se aplicará una recuperación de ganancia (*Automatic Gain Control, AGC*) dentro de este proceso, para calcular la nueva función de velocidad, que en definitiva nos va a permitir hacer nuevamente las correcciones dinámicas o de *NMO* y tratar de obtener un mejor apilado, si seguimos los pasos descritos hasta el momento.

Nuevamente necesitaremos el modulo *análisis de velocidad interactivo (Interactive Velocity Analysis, VELDEF)*, en el cual haremos lo mismo que se explico en el análisis de velocidad descrito anteriormente, es decir que nuevamente escogeremos grupos de datos de entrada y utilizamos el análisis de semblanza para facilitar el trabajo de la selección de los piques de velocidad. Una vez que se han refinado los piques, con ayuda del diagrama de coherencia junto al apilado, se vuelve a repetir el proceso con cada uno de los grupos de datos que fueron seleccionados al principio del proceso.

Es importante que cuando se realicen los piques o el análisis de velocidad y se detecten la presencia de múltiples, se debe seleccionar un punto o una función de velocidad que no corrija dinámicamente esos múltiples, los cuales al no ser apilados se atenuarán mediante el proceso de cancelación, en la suma de las trazas de un punto común en profundidad. Los múltiples se pueden reconocer mediante el análisis de coherencia, ya que como se dijo anteriormente, usualmente los múltiples, presentan coherencia a una velocidad inferior a la de los eventos primarios, o presentan igual velocidad que el evento primario a un tiempo mayor de reflexión.

Para finalizar, la función de velocidad creada aquí, debe ser almacenada en un archivo de disco, para poder aplicar este modelo más tarde en el apilado preliminar.

5.1.24 Apilado con Primer Pase de Residuales

Una vez que se hayan aplicado las correcciones estáticas residuales sobre cada CDP pertenecientes a la línea sísmica, se debe realizar un nuevo apilamiento, el cual será llamado apilamiento con primer paso de estáticas residuales. El mismo será utilizado para ser comparado con la sección sísmica obtenida del apilado preliminar y así evaluar los resultados de la aplicación del proceso de estáticas residuales.

Después de obtener los valores del primer pase de estática residual, se hará un apilado similar al apilado preliminar, pero para aplicar las correcciones estáticas se utilizará el módulo de *recobro interactivo de valores estáticos QUIXTAT*, del programa de procesamiento *Focus 2D*, en el cual se seleccionará dentro de la ventana de *STATICR* el archivo con el cual se almacenaron las últimas correcciones, en la figura 5.34 podemos ver los datos de entrada y la respectiva salida de los datos luego de aplicadas las correcciones, en ellas se puede observar que los eventos presentan una mejora en cuanto a la continuidad de los eventos, y se eliminaron los múltiples, lo cual quiere decir que la corrección es satisfactoria. De esta manera podemos actualizar el último apilado con los datos corregidos residualmente, (Ver Capítulo de Resultados).

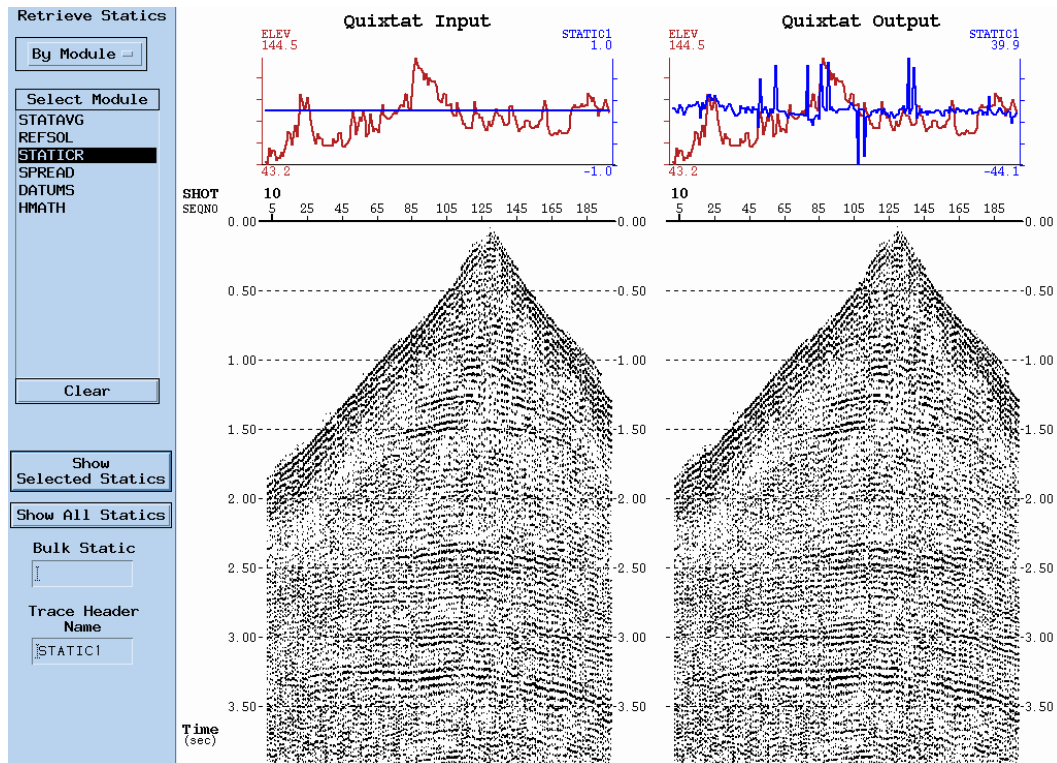


Figura 5.34 Primer pase de estáticas residuales, aplicados con el modulo *QUIXTAT*.

Si los resultados de la comparación entre el apilado preliminar y el apilado con estáticas residuales en su primer paso, son favorables a este último, se debe proceder a realizar un segundo pase de estáticas residuales, lo cual se recomienda hacer para optimizar el uso de las correcciones estáticas y eliminar cualquier valor anómalo producto de la complejidad estructural presente en la zona de estudio.

5.1.25 Segundo Pase de Estáticas Residuales.

De la misma manera en que se procedió para el primer pase de estáticas residuales, se hará el segundo pase de estáticas residuales, es decir que para ello se necesitará de un modelo de traza piloto, a través de los horizontes guías, el cual se deberá cros-correlacionar con los puntos comunes en profundidad, corregidos previamente por el primer pase de estáticas residuales y corregidas dinámicamente con las funciones de velocidad obtenidas a su vez del segundo pase de análisis de velocidad.

Para ello, se generará el modelo a partir del apilado recientemente obtenido, y se utilizará los mismos módulos del programa de procesamiento *Focus 2D*, que fueron utilizados en el cálculo del primer pase de estáticas residuales, que son, el primero de *remoción de estructuras por estáticas automáticas* (Structure Removal for automatic Statics, *PREPARE*), y el segundo modulo de *cálculo de estáticas consistente con superficie*, (Surface-consistent Statics Computation, *STATICR*). Nuevamente necesitaremos realzar los eventos geológicos, para luego escoger el horizonte guía que será introducido en él modulo *PREPARE* y posteriormente el modulo *STATICR* hará los cálculos respectivos, para obtener los nuevos valores de residuos estáticos.

La aplicación de los valores estáticos se hará nuevamente mediante un apilado, simplemente deberán ser aplicados algebraicamente a los datos sísmicos y sobre los mismos valores de corrección de estáticas obtenidos en el primer pase. Ahora bien, si la magnitud de los valores de corrección estática (obtenidos a través del primer pase de estáticas) es menor (que los obtenidos a través del segundo pase de estáticas), esto indicará que el proceso es satisfactorio y que va en buen camino, de lo contrario se deberá regresar para revisar la aplicación de la corrección dinámica en su segundo pase o revisar si los puntos comunes en profundidad entrantes en el cálculo de este segundo pase de estáticas, tienen aplicados o han sido corregidos con los valores resultantes de la corrección estática residual, en su primer paso.

Una vez se hayan revisado los pasos anteriores, se deberá realizar nuevamente un apilado con los nuevos valores de corrección estática de este segundo pase. Los resultados se pueden en el Capítulo de Resultados.

La aplicación de esta corrección conllevará a realizar una mejor selección de la función de velocidades sobre cada punto común en profundidad, puesto que la coherencia o alineación de las reflexiones sísmicas, al haber sido reforzada esta por la eliminación de las distorsiones o desenfoco por la disminución de los residuos estáticos, serán de mejor calidad y facilitarán la selección de los puntos de mayor energía, producida por la

convergencia de las amplitudes de la reflexión sísmica, en un punto común en profundidad, (Manzoni, 2001).

5.1.26 Segundo Análisis de Velocidades.

Los resultados de la aplicación de la corrección estática residual (en su primer pase), son determinantes para la obtención de un apilado de mayor calidad que la del apilado preliminar, sí los resultados son satisfactorios, pues es muy factible que se obtengan buenos resultados en nuestro segundo análisis de velocidad.

Seguidamente de que se haya calculado las estáticas residuales en su segunda iteración es necesario realizar un segundo pase de análisis de velocidad, sobre los datos que previamente han sido corregidos por el segundo pase estáticas residuales, esto se hace con el fin de obtener una función de velocidades que corresponda a los datos reales de la geología de la zona. En consecuencia, con este segundo paso de análisis de velocidades, será mucho más fácil seleccionar y diseñar una nueva función de velocidades, que corresponde a la verdadera información de la geología, puesto que al incrementar la coherencia lateral de una reflexión sísmica, también aumentará el nivel de energía convergente de las amplitudes en esas reflexiones sísmicas.

La selección de esta segunda función de velocidad, por punto común en profundidad, se hará de manera similar a como se realizó para el primer pase de análisis de velocidad, para lo cual se necesitará los datos previamente corregidos por estáticas de campo y posteriormente corregidos por las primeras estáticas residuales. Luego que se haga la selección de la segunda función de velocidad, se deberá implementar análogamente a como se realizó para el primer paso de análisis de velocidades, un control de calidad de las mismas, mediante la representación de la función en paneles de isovelocidades.

Aquí, se podrá establecer una comparación entre los paneles de isovelocidades producto del primer análisis de velocidades y los paneles del segundo análisis de velocidad, en ellos se podrá hacer una evaluación de los procesos que hasta aquí hemos realizados,

además de visualizar las variaciones de ambas funciones. De esta forma podemos asegurar la buena selección de las funciones de velocidad, (Ver mapas en el Capítulo de resultados).

En el caso de existir variaciones en los resultados de los análisis de velocidad entre el primer y el segundo pase de velocidades, se recomienda hacer un nuevo apilado de los datos, dicho apilado debe ser implementado sobre los puntos comunes en profundidad, corregidos tanto por estáticas residuales como corregidos dinámicamente con la nueva función de velocidad.

En general, es posible que estos valores de residuos estáticos, sean de muy pequeña amplitud, pero su corrección, sin duda alguna, ayudará a obtener una sección sísmica de mucho mayor calidad que la anterior.

5.1.27 Apilado con Segundo Pase de Residuales

Luego que se hayan obtenido los valores de corrección estática de este segundo pase de estáticas residuales, se debe realizar nuevamente un apilado de los datos sísmicos. Este apilado se debe comparar con el apilado que se obtuvo luego de aplicado el primer pase de estáticas residuales, el mismo, puede ser llamado *apilado con segundo pase de estáticas residuales*.

Después de obtener los valores del segundo pase de estática residual, se hará un apilado similar al apilado del primer pase de estáticas residuales, para este fin nuevamente se utilizará el módulo de *recobro interactivo de valores estáticos QUIXTAT*, del programa de procesamiento *Focus 2D*, se selecciona dentro de la ventana de *STATICR* y se escoge el archivo con el cual se almacenaron las últimas correcciones, en la figura 5.35 podemos ver los datos de entrada y la respectiva salida de los datos luego de aplicadas las correcciones, en ellas se puede observar una mejora en cuanto a la continuidad de los eventos, sobre todo en los reflectores más profundos, lo cual quiere decir que la corrección es satisfactoria.

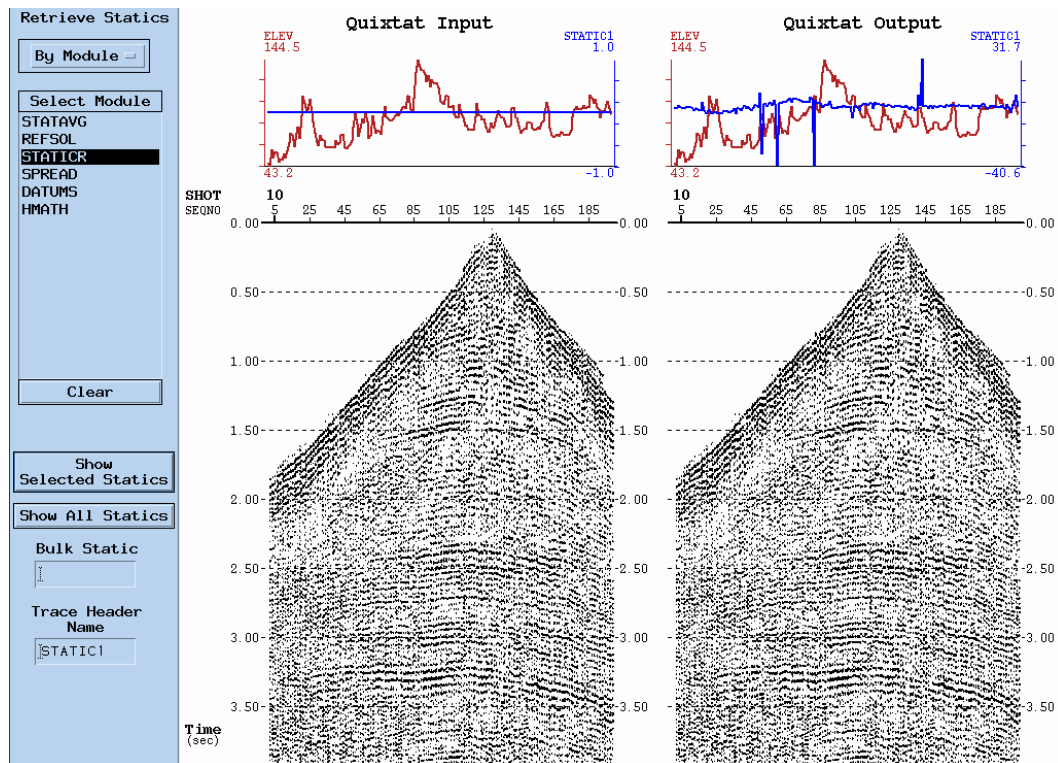


Figura 5.35 Segundo pase de estáticas residuales, aplicados con el modulo *QUIXTAT*

Este nuevo apilado, se deberá comparar con el apilado resultante del primer pase de estáticas residuales y con la aplicación de las correcciones dinámicas con su respectiva función de velocidad. Si los valores resultantes de la crosacorrelación de las trazas de cada punto común en profundidad con el modelo de traza piloto, son razonablemente pequeños y de la magnitud esperada, entonces el apilado con el segundo pase de corrección de estática residual aplicada, debe ser superior en la calidad del apilado preliminar y al apilado con el primer pase de estáticas residuales, (Ver Capítulo de Resultados) obteniendo una mayor coherencia lateral en las reflexiones que caracterizan a los eventos geológicos y con una buena convergencia de las amplitudes en las reflexiones sísmicas.

5.1.28 Corrección Dinámica Dependiente del Buzamiento, DMO

Este proceso es importante en el procesamiento de los datos de la línea sísmica, ya que es una corrección dinámica que se aplicará para corregir los buzamientos de las reflexiones, logrando que se vean mejor las hipérbolas en un registro sísmico, obteniendo

un correcto apilamiento de los eventos geológicos con pendientes diferentes a un mismo tiempo de reflexión.

La figura 5.36, define lo que hace el proceso *DMO*, en ella se puede observar que cuando se tiene una capa inclinada de la cual se ésta recibiendo la reflexión (X_S a X_R), la misma después de hacer la corrección por *NMO*, es colocada en el punto medio entre la fuente y el receptor (X_n). Pero para convertir las reflexiones correspondientes al grupo de puntos comunes en profundidad (*CDP*), ubicado a X_m del punto de x (punto común de reflexión, *CRP*), utilizaremos el proceso de corrección dinámica para capas buzantes (*DMO*).

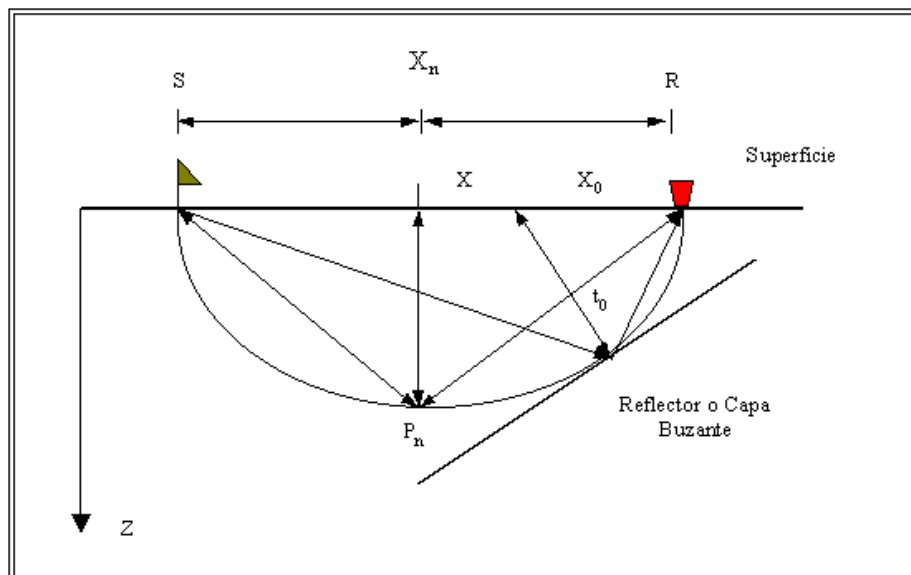


Figura 5.36 Desplazamiento del punto de reflexión en un reflector buzante

La corrección por *DMO*, transformará la energía reflejada de los eventos geológicos buzantes de trazas cuyas distancias fuente-receptor son diferentes de cero, en trazas con distancias fuente-receptor iguales a cero, de tal manera que, la aplicación del algoritmo de *DMO*, coloca la energía reflejada en su posición correcta en el tiempo, por lo que el *DMO* también es definido como una migración parcial antes de apilamiento.

El efecto del proceso de *DMO* se observa más que todo cuando tenemos las siguientes condiciones:

- ✓ Presencia de buzamientos fuertes.
- ✓ Cuando los reflectores son relativamente someros.
- ✓ Presencia de grandes distancias fuente-receptor (offset).
- ✓ Baja velocidades.

El proceso de *DMO* es conveniente ya que permite mejorar las velocidades, lo cual mejorará la imagen obtenida a través de la migración, es un proceso robusto que puede tolerar pequeños errores en la velocidad, aunque una limitación pudiera ser en la incapacidad de manejar grandes gradientes laterales de velocidad. Estos gradientes laterales de velocidad severos, son causados la mayoría de las veces por abruptas inclinaciones o por plegamientos de las estructuras geológicas en el subsuelo. En tales casos, el resultado entre un apilamiento de puntos comunes en profundidad, necesita un análisis más detallado para aplicar la corrección por *DMO*.

Mediante la ejecución de una migración parcial, como se ilustra en la figura 5.36, la respuesta al impulso del operador *DMO*, se define por su forma elíptica, dicha forma ilustra como el proceso *DMO* elimina la incorrecta localización o desenfoque de energía sísmica en los puntos de reflexión.

Según Schneider, (1984), las trazas sísmicas que componen un punto común en profundidad (*CDP*), no poseen las reflexiones provenientes de un punto común de reflexión, cuando los reflectores son buzantes. Por ejemplo en la figura 5.37, se ilustra el desplazamiento L , sufrido por un punto común de reflexión P , cuando el reflector es buzante, en una arreglo simple de fuente-receptor de una traza. El desplazamiento L del punto de reflexión P , medido a lo largo del reflector con buzamiento θ , está dado por la siguiente ecuación:

$$L = \frac{h^2}{D} \cos \theta \sin \theta \quad 5.18$$

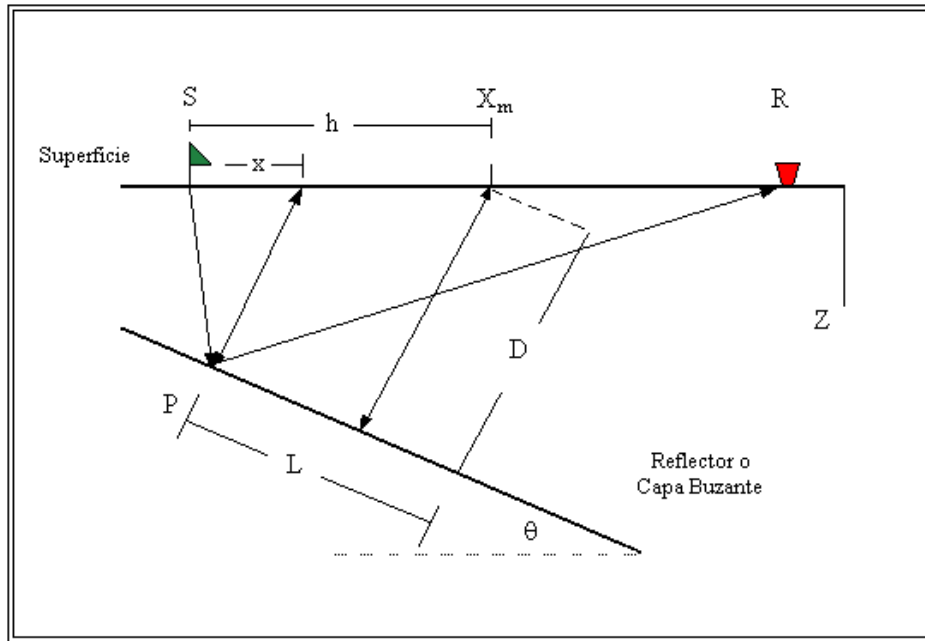


Figura 5.37 Desplazamiento del punto común de reflexión P, donde L es el desplazamiento del punto.

Donde h es la mitad de la distancia fuente-receptor y D , es la distancia más corta al reflector, desde el punto medio de la misma. En consecuencia, para compensar el corrimiento L , debido al desplazamiento del punto de reflexión P , el operador DMO , debe mover la reflexión desde el punto de distancia fuente-receptor diferente de cero en el punto común en profundidad, una distancia x hacia la izquierda, donde la distancia x esta dada por la siguiente ecuación:

$$x = \frac{h^2}{D} \text{sen } \theta \quad 5.19$$

Nótese que x es un valor negativo para cuando el ángulo de buzamiento θ es medido en el sentido de las agujas del reloj con respecto de la horizontal, (Hale, d. 1984). Dicho de otras palabras, la corrección DMO debe mover el punto de reflexión de la distancia fuente-receptor diferente de cero, hacia la izquierda, (en la dirección ascendente del buzamiento), de esta forma el punto común en profundidad será apilado donde las reflexiones de las trazas sísmicas, tengan distancia fuente-receptor iguales a cero. De esta manera se obtendrá el verdadero valor del punto de reflexión.

En otro orden de ideas, nótese que también el tiempo t_0 del punto de reflexión de distancia fuente-receptor, igual a cero, después de la corrección por *DMO*, está relacionada con la distancia D por la siguiente ecuación:

$$D = \frac{vt_0}{2} - x \operatorname{sen} \theta \quad 5.20$$

En donde v , es la velocidad de la onda sísmica, asumida constante. Esta expresión matemática puede ser usada para reemplazar a D en la ecuación 5.24, con lo cual se obtiene:

$$x^2 - \frac{vt_0}{2 \operatorname{sen} \theta} x - h^2 = 0 \quad 5.21$$

En consecuencia, se verá que la elipse del operador del *DMO* satisface esta relación para todos los buzamientos de ángulo θ y cualquier velocidad v , compensando de tal modo el desplazamiento del punto de reflexión.

Entre otras mejoras que se pueden obtener con el proceso de corrección dinámica, mejora las reflexiones donde existan difracciones, elimina el ruido coherente, lo hace bastante bien y es un poco más económico que aplicar filtros, tolera errores en las velocidades y no produce cambio para distancias entre fuente-receptores iguales a cero (offset cero).

El modulo utilizado aquí para hacer la corrección dinámica fue *CMPDMO* (figura 5.38) del programa de procesamiento *Focus 2D*, el cual utiliza un algoritmo de sumatorias de Kirchoff para la corrección de buzamientos en el dominio del offset común, el cual agrupa en grupo de cpds o paneles de cpds y aplica el operador de *DMO*, que no es más que un operador de migración parcial, el cual corrige en tiempo las variaciones laterales de las trazas a partir de la sección de offset común, eliminando así reflectores dispersos en un grupo de offset común. Luego estas trazas que forman todos estos apilamientos son reagrupados en sus respectivos cpds originales.

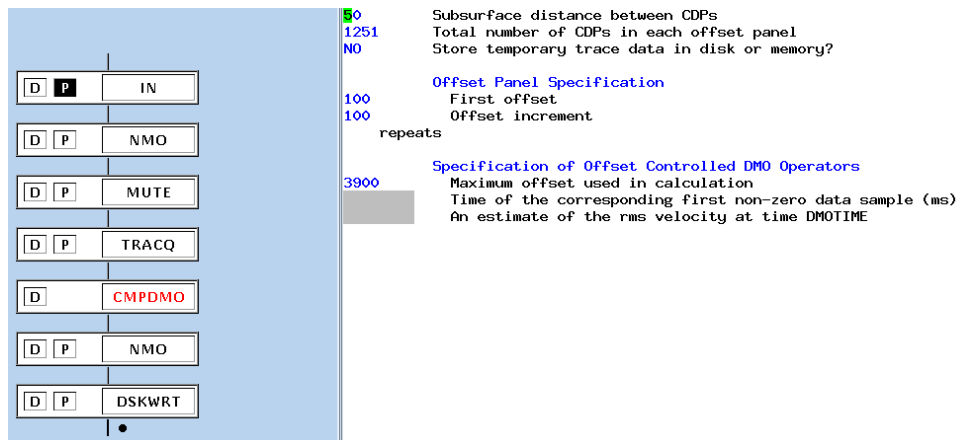


Figura 5.38 Módulo de CDMDMO. Cálculo realizado para un total de 3800 de offset y un total de 1251 cdp por paneles. Los paneles de cdp's fueron creados previamente por el módulo de TRACQ

Entre los parámetros que se deben suministrar al algoritmo de *DMO* son los siguientes: distancia entre los puntos comunes en profundidad (*CDP*) para calcular y aplicar un filtro antialias, el número total de *cdps* que pertenecen a la línea sísmica, el ángulo de buzamiento con los cuales el operador de *DMO* ejecutará la migración parcial pre-apilamiento. La corrección *DMO* se hará, mediante la preparación de la información sísmica contenida en las trazas que componen los *cdps* para posteriormente realizar un análisis de velocidad final, denominado *análisis de velocidad con DMO*, con los cuales se apilará nuevamente esos *cdp*, para obtener de esta forma lo que se denomina *apilado final* o *apilado con DMO*.

Los algoritmos utilizados por el *CMPDMO* se basan en la óptica geométrica (figura 5.36), cuyos parámetros son usados para definir el operador de Kirchoff, el cual sea capaz de llevar grupos de offset constantes a cero offset, (Deregowski, S., y Rocca, F., 1981). La óptica geométrica relaciona los conceptos de campo de onda con el método de sumatorias de Kirchoff.

El método se desarrolla en el dominio del tiempo y mediante parámetros de la óptica geométrica, por lo cual se requiere del reflector elíptico. Como parte de la elipse, la ecuación puede ser escrita en términos de el operador de sumatoria por Kirchoff, como sigue:

$$P_0(x, t) = \iint P_n(y, t_n) \cdot S(x, y, t, t_n) dy dt_n \quad 5.22$$

El cual puede ser expresado como un convolución variante en tiempo:

$$P_0(x, t) = \iint P_n(y, t_n) \cdot S(x - y, t - t_n, t_n) dy dt_n \quad 5.23$$

Donde:

$$S(x, t, t_n) = \delta \left[t_0 - t_n \left(1 - \frac{x^2}{h^2} \right)^{1/2} \right] \quad 5.24$$

Por otro lado el tiempo t_0 corregido por *NMO*:

$$t_o = \left(t_n^2 - \frac{4h^2}{v^2} \right)^{1/2} \quad 5.25$$

En la siguiente ecuación se muestra la relación entre el ancho de la apertura y la velocidad del medio:

$$X_m = \frac{h}{\left[1 + \frac{v^2}{4h^2} \right]^{1/2}} \quad 5.26$$

$L(x)$ representa la distribución de amplitud a lo largo del trayecto (en forma de sonrisa):

$$L(x) \propto \frac{vt_0}{2h^2} (1 - Ax^2) \quad 5.27$$

Donde A corresponde:

$$A = \frac{3}{2h^2} \left[\frac{v^2 t_0^2}{4h^2} - 1 \right] \quad 5.28$$

Los datos de entrada para el módulo de *CMPDMO* tienen que ser corregidos por las correcciones dinámicas de Normal Move Out, *NMO*. El módulo de *CMPDMO*, combinado con la aplicación de *NMO*, definen el mapa completo requerido para transformar una sección de offset finito a una sección de offset cero. En el capítulo siguiente podemos ver una variación de este algoritmo, en el cual involucre la fase y la amplitud de la onda sísmica.

5.1.29 Corrección Dinámica con Topografía Irregular

En las condiciones de irregularidad cercana a la superficie, la técnica del plano del Plano Flotante (*Floating Datum Plane, FDP*), es usada para regularizar las funciones de velocidad en el apilamiento pero esto se basa sobre la suposición de que los reflectores son aproximadamente horizontales (o paralelos a la superficie), (Rodríguez, S.; J. P. Diet; D. Pauret, 1991).

Con los reflectores buzantes, el DMO debe ser usado y la pregunta es concerniente al implementar el DMO cuando es necesario un FDP.

El DMO convencional asume que el tiempo de origen de las trazas es basado sobre una superficie horizontal. Esto es cierto para datos marinos y para datos terrestres para los cuales las correcciones estáticas son adecuadas. Sin embargo, en el caso de condiciones de irregularidad en capas cercanas a la superficie (fuertes contrastes de elevaciones y/o variaciones del espesor de la capa meteorizada), estas suposiciones no son realmente ciertas y perjudica la eficiencia del DMO, (Rodríguez, S.; J. P. Diet; D. Pauret, 1991).

La idea es hacer una corrección sobre el FDP, para cada traza de un grupo de DMO, (ver figura 5.39). El tiempo de corrección T_s necesario para esta corrección está dado por:

$$T_s = (G_c - S_c) + 2X/H * (G_c - S_c) \text{ FDP} \quad 5.29$$

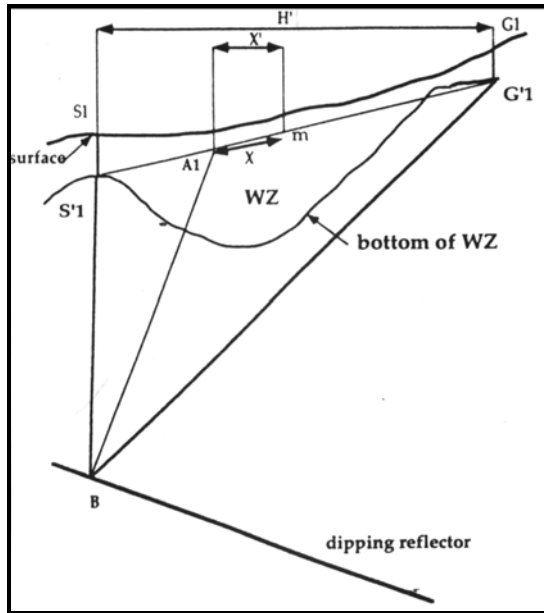


Figura 5.39 Efecto de la topografía irregular sobre el tiempo de viaje. (Tomado de Rodríguez, 1991)

Donde S_c y G_c , son las correcciones totales de las estáticas sobre las fuentes y los receptores respectivamente, S es la fuente y G los receptores.

Con el uso de programa *Focus 2D*, se creó un plano de referencia totalmente plano y se utilizó en el lugar del plano de la ecuación 5.30, para ver en que medida se mejora la imagen antes de la aplicación del *DMO*, de esta forma disminuir el efecto destructivo que pudiera tener los datos producto de la topografía irregular. (Ver Capítulo de Resultados).

5.1.30 Análisis de velocidad con DMO

En esta oportunidad se hará nuevamente un análisis de velocidad, para tratar de establecer una nueva función de velocidad, con la diferencia de que los puntos comunes en profundidad seleccionados para el mismo, deberán tener aplicados en forma acumulativa todas las correcciones estáticas, tanto de campo como las residuales, generadas en el desarrollo de la secuencia básica de procesamiento, además de las correcciones estáticas mencionadas, se debe incluir el proceso en el cual se aplica la corrección dinámica dependiente del buzamiento de un reflector, (*DMO*).

Al acumular el conjunto de correcciones aplicadas hasta este momento, nos permitirá obtener una función de velocidad con un enfoque definitivo de la convergencia o la coherencia lateral de las amplitudes en las reflexiones sísmicas de los eventos geológicos, adecuando así, la información sísmica obtenida de los puntos comunes en profundidad seleccionados, para este nuevo análisis de velocidades.

En consecuencia, con este segundo paso de análisis de velocidades, será mucho más fácil seleccionar y diseñar una nueva función de velocidades, que corresponde a la verdadera información de la geología, puesto que al incrementar la coherencia lateral de una reflexión sísmica, también aumentará el nivel de energía convergente de las amplitudes en esas reflexiones sísmicas.

La selección de esta función de velocidad, por punto común en profundidad, se hará de manera similar a como se realizó para el primer y segundo pase de análisis de velocidad, para lo cual se necesitará los datos previamente corregidos por estáticas de campo y estáticas residuales. Luego que se haga la selección de la función de velocidad, se deberá implementar análogamente a como se realizó para el primer y segundo paso de análisis de velocidades, un control de calidad de las mismas, mediante la representación de la función en paneles de isovelocidades, los cuales serán definitivamente los que indiquen las variaciones sufridas en la representación de los eventos geológicos.

5.1.31 Apilado Final o Apilado con DMO

Una vez aplicadas todas las correcciones estáticas a las trazas sísmicas, éstas quedarán ubicadas definitivamente en su posición correcta en el tiempo se puede proceder a realizar el apilado final de los datos llamado también Apilamiento con *DMO*, que como se ha dicho anteriormente, no es más que la suma de todas las trazas que conforman los puntos comunes en profundidad, cuyo resultado será una traza sísmica por punto común en profundidad.

Para llevar a cabo este proceso podemos importar el apilado que realizamos después del segundo pase de estáticas residuales, pero en esta oportunidad se cargarán los datos en los cuales ya ha sido aplicada la corrección dinámica o por *DMO* creadas en el paso anterior, las cuales ya poseen las correcciones estáticas y residuales, una vez realizado esto son eliminadas todas las ventanas con la aplicación *QUIXTAT* (recobro interactivo de valores estáticos) conservando las correcciones dinámicas o de *NMO*, la recuperación de ganancia (*AGC*) y *MUTE*, este último es para evitar el estiramiento, producido por la aplicación de cualquier corrección dinámica, haciendo cero todos los valores de las muestras sísmicas que queden afectadas por esta corrección.

La función de velocidad aplicada aquí debe ser la que se obtuvo previamente con las correcciones dinámicas o por *DMO*, la misma permitirá horizontalizar y mover los eventos geológicos a casi su verdadera posición, por lo que el apilado de ellos será una representación muy próxima a la verdadera ubicación en el tiempo y espacio de los eventos geológicos presentes en el subsuelo

Esta es la última vez que se suman los datos sísmicos para obtener un apilado o sección sísmica pre-apilado. Por eso es llamado apilado final, porque como su nombre lo indica es uno de los productos finales que entrega el analista geofísico al interprete sísmico o ingeniero geólogo, para que a partir de esta se pueda realizar una interpretación preliminar de la litología y de las estructuras geológicas existentes en esa porción del subsuelo, bajo el área de estudio. La interpretación final se realiza con la entrega del producto final del procesamiento, la cual es una sección sísmica completamente migrada.

5.1.32 Migración

La mayoría de las secciones sísmicas no representan con exactitud la posición de los reflectores, esto se debe a que se asume que el ángulo de incidencia en un reflector es igual al reflejado, esto es verdad cuando se tiene el caso de reflectores sin buzamiento (figura 5.40). Todos los eventos derivados de un punto común en profundidad son graficados

verticalmente debajo de este, al mover todas las reflexiones de eventos buzantes y la energía de las difracciones a su verdadera posición es la *migración*.

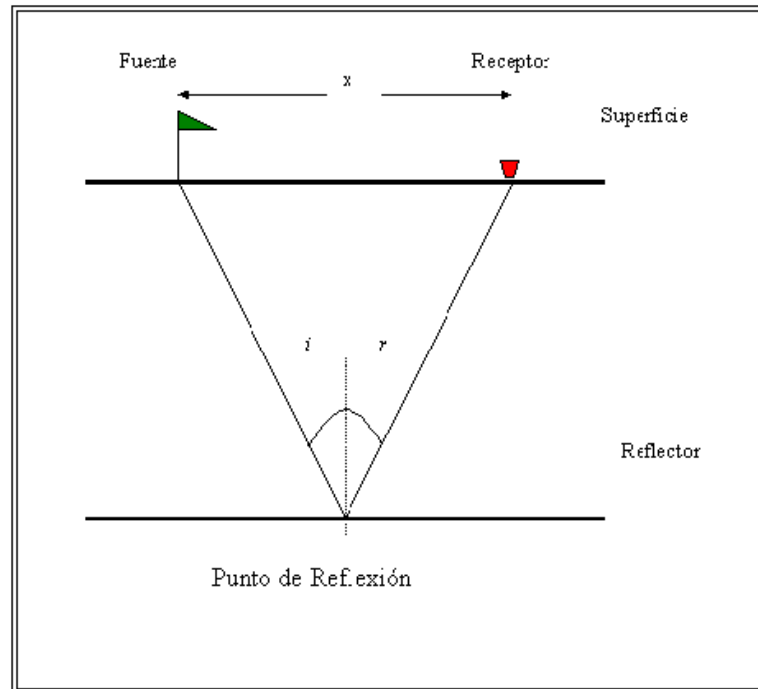


Figura 5.40 Ángulo de incidencia igual al ángulo de reflexión, dado un evento geológico horizontal y plano.

Con la migración se busca mover la reflexión de la traza que la grabo a la traza que debería haberla grabado si la fuente hubiese estado en el reflector (Alarcon, P., 2002), de esta forma el patrón de rayos sería vertical de la fuente al receptor.

Si las reflexiones poseen un buzamiento de θ grados, el ángulo de incidencia no será igual al ángulo de reflexión, si estos se midiesen con respecto a la normal a la superficie libre horizontal. En tal caso, el punto medio en profundidad no se ubica en la mitad de la distancia fuente-receptor, si no que se encuentra desplazado a una posición más cercana al receptor y más lejana de la fuente, lo que debería ser su verdadera posición (Figura 5.41), (Barragan, C., 1991), cuando el buzamiento es en contra de las agujas del reloj.

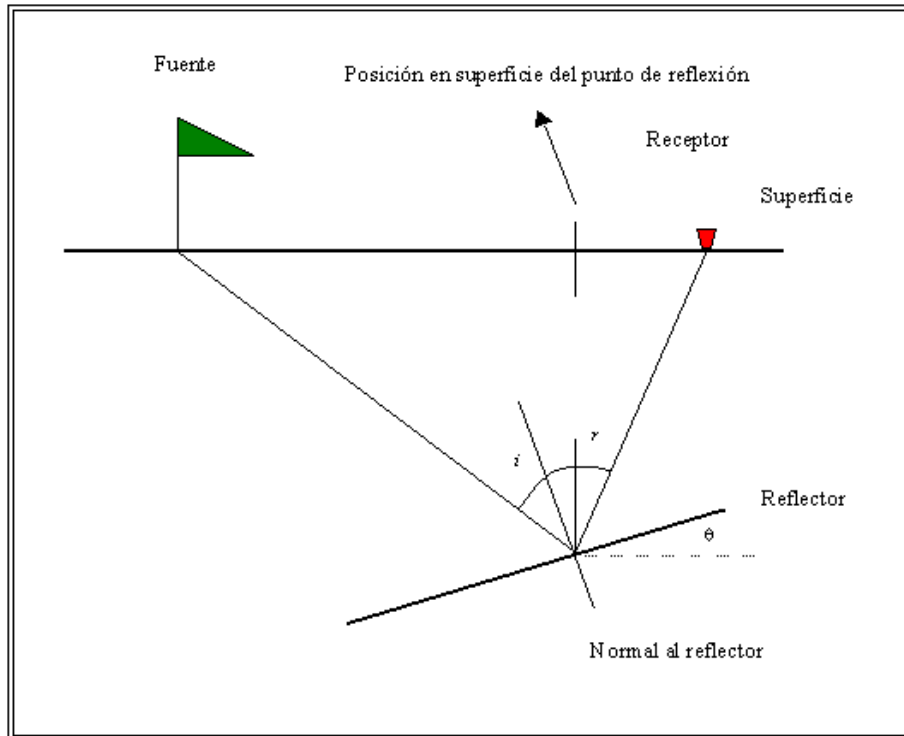


Figura 5.41 Ángulo de incidencia diferente del ángulo de reflexión en eventos geológicos buzantes

Una forma de entender el trabajo de la migración sobre los datos es la siguiente, en la figura 5.42, se puede ver la trayectoria de un rayo para un evento geológico horizontal y otro buzante.

La reflexión del rayo de la figura anterior en la parte *a* es graficada verticalmente bajo el punto medio común fuente receptor, la cual es la verdadera posición en el tiempo para dicho evento, pero en la parte *b*, se muestra el evento geológico buzante, donde su ubicación y tiempo de reflexión no está en su verdadera posición, ya que la naturaleza, siempre busca el camino de tránsito más corto entre dos puntos. El evento se muestra con buzamiento, pero este es un buzamiento aparente y no es su verdadero buzamiento (Barragan, C., 1991), por consiguiente existe un error en el posicionamiento del evento.

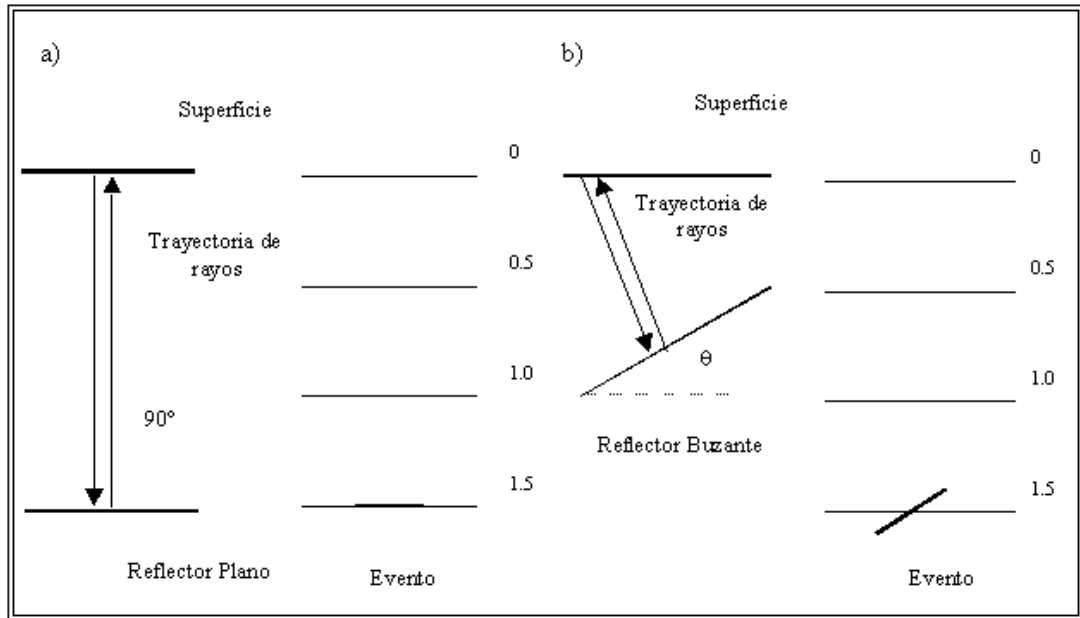


Figura 5.42 a) Evento geológico horizontal y b) Evento geológico Buzante, (Modificado de Alarcón, 2002).

En la figura 5.43 se puede apreciar la posición original del evento es mostrada a 1.5 segundos, pero después de la migración, el evento geológico deberá ser movido a su verdadera posición, o muy cercano a ella, esto dependerá del campo de velocidades de la tierra que está por encima del punto donde ocurre la difracción, (Barragan, C., 1991).

Existen dos tipos básicos de proceso de migración, migración en tiempo y migración en profundidad, ambos calculan soluciones a la ecuación de onda. En la migración en tiempo los datos de entrada y salida son en el dominio del tiempo, en el proceso de migración en profundidad los datos son migrados y simultáneamente son convertidos a profundidad, esto quiere decir, que son llevados al dominio del espacio, aunque usualmente la sección se vuelve a convertir al dominio del tiempo para que pueda ser graficada.

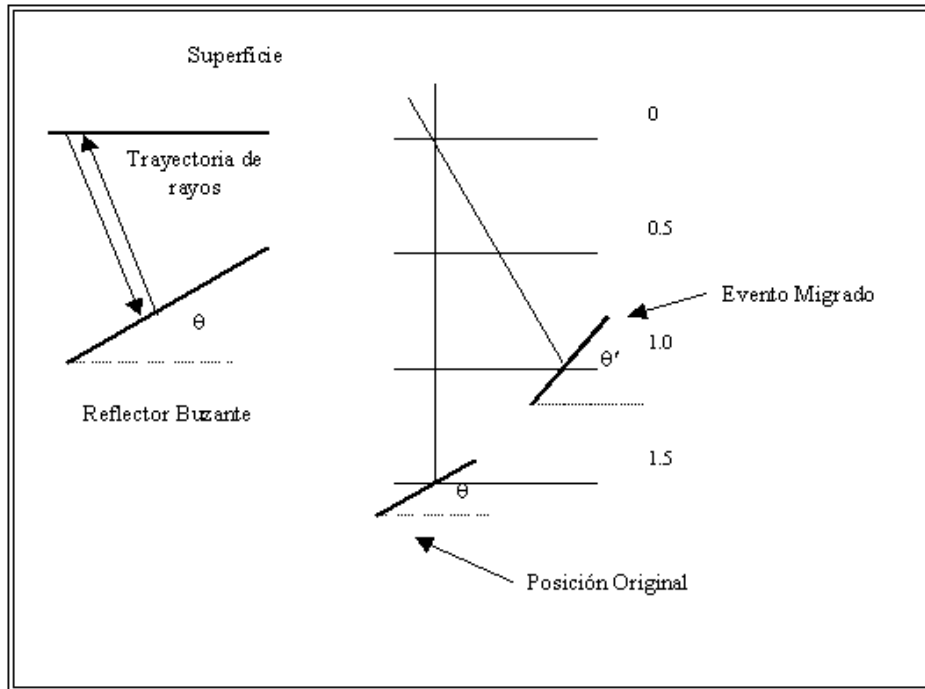


Figura 5.43 Posición de un evento geológico antes y después de ser migrado, donde θ es el ángulo del buzamiento antes de migrar y θ' es el ángulo del buzamiento después de migrar, (Modificado de Alarcón, 2002).

Dentro de cada tipo de migración hay tres métodos básicos como son:

- ✓ Método de Kirchoff.
- ✓ Método por Diferencia Finitas.
- ✓ Método de la Transformada de Fourier.

A su vez, dentro de estos métodos existen algunos tipos, tales como:

- ✓ Migración f-k (frecuencia, número de onda).
- ✓ Migración frecuencia-distancia.
- ✓ Migración phase shift.

Existen varias formas de aplicar la migración, esta puede ser en datos apilados o sin apilar, en dos o tres dimensiones, el tipo, método y forma de migración que se debe aplicar

a los datos depende de la complejidad del subsuelo (en término de su estructura y variaciones del modelo de velocidades del área de estudio), y la cantidad de tiempo en maquina el cual puede ser de acuerdo a los requerimientos del estudio.

La aplicación de la migración de los datos sísmicos antes o después del apilado, depende de la complejidad en términos de estructura y de las posibles variaciones del modelo de velocidad en el área de estudio. En áreas estructuralmente complejas generalmente los campos de velocidades presentan fuertes variaciones tanto vertical como lateral, en estos casos se requiere la aplicación de algoritmos de migración que sean más sensibles a dichos cambios, tales como los de migración pre-apilamiento, estos ofrecen una mejor resolución de los eventos del subsuelo (Alarcon, P., 2002).

Los métodos de migración pre-apilamiento tienen una gran ventaja sobre los métodos convencionales de migración, de las cuales se pueden mencionar:

- ✓ Mejoran la imagen de las fallas.
- ✓ Proporcionan a los agrupamientos por punto común en profundidad un escalamiento apropiado para subsecuentes análisis de atributos.
- ✓ Mejoran la relación señal-ruido.

La mayoría de los algoritmos de migración pre-apilamiento desarrollan un enfoque y posicionamiento de los datos en un simple paso usando el método de la integral de Kirchoff. Una alternativa es aplicar una técnica de alta relación costo-eficiencia, en la cual se separa el enfoque y el posicionamiento en dos procesos.

El método de la integral de Kirchoff también conocido como Migración por difracción, es la forma más sencilla de implementar la migración. El método consiste en general de curvas de máxima convexidad, cuya curvatura depende de la velocidad y luego suma las amplitudes, que pertenecientes a diferentes trazas, se encuentren sobre dicha curva y así ir obteniendo la traza migrada. De esto se desprende que el proceso de migración por difracción, es un método estadístico (Manzoni, 2001).

Los parámetros considerados aquí son: el campo de velocidades y el número de trazas que deben ser contempladas por el operador de migración. Las velocidades empleadas aquí son las mismas que fueron empleadas en el apilado con *DMO*, sin embargo, el programa permite variar estas velocidades en un porcentaje determinado y obtener de esta manera, varias secciones migradas con diferentes porcentajes de velocidad, de las cuales se elige la mejor sección sísmica migrada.

5.1.33 Cambio del plano de referencia

Como ya se vio en las correcciones estáticas, el principal objetivo de éstas era de eliminar el retardo que sufre la onda sísmica al atravesar la capa meteorizada (corrección vertical en tiempo), pero es necesario también llevar los datos a un plano de referencia o datum.

Una variante del procesamiento hasta aquí realizado es la manipulación de los planos de referencia. Se piensa que una de las formas en que se manifiesta distorsión en los registros sísmicos, especialmente en los datos que poseen superficie topográfica compleja es debido a la colocación del plano de referencia, por lo cual una manera de disminuir esta distorsión es cambiando el plano en el cual están contenidas las fuentes y los receptores.

El área de ubicación de la línea sísmica corresponde a la depresión de Unare y parte de la zona Oriental de la Cordillera de la Costa, encontrándose elevaciones de hasta los 1800 metros sobre el nivel del mar. Por esta razón se cambió el nivel de referencia de los datos de 0 metros a un datum flotante.

Esto permite hacer una selección más idónea de las velocidades de apilamiento, así como también preservar la información comprendida entre los 0 metros y el datum flotante de otra forma se perdería al aplicar las estáticas de refracción y residuales.

Para ello, mediante el programa de procesamiento *Focus 2D*, se pudo construir este plano de referencia, mediante el módulo de *STATAVG*, el cual principalmente crea dos planos de referencia como son el datum flotante y el datum final, (*FLOTA STATIC* y *CDP MEAN*, respectivamente), a partir de los datos previamente filtrados y deconvolucionados. Otra forma de construir el plano flotante es haciendo un suavizado de la topografía y colocándolo a un nivel promedio de las elevaciones de cada una de las estaciones de fuentes y receptores.

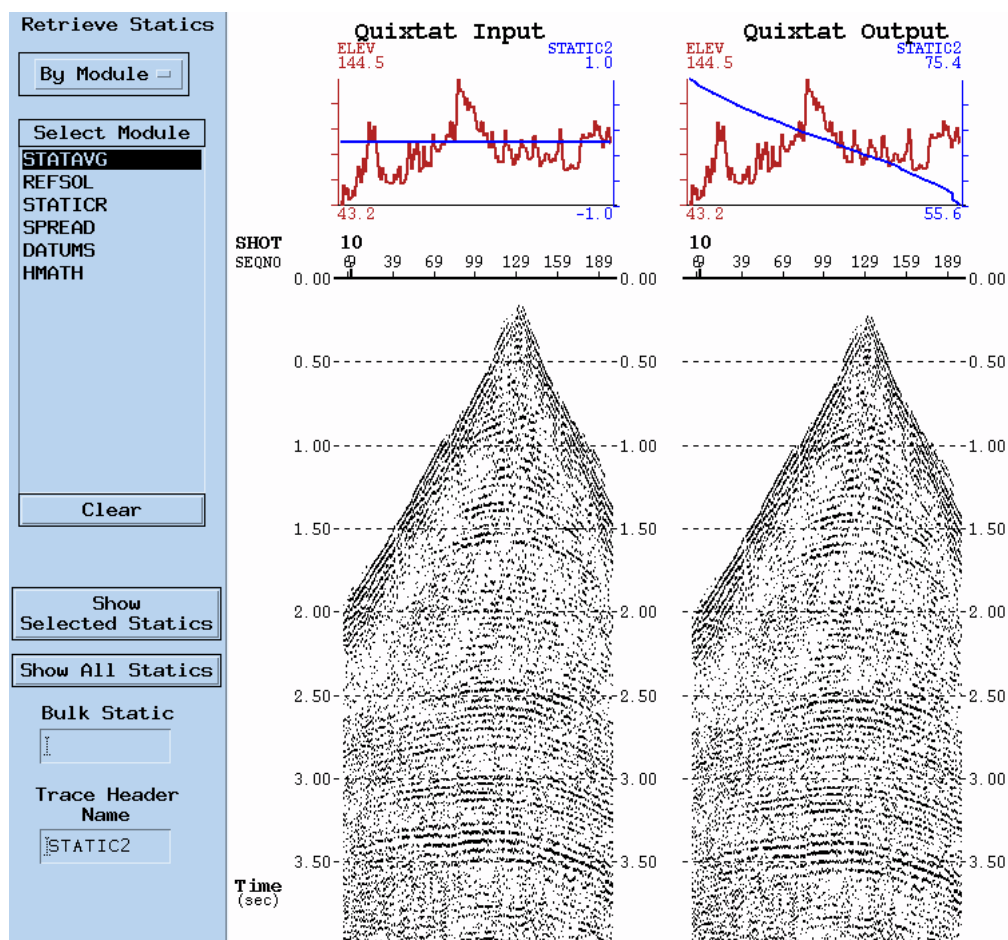


Figura 5.44 Aplicación del plano de referencia (*Float Statics*), a través de la ventana *QUIXTAT*.

La aplicación del plano flotante se realizó mediante la *ventana de recobro iterativo* o ventana de *QUIXTAT*, dentro del mismo proceso de apilado con estáticas de refracción, (ver figura 5.44). A partir de este punto se realizó nuevamente el procesamiento explicado en las secciones anteriores, ya que al mover los datos a un nuevo plano de referencia es

preciso realizar nuevamente los análisis de velocidad y las correcciones estáticas y dinámicas.

En la figura 5.45, se puede observar el apilado con estáticas de refracción llevados un datum flotante. Para el cálculo de las correcciones estáticas necesarias para pasar de un datum de 0 metros al datum flotante, se uso la velocidad de reemplazo de 3000 m/seg.

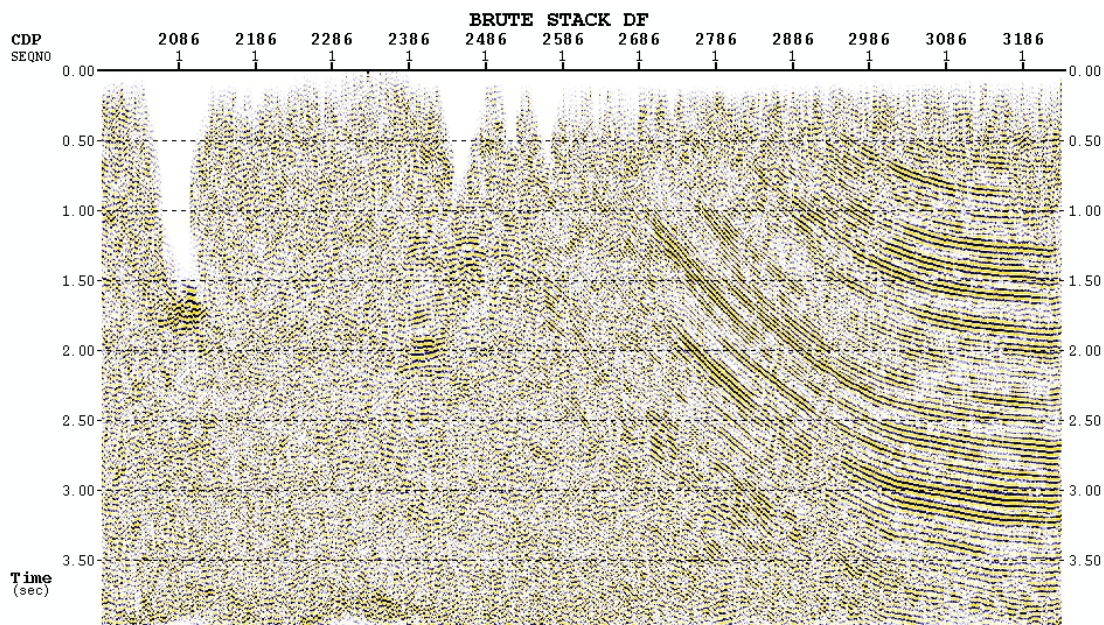


Figura 5.45 Apilado preliminar, con los datos corregidos estáticamente con refracción y llevados a un nuevo plano de referencia (Datum Flotante).

6. ANÁLISIS DE RESULTADOS

6.1 Generalidades

El procesamiento de los datos sísmicos correspondientes a la línea en 2D del presente trabajo, del proyecto realizado por PDVSA al norte del estado Anzoátegui, en la zona Puerto Píritu-Barcelona, se llevó a cabo en el Laboratorio de Interpretación del Subsuelo del Departamento de Geofísica de la Universidad Central de Venezuela.

En el procesamiento de los datos, además de las rutinas convencionales, se utilizó el filtro TMDDF (*Tremmed mean dynamic dip filter*) y se manipulo los planos de referencia para determinar en que medida se mejoran los datos, de esta forma se determinó de forma precisa las velocidades de apilamiento, que al hacerlas independientes del buzamiento de los eventos, se logró una mejor definición de los reflectores. Además se usó la técnica de los primeros quiebres para el cálculo de las estáticas de refracción y de estáticas residuales no consistente con la superficie.

El levantamiento en campo se hizo con dos patrones, en la zona plana se utilizaron 268 canales y una distancia entre puntos de tiro de 100 m., en la zona de montaña se utilizó 248 canales y una distancia entre puntos de tiro de 50 m.

6.2 Parámetros de Adquisición

Los siguientes fueron los parámetros de grabación empleados:

- ✓ Instrumento de grabación : SN 388 portátil con helicóptero.
- ✓ Formato: *SEGD* Demultiplexado.
- ✓ Tiempo de grabación: 8 seg.
- ✓ Intervalo de muestreo : 2 m.
- ✓ Fuente de energía: Explosivos.

- ✓ Disparos centrados entre estaciones

Parámetros zona plana:

- ✓ Número de canales: 268.
- ✓ Carga: 5 x 0.15 kg cada pozo.
- ✓ Profundidad de la carga: 1,5 m.
- ✓ Distancia entre puntos de tiro: 100m.
- ✓ Distancia entre estaciones: 50 m.
- ✓ Tendido: Simétrico.

Parámetros zona de montaña:

- ✓ Número de canales: 248.
- ✓ Carga: 5 x 0.15 kg cada pozo.
- ✓ Profundidad de la carga: 1,5 m.
- ✓ Distancia entre puntos de tiro: 50m.
- ✓ Distancia entre estaciones: 25 m.
- ✓ Tendido: Asimétrico.

6.3 Procesamiento de Datos Sísmicos

La información sísmica se recibió en cintas magnéticas en formato *SEGD*, una vez que los datos son llevados a un formato interno del programa y remuestreado a una razón de 4 ms, la secuencia final de procesamiento fue la siguiente:

1. Construcción de la geometría
2. Edición de trazas y registros malos
3. Prueba de Parámetros: Prueba de Ganancia, Prueba de Filtro y Prueba de Deconvolución

4. Primeros Quiebres
5. Ordenamiento por *CDPs*
6. Recuperación de Amplitudes
7. Balanceo Espectral
8. Deconvolución antes de apilamiento
9. Apilado bruto.
10. Corrección de Estáticas: Corrección por Elevación, de Refracción y al Datum Flotante.
11. Primer paso de Estáticas Residuales.
12. Primer análisis de velocidades.
13. Apilado preliminar.
14. Segundo paso de Estáticas Residuales.
15. Segundo Análisis de Velocidades.
16. Apilado Preliminar de segundas estáticas.
17. Análisis de Velocidad para el *DMO*.
18. Migración Parcial *DMO*.
19. Migración Final.
20. Post-Apilamiento: Filtro Variante en Tiempo, Atenuación de Ruido Aleatorio.
21. Presentación Final.

6.3.1 Cargar Geometría

La información suministrada por *PDVSA* para el procesamiento de los datos sísmicos de la línea de trabajo consistió de la siguiente:

- ✓ Cintas con la información de correspondiente de los archivos de campo.
- ✓ Reporte del Observador.
- ✓ Disco con la información de las coordenadas y las elevaciones de cada una de estaciones.

Con esta información se armaron los archivos de geometría de las líneas receptoras ubicando cada una de las estaciones con sus respectivas coordenadas y elevaciones. De igual manera se hicieron la geometría de las líneas de disparo y el archivo de relación, este último asigna los canales sísmicos a las estaciones receptoras, para cada disparo.

Por último el programa calculará los *CDPs* a partir de la información previamente almacenada. Todos estos cálculos los podemos observar en un mapa (Figura 6.1), que también nos servirá para ubicar la esta estaciones, los disparos y los canales vivos conectados a los cables.

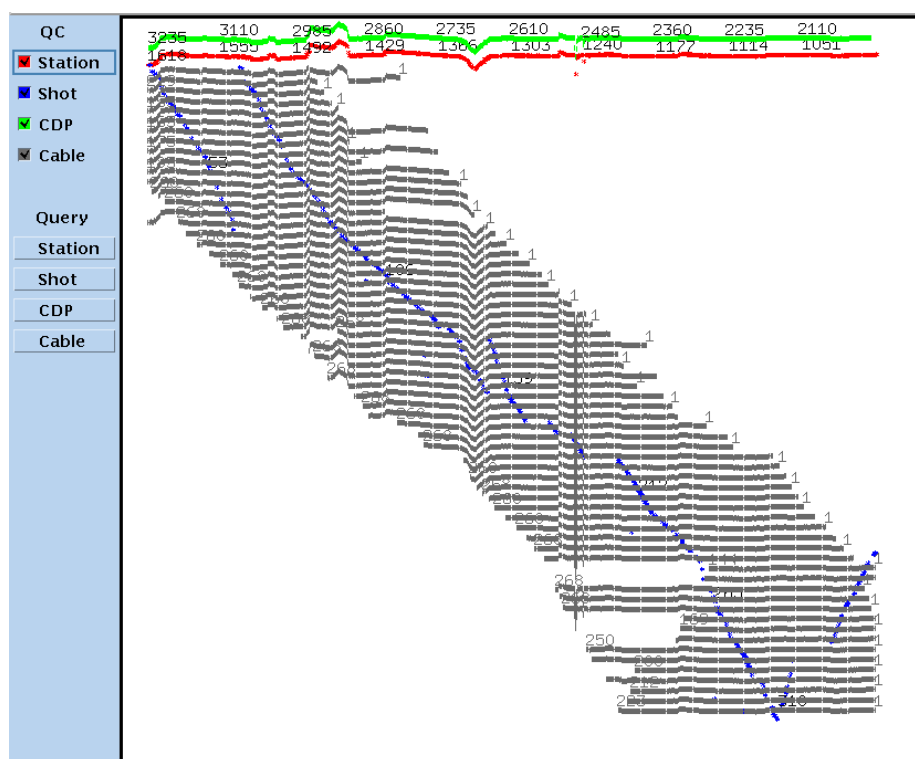


Figura 6.1 Mapa Iterativo de Ubicación, en el podemos ver las ubicaciones de las estaciones, los disparos, los cables de los receptores y la respectiva ubicación de las estaciones por punto común en profundidad (*CDP*). Las coordenadas y escalas son internas del programa por eso es iterativo, esto sirve para que el analista lo compare con el grafico generado en campo.

En esta etapa se realizó un control de calidad de la información de coordenadas y las elevaciones, el cual se puede apreciar en el capítulo anterior de Metodología.

En la figura 6.2 se puede observar la *carta del apilado* (Stacking Chart), el cual es utilizado para hacer un rápido control de calidad sobre el modelo de geometría de la actual línea sísmica, en ella se puede verificar las coordenadas de los disparos, distancia fuente-receptor, *CDPs* y coordenadas de las estaciones receptoras. Por último en la figura 6.3 muestra las evasiones de la línea para cada estación.

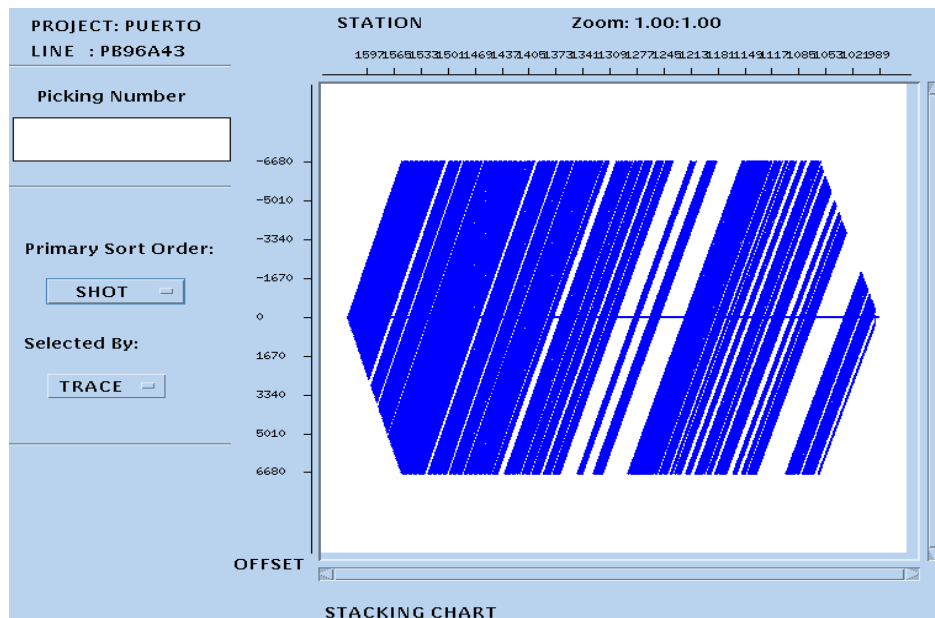


Figura 6.2 Carta del Apilado, el mismo es utilizado para ver los distintos modelos de geometría

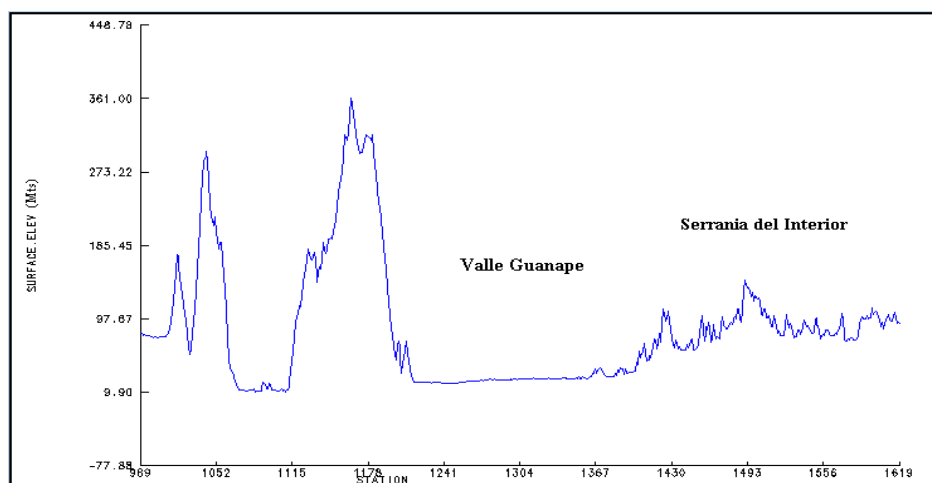


Figura 6.3 Perfil de elevaciones de los datos de la línea de trabajo.

6.3.2 Edición

Consiste en editar los registros de campo para eliminar las trazas o registros de baja calidad al ruido sísmico presente en área de estudio. Los registros de prueba o muy ruidosos fueron eliminados, de la misma forma se eliminaron total o parcialmente las trazas ruidosas (o con Spike) y se corrigieron las trazas con polaridad invertida.

En este proceso se realizó una fuerte eliminación de trazas ruidosas debido a la presencia de ruido en los datos, ocasionado por la presencia de una estructura muy compleja en la zona de estudio.

6.3.3 Pruebas de Recuperación de Amplitudes.

Con el fin de compensar la pérdida de amplitudes a medida que la señal sísmica penetra en el subsuelo y el frente de onda se va expandiendo, las amplitudes de las trazas fueron multiplicadas por un escalar, basado en la siguiente formula:

$$Escalar = \frac{V(t)^{(Vopcion)} \times t^{(topcion)}}{Long.Datos **topcion \times Veloc.Final **Vopcion} \quad (6.1)$$

donde $V(t)$ es la velocidad promedio en el tiempo, t es el tiempo de la muestra, $topcion$ y $Vopcion$ son valores con los cuales se hicieron las pruebas.

Se hicieron pruebas de ganancia por divergencia esférica, usando la misma función de velocidades regionales usada en otras líneas del mismo proyecto, (Revisar Capitulo de Metodología).

Para calcular los escalares de ganancia se variaron los exponenciales a los cuales se elevan los tiempos de muestras; entre los valores que se probaron fueron: 2, 1.2, 1, -1 y -2. En las figuras 6.4 a, b, c, d y e; se muestra el registro 10 con estas 5 ganancia, decidiendo usar la correspondiente al exponencial de -1.

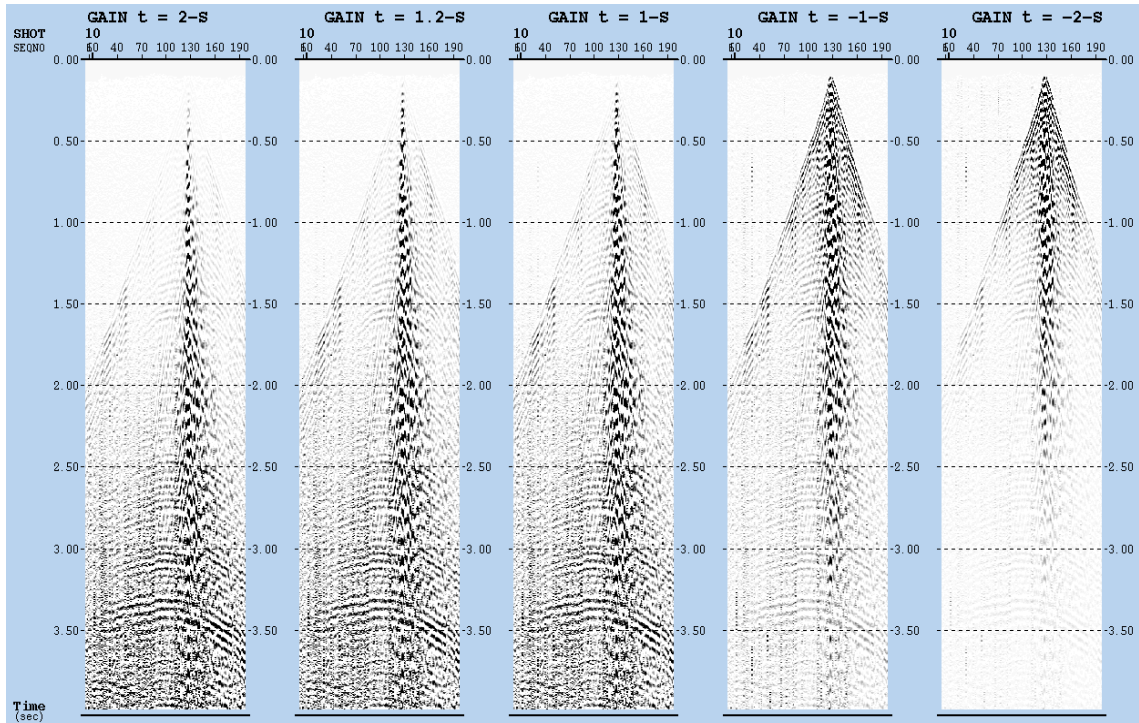


Figura 6.4 Recuperación de Amplitudes por divergencia esférica, con valores de t de a) 2, b) 1.2, c) 1, d) -1, e) -2.

6.3.4 Pruebas de Filtro.

Se probaron los siguientes filtros pasabanda con los valores como se indican en la tabla 6.1.

Tinicial	Tfinal	F1	F2	F3	F4
0	4000	6	12	20	30
0	4000	20	30	50	60
0	4000	50	60	90	105
0	4000	12	25	44	60
0	4000	18	20	45	54

Tabla 6.1 prueba de filtro para distintos rangos de frecuencia.

Los efectos de estos filtros sobre el registro del disparo 10 se pueden observar en la figura 6.5 *b, c, d, e y f*. Como resultado de estas pruebas se decidió aplicar un filtro por

ventanas, tratando de mejorar la continuidad de los eventos tanto en la parte somera como de la parte más profunda, suponiendo que en las reflexiones más profundas prevalecen las bajas frecuencias, mientras que en las reflexiones más someras prevalecen las altas frecuencias, debido a (ver Capítulo Metodología) la absorción natural de altas frecuencias en su recorrido por el suelo. La figura 6.5a corresponde al mismo registro sin filtro.

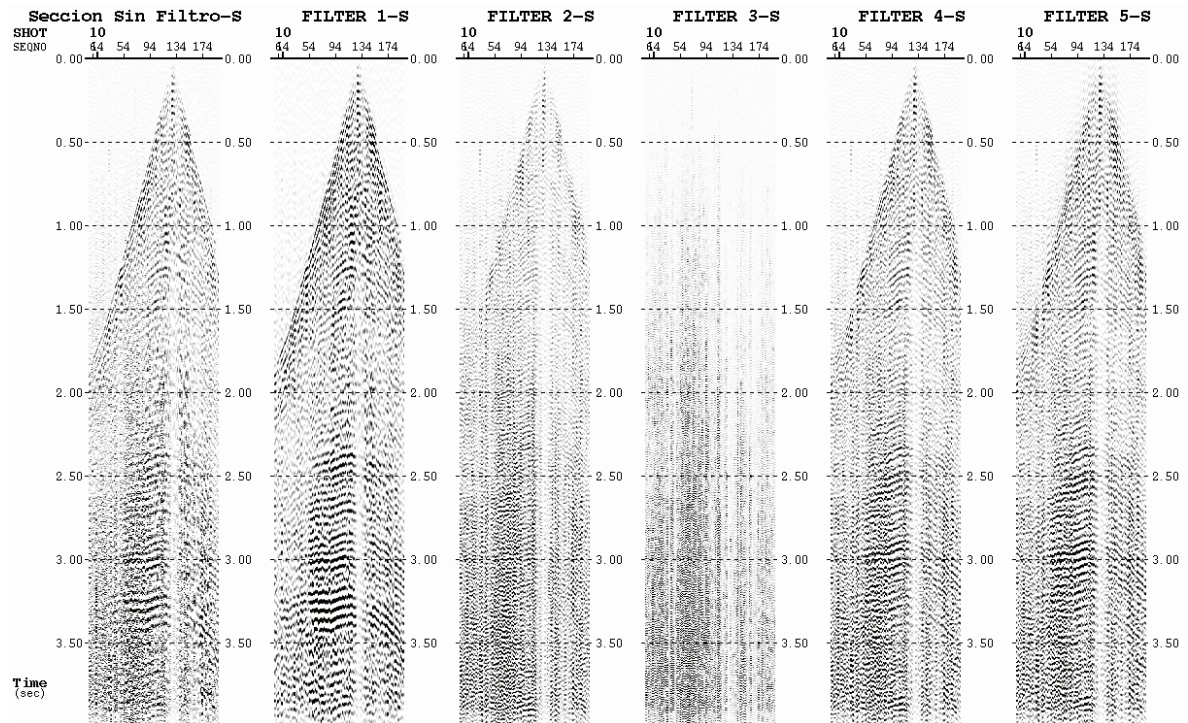


Figura 6.5 Resultado de las pruebas de filtro realizadas sobre el registro del disparo 10. Los rangos de frecuencia corresponden en el mismo orden en que se encuentran en la tabla 6.1 donde la figura a corresponde al registro crudo de los datos.

Como resultado de estas pruebas se decidió aplicar un filtro de dos ventanas con los siguientes parámetros (tabla 6.2):

Tinicio	Tfinal	F1	F2	F3	F4
0	2500	12	25	44	60
2600	4000	18	20	45	54

Tabla 6.2 Parámetros el filtro variante en tiempo.

6.3.5 Pruebas de Deconvolución.

Se probó la deconvolución predictiva antes de apilamiento, eligiéndose una ventana de diseño entre 1176 a 1648 ms para trazas cercanas y 2064 a 2624 ms para trazas lejanas. Se usaron las siguientes distancias predictivas: 4, 12, 24 y 36 ms fijando una longitud de operador en 200 ms.

Las pruebas de deconvolución se pueden apreciar en las figuras 6.6 *b, c, d y e*; y la figura 6.6a corresponde al mismo registro sin deconvolución. Como resultado de estas pruebas se tomo la distancia predictiva de 24 ms, longitud del operador de 200 ms y la longitud de la autocorrelación fue de 2500 ms.

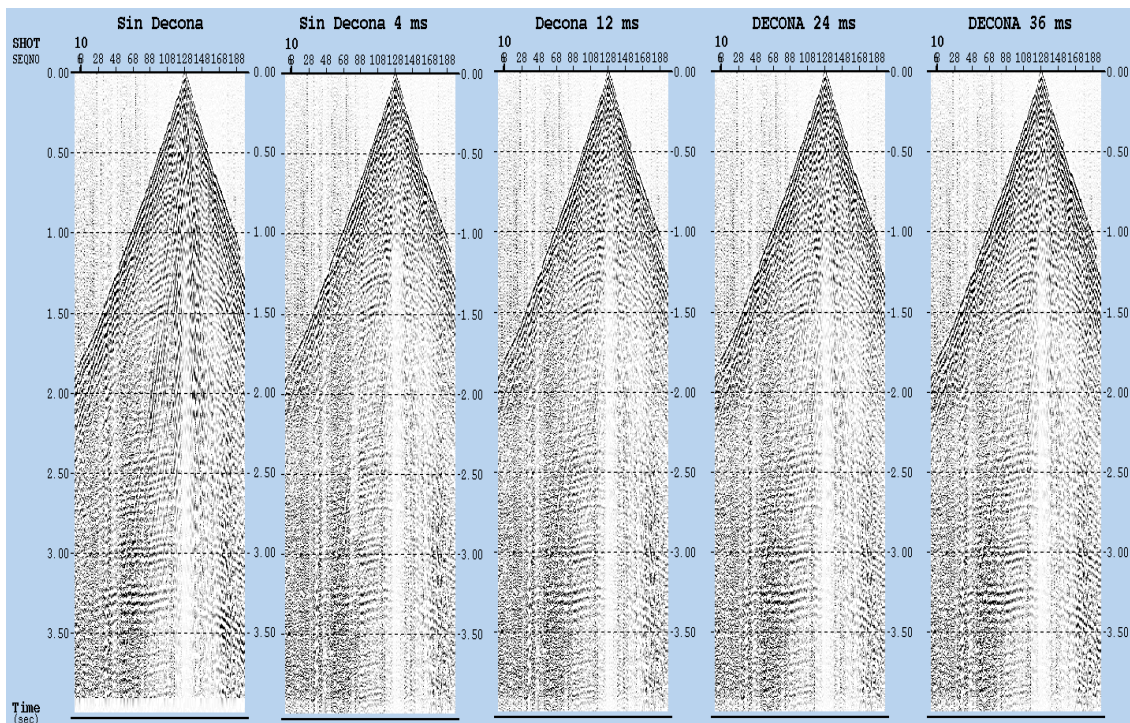


Figura 6.6 Efecto de la deconvolución, a) corresponde al registro crudo, b) a la distancia predictiva de 4 ms, c) 12ms, d) 24 ms, y e) a 36 ms.

6.3.6 Primeros Quiebres.

La selección de los primeros quiebres se calcularon usando el modulo de Primeros Quiebres por Redes Neurales (*FBNET*), la selección se hace a mano siguiendo traza a traza las primeras llegadas, de esta manera el programa podrá estimar con mucho más precisión los tiempos intercepto y las velocidades para un modelo de refracción.

Para suavizar los valores de profundidad de la capa meteorizada, se usó una velocidad constante de 800 m/s para esta capa. Las estáticas se refirieron a un datum de 400 m sobre el nivel del mar, empleando una velocidad de reemplazo de 1800 m/s.

6.3.7 Ordenamiento por CDP.

Las trazas que forman los distintos registros de campo fueron reordenados, agrupándose los que pertenecen a un mismo punto común en profundidad o *CDP*, siguiendo un orden creciente en base a la distancia del punto de tiro a los receptores.

6.3.8 Recuperación de amplitudes.

La absorción de amplitudes debido a efectos de divergencia esférica y atenuación inelástica fueron compensados multiplicando cada traza por un escalar como se explicó anteriormente, y utilizando la función de velocidad interna de la rutina *GAIN*.

6.3.9 Balanceo Espectral.

El balanceo es un programa de ajuste que se utilizó para mejorar la apariencia de los datos sísmicos graficados, después de que otro proceso ha sido completado. Usando el módulo *BALANCE* podemos hacer que las áreas de menos contraste de amplitud sísmica puedan ser resaltada, transformándolas en áreas de amplitud relativa más resaltantes; las variaciones entre las áreas menos resaltantes y las más resaltantes serán menos severas.

6.3.10 Deconvolución antes de apilamiento.

Se empleó la deconvolución predictiva, la cual realza las altas frecuencias, aumentando la resolución de los eventos sísmicos. De acuerdo a las pruebas hechas anteriormente se aplicará una deconvolución de una ventana, una distancia predictiva de 24 ms, longitud del operador de 200 ms, porcentaje de ruido blanco 0.1 % y la longitud de la autocorrelación fue de 2500 ms, logrando mejorar en una buena parte la continuidad de los eventos.

En la figura 6.7a se puede observar el registro crudo del disparo número 10 y en la figura 6.7b se puede apreciar como desapareció el cono de ruido y de la misma forma, se mejoraron la continuidad de los datos, en especial los reflectores que se encuentran entre los 1000 ms y 1500 ms, y entre los 2400ms y 3200 ms.

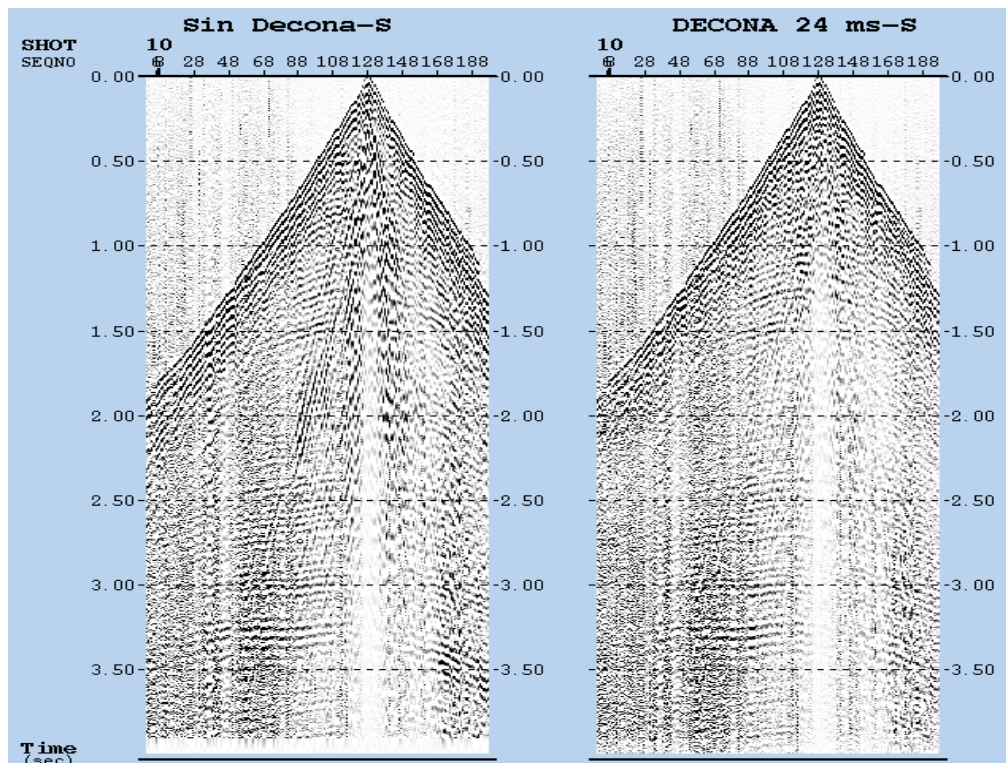


Figura 6.7 En a) Registro crudo del disparo 10 y b) el mismo registro con la aplicación de la deconvolución que mejor resultado arrojó las pruebas del mismo.

6.3.11 Apilado bruto

Este apilado (Brute Stack), servirá de base para establecer comparaciones, luego de aplicarle a estos mismos datos los procesos posteriores, (ver figura 6.8).

Hasta el momento solo tenemos aplicados los procesos antes mencionados, ahora vamos a comparar estos resultados con los datos corregidos estáticamente por elevación y refracción, y veremos si estos mejoran si utilizamos un nuevo plano de referencia.

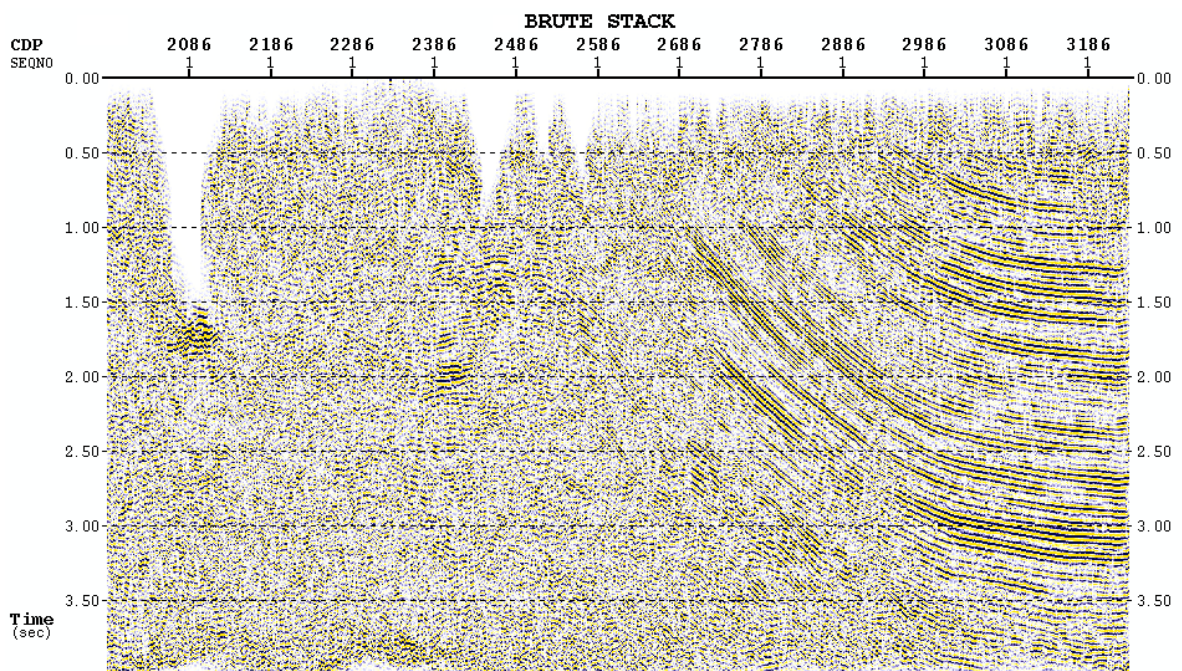


Figura 6.8 Apilado Bruto

6.3.12 Corrección de Estáticas: Corrección por Elevación, de Refracción y al Datum Flotante

6.3.12.1 Corrección por Elevación

Las correcciones por estáticas de elevación fueron calculadas utilizando dos módulos de proceso, la rutina de *DUMIN*, en el cual se le indica al computador el tiempo de

muestreo de los datos y la longitud de los mismos, los cuales se encuentran entre los 4 ms y 4000 ms, respectivamente, seguidamente, ordena los datos por cdp y de esta forma prepara los datos para crear un modelo geológico de entrada. Con el módulo de *DATUMS* creamos el modelo y le indicamos al computador el grosor y la velocidad de la capa meteoriza, de la misma forma le indicamos a que altura posicionará el plano de referencia, en nuestro caso en particular lo colocamos a una altura promedio de 400 metros.

La aplicación se hizo mediante la ventana de *recobro interactivo de valores estáticos QUIXTAT* (Como se explico en el Capítulo de Metodología), a partir de la cual se generó una sección apilada con las estáticas de elevación, (figura 6.9).

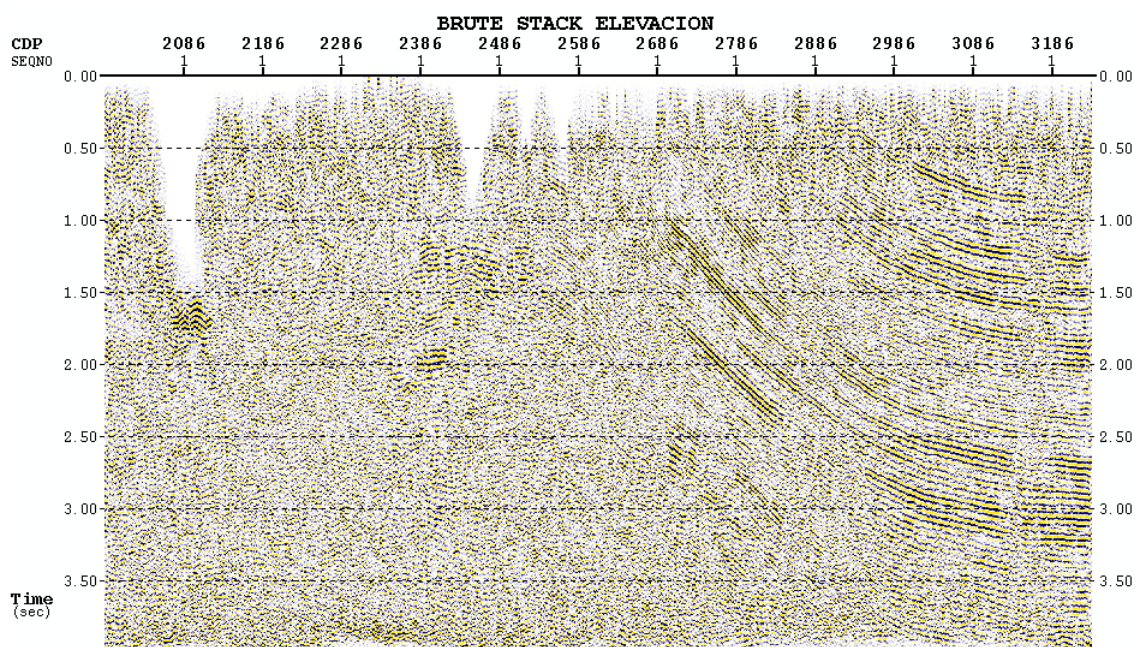


Figura 6.9 Apilado con estáticas de elevación

6.3.12.2 Corrección de Refracción

Las correcciones de estáticas de refracción fueron calculadas utilizando el modulo de *tiempo de retardo tomográfico REFSOL* (Tomographic Delay Time). Este proceso requiere un modelo geológico de entrada, el cual contienen los tiempos interceptos y las

velocidades las capas cercanas a la superficie, además de los tiempos de las primeras llegadas. De acuerdo al análisis de las primeras llegadas (figura 6.10), se creó un modelo de refractor de una capa, obteniendo una velocidad de 3042 m/s; también se consideró el mismo plano de referencia que se utilizó para hacer la corrección de elevaciones, de 400 metros.

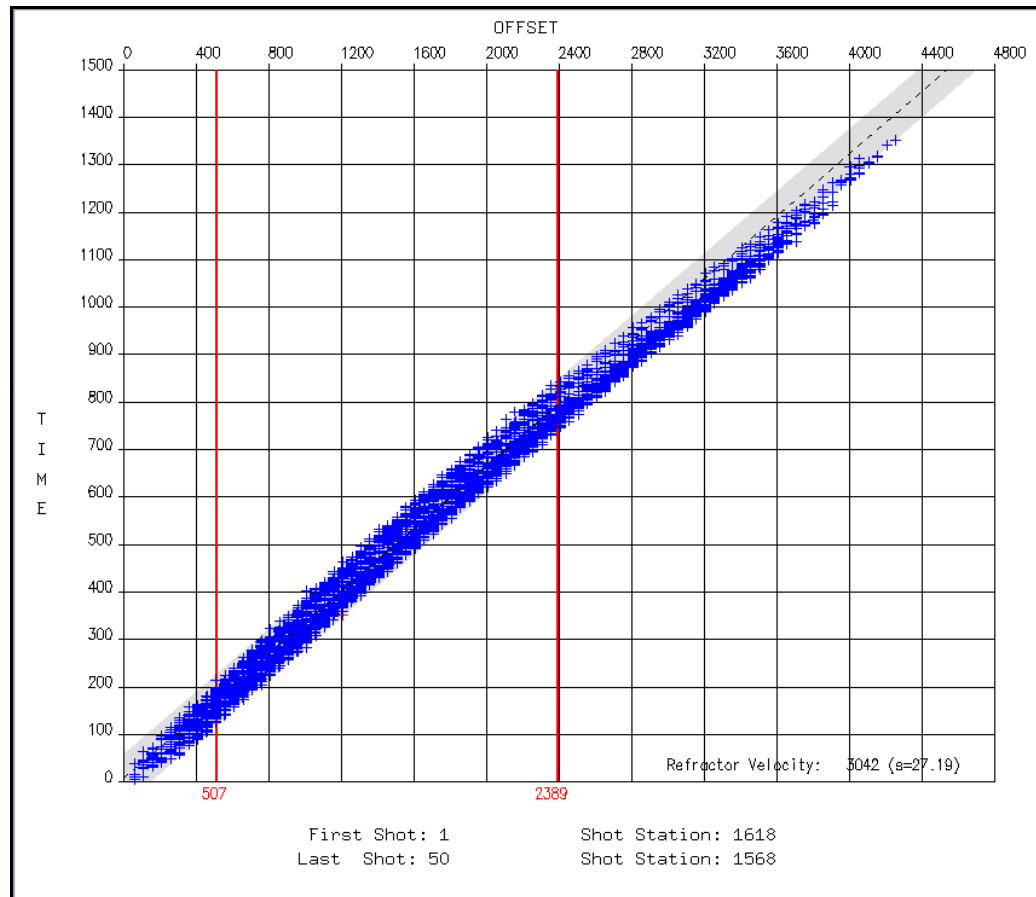


Figura 6.10 Gráfico de tiempo versus offset para 50 registros, aquí se puede observar el modelo del refractor para una sola capa, con su respectiva velocidad.

Una forma de hacer un control de calidad del modelo de refracción a partir de las estáticas de refracción calculadas, se puede realizar en primer lugar analizando los primeros quiebres como valores de estáticas que serán aplicados a los registros, con el fin de verificar si realmente son aplanados los datos en el dominio de receptores y de disparos (figura 6.11). Aquellos registros de disparos o receptores que no logren ser aplanados en las secciones apiladas resultantes, pueden indicar que haya un error en la geometría o hay un error en la determinación de los primeros quiebres o en el modelo de refracción.

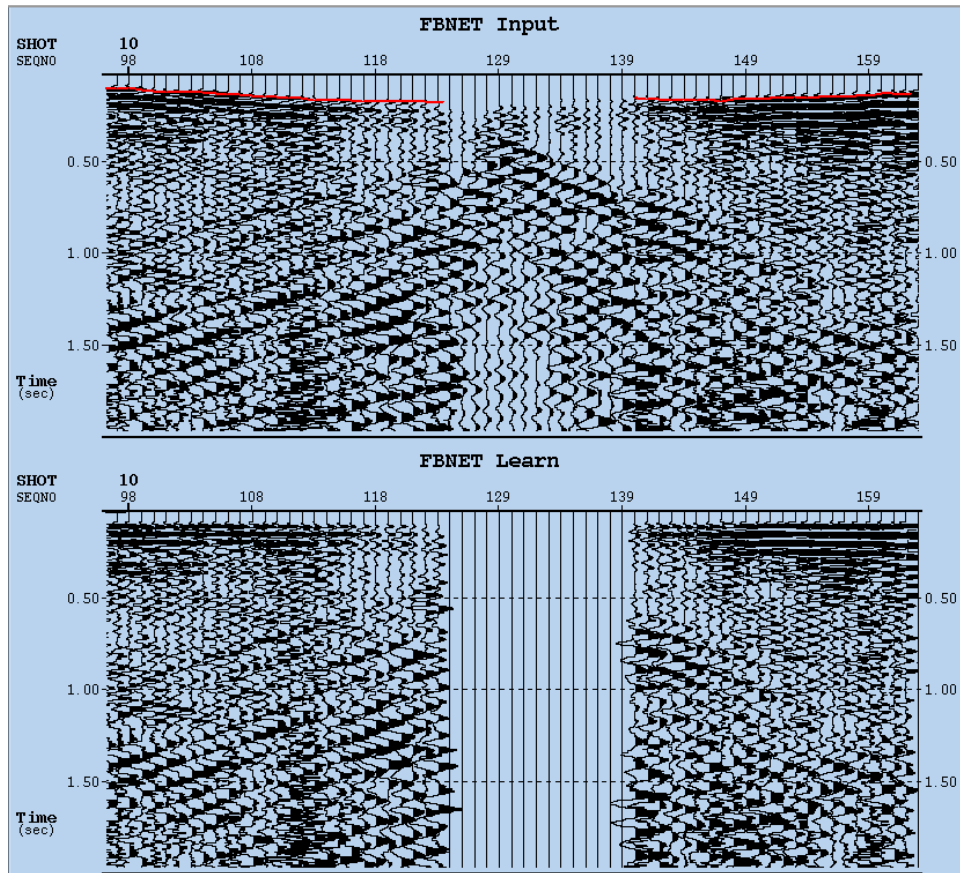


Figura 6.11 Selección de primeros quiebres sobre el disparo 10, en la parte superior aparecen marcados en rojo los primeros quiebres. En el gráfico inferior aparecen los quiebres alineados cerca de los 100 ms como control de calidad

En segundo término, una manera más robusta de hacer un control de calidad, se puede hacer graficando los valores respectivos de las estáticas calculadas para receptores y disparos, junto a el perfil topográfico, el cual se debería asemejar de la capa meteorizada del modelo. Este análisis nos permite ver el comportamiento de las estáticas el cual se debería ser al de un espejo con respecto al grafico de las elevaciones en el dominio del disparo, (ver figura 6.12).

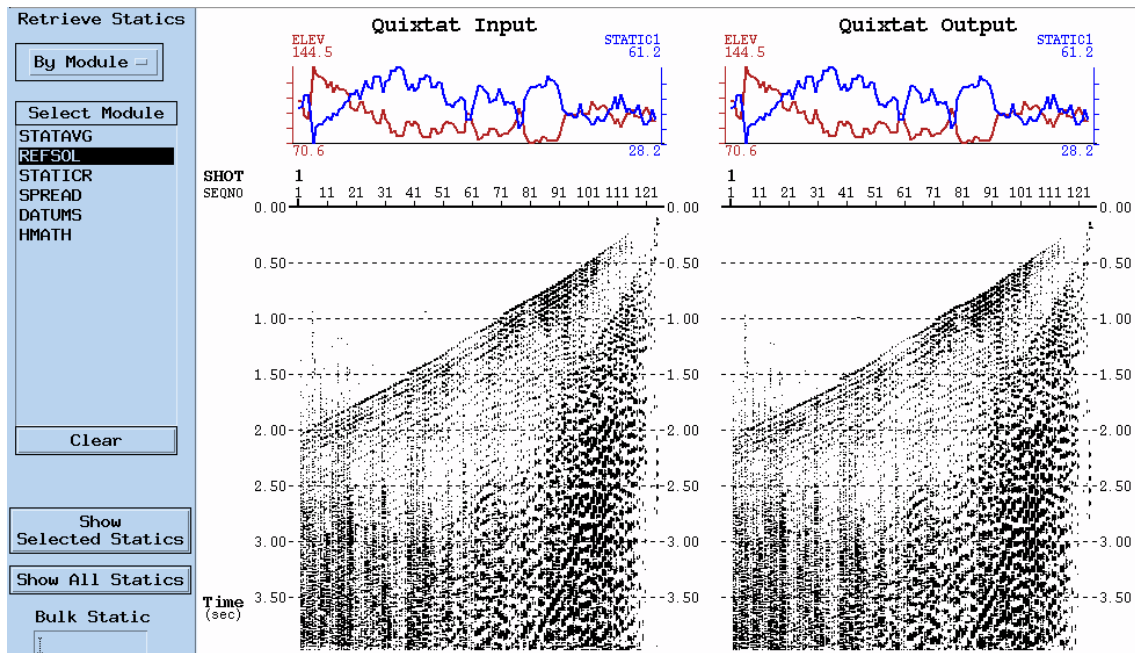


Figura 6.12 Registro del disparo 1, en el se puede apreciar después de aplicada las estáticas, el valor correspondiente en la zona de la corrección y su relación con respecto a la topografía, el efecto espejo nos indica un buen comportamiento de las estáticas.

Por último en esta etapa de control de calidad de las estáticas de refracción se generó una sección apilada con las estáticas de refracción, (ver figura 6.13), donde la comparación con las estáticas de elevaciones, mostró que las estáticas de refracción utilizando en método de los primeros quiebres dan un mejor resultado que las estáticas de elevación.

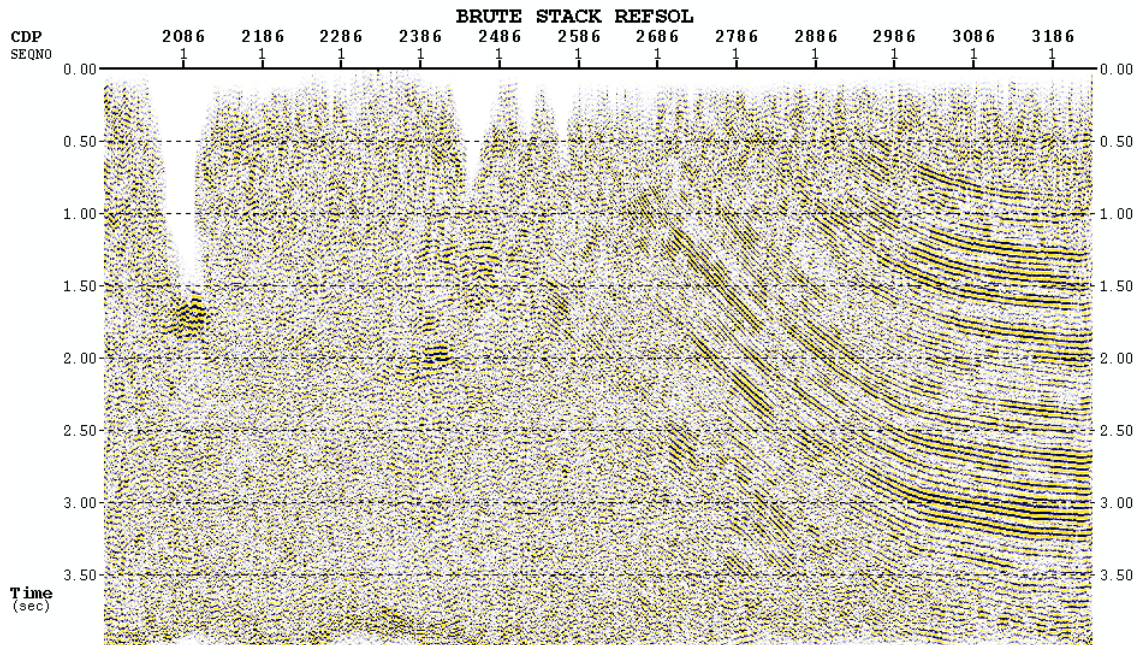


Figura 6.13 Apilado con Estáticas de Refracción.

6.3.12.3 Corrección al Datum Flotante

El área de ubicación de estos levantamientos corresponde a la depresión de Unare y parte de la zona oriental de la cordillera de la costa, encontrándose elevaciones hasta 1800 m. Sobre el nivel del mar. Por esta razón se cambió el nivel de referencia de los datos de 0 m. sobre el nivel del mar a un nuevo plano de referencia (o datum flotante). Esto permite hacer una selección más idónea de las velocidades de apilamiento, así como también preservar la información comprendida entre 0 m. y el datum flotante que de otra forma se perdería al aplicar las estáticas.

Este datum flotante se crea con la rutina *STATAVG*, el mismo es capaz de crear dos archivos uno que contiene las correcciones estática para el nuevo plano de referencia y un segundo archivo el cual contiene el plano final en el dominio del CDP. Los archivos son llamados *FLOTA STATICS* y *CDP MEAN* respectivamente.

Para el cálculo de las correcciones estáticas necesarias para pasar del datum flotante de 0 m. al datum flotante, se usó la velocidad de 3000 m/s.

Aquí cambian los datos de entrada, ya que los mismo son llevados a un datum flotante, para lo cual se necesito de un análisis de velocidad con el nuevo plano de referencia. La aplicación se hizo mediante la ventana de *recobro interactivo de valores estáticos QUIXTAT* (Como se explico en el Capítulo de Metodología), a partir de la cual se generó una sección apilada con las estáticas de elevación, (Figura 6.14).

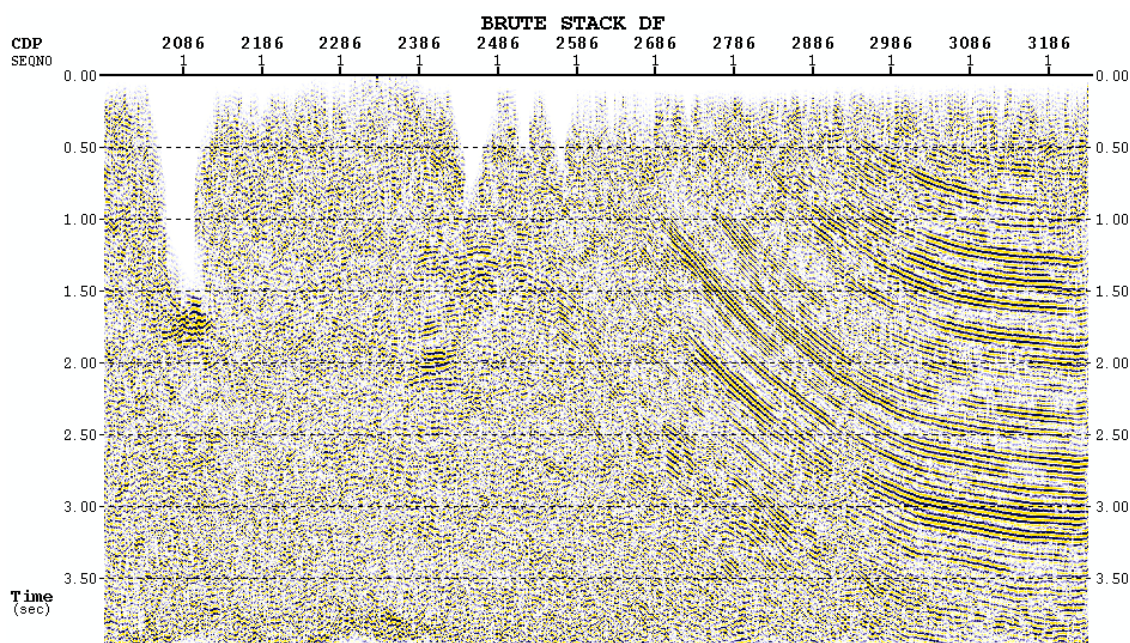


Figura 6.14 Apilado con datos llevados a un datum flotante.

6.3.13 Primer Análisis de Velocidades

Los primeros análisis de velocidades para los apilados, se determinaron usando los gráficos de coherencia o de semblanza, los cuales necesitaron de paneles de *cdps* dependiendo de la zona, 60 si eran para la zona de montaña y 90 si eran de la zona plana, los cuales eran apilados con velocidades comprendidas entre 1600 y 6400 m/seg, también se realizó un análisis para el datum flotante con datos reposicionados con el nuevo plano de referencia.

6.3.14 Primer Paso de Estáticas Residuales

Las estáticas automáticas consistentes con superficie, se calcularon al datum flotante, por considerar que los datos presentaron mejores resultados, posterior a las estáticas residuales. Aquí, se utilizaron básicamente dos módulos, el primero de remoción de estructuras por estáticas automáticas (*Structure Removal for Automatic Statics, PREPARE*) y el segundo modulo de cálculo de estáticas consistentes con superficies, (*Surface-consistent Statics Computation, STATICR*).

Para este primer paso se realizó varias pruebas de correlación para distintas trazas guías, de manera de conseguir la mayor corrección de estática residual., el cálculo de las estáticas se hace en una ventana a lo largo de la sección apilada al datum flotante, de manera de incluir aquí zonas con buena información.

6.3.15 Análisis de Velocidad para 1er Pase de Estáticas Residuales

Con el segundo análisis de velocidad se busca la selección de las velocidades de apilamiento mucho más precisas, para ello los datos tienen aplicadas las primeras correcciones estáticas, en los cuales nuevamente se realizó un análisis con ayuda de los gráficos de coherencia o de semblanza cada 90 *cdps*, para poder tener un mejor control de la variación lateral de las velocidades.

6.3.16 Apilado con el 1er Pase de Estáticas Residuales

La aplicación del primer pase de estáticas residuales se hizo mediante la ventana de *recobro interactivo de valores estáticos QUIXTAT* (Como se explico en el Capítulo de Metodología), a partir de la cual se generó una sección apilada con la aplicación de estas correcciones, (Figura 6.15).

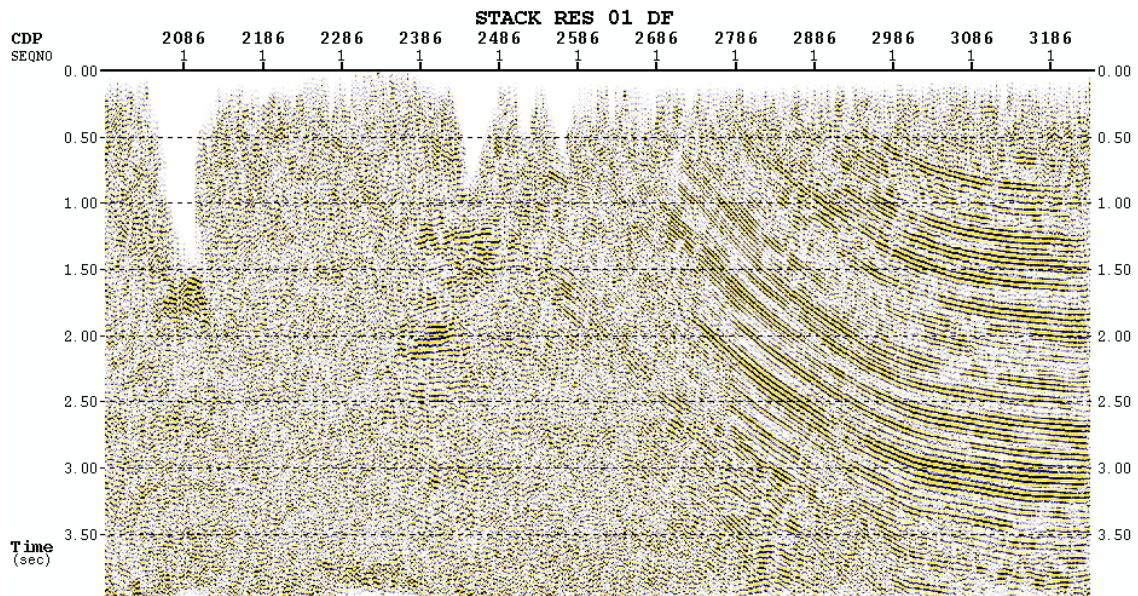


Figura 6.15 Apilado preliminar con primer pase de estáticas residuales.

6.3.17 Segundo Pase de Estáticas Residuales

Se aplicó un segundo paso de estáticas residuales para refinar las correcciones causadas en el primer paso. Se usó nuevamente se utilizaron los módulos de remoción de estructuras por estáticas automáticas (*Structure Removal for Automatic Statics, PREPARE*) y el módulo de cálculo de estáticas consistentes con superficies, (*Surface-consistent Statics Computation, STATICR*).

Para este segundo paso se esperan valores no muy grandes de estáticas por lo que se redujo el número de correlaciones por traza, para lo cual se utilizó la sección apilada con primeras correcciones estáticas.

6.3.18 Segundo Análisis de Velocidad para 2do. Pase de Estáticas Residuales

Para este análisis de velocidad se aplicaron las correcciones de las segundas estáticas, con el fin de obtener una función de velocidad lo suficientemente precisa y que refleje la realidad de los datos de la zona.

Para ello se utilizaron los análisis de semblanza para grupos de 90 *cdps*, obteniendo una ligera variación con respecto de los análisis anteriores de las velocidades.

Los distintos campos de velocidades generados aquí, en cada una de las diferentes etapas fueron chequeados utilizando los paneles de isovelocidades, de manera de llevar un control de calidad de los resultados, teniendo un control de los cambios abruptos de velocidad e inversiones de velocidad (figura 6.16), los cuales fueron previamente analizados y comparados con trabajos previos hechos en la zona.

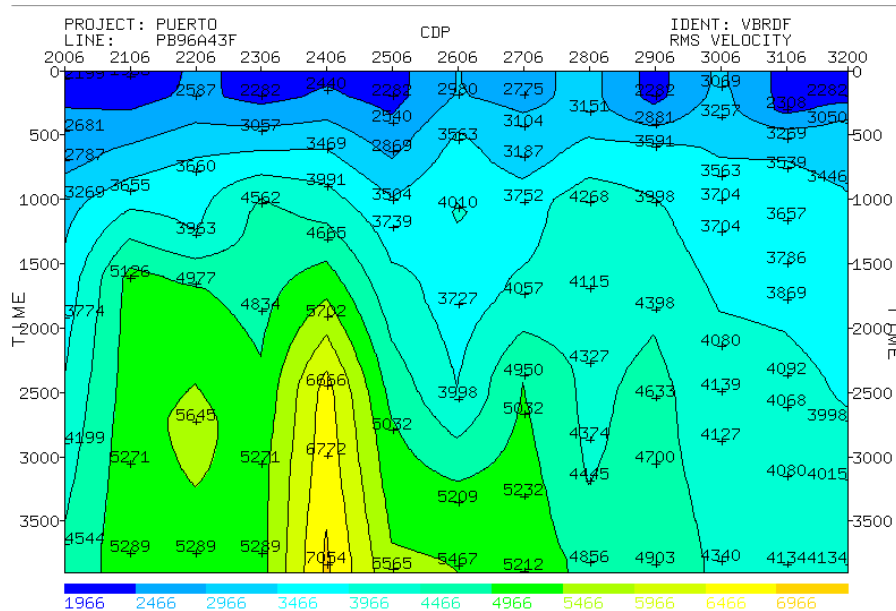


Figura 6.16 Campo de velocidades con los datos llevados al Datum Flotante.

6.3.19 Apilado Preliminar de Segundas Estáticas Residuales

Después de corregir los datos por *NMO* y con las estáticas residuales aplicadas, se procedió a generar una sección apilada utilizando para el estacado las velocidades del segundo análisis de velocidad, (figura 6.17). En ella se puede evidenciar como mejora la sección en comparación a la del primer paso de estáticas residuales (figura 6.15). Se puede

notar una notable mejoría en la continuidad de los eventos, tanto los superficiales como en los eventos profundos, lo que era de esperarse.

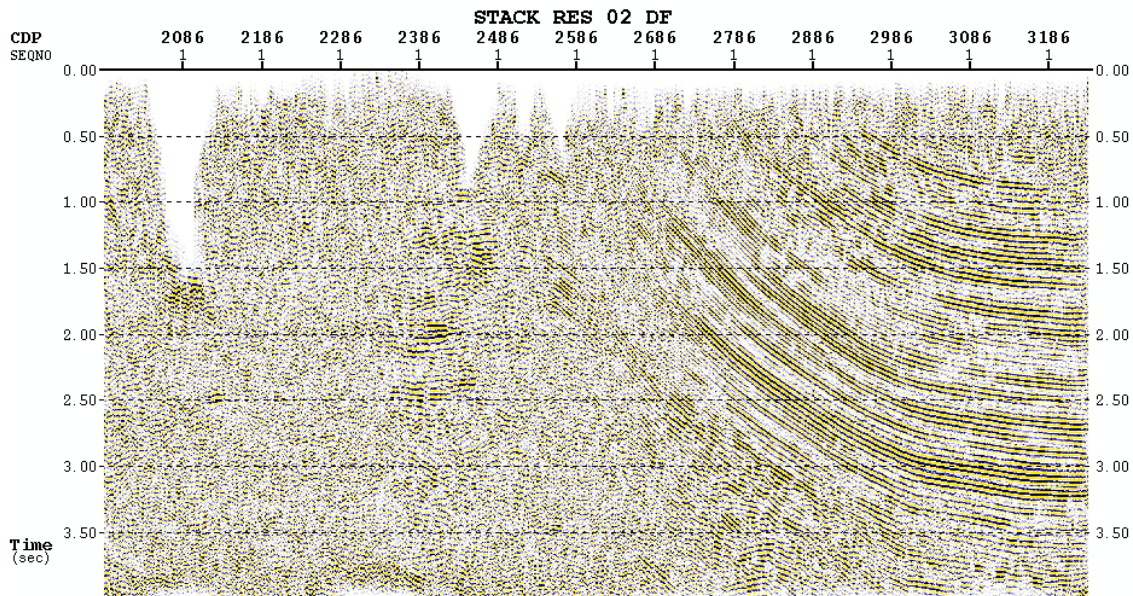


Figura 6.17 Apilado preliminar con segundo pase de estáticas residuales

6.3.20 Análisis de Velocidad para el DMO

Con este último análisis de velocidad se busca obtener las mejores velocidades RMS para el apilamiento final, por lo cual se procede de la misma forma como lo hemos venido haciendo, pero esta vez de manera de suavizar un poco las velocidades se escogió paneles de 90 *cdps*.

6.3.21 Migración Parcial DMO sobre Topografía Irregular

Mediante el Dip Move Out (*DMO*), se busca resolver los conflictos que se presentan con las velocidades de apilamiento de algunos eventos que coinciden en tiempo y ubicación dentro de una sección sísmica y que presentan diferentes buzamientos. Un evento con buzamiento apila con velocidades mayores que un evento plano.

La aplicación del *DMO* se hizo a través de la ventana de *CMPDMO*, que es una corrección en el dominio del offset común, el cual agrupa en grupo de *cdps* o paneles de *cdps* y aplica el operador de *DMO*, que no es más que un operador de migración parcial, el cual corrige en tiempo las variaciones laterales de las trazas a partir de la sección de offset común, eliminando así el efecto de borrosidad (*Smearing*) de los datos apilados. Luego estas trazas que forman todos estos apilamientos son reagrupados en sus respectivos *cdps* originales. En la figura 6.18 se puede ver el apilado con la aplicación del *CMPDMO*, para los datos llevados al datum flotante.

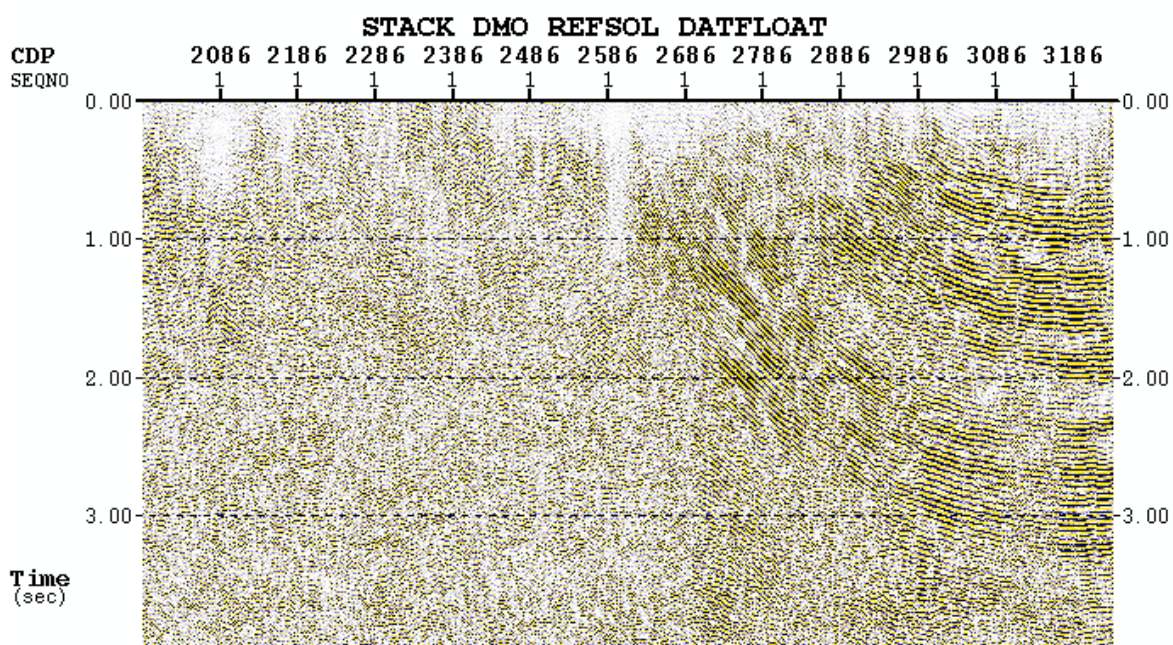


Figura 6.18 Apilado con la aplicación de la corrección por DMO, con los datos llevados previamente al Datum Flotante.

Del mismo modo se realizó la migración parcial utilizando el mismo modulo de *CMPDMO*, pero esta vez utilizando un datum plano previo a la corrección por *DMO*. Ver figura 6.19.

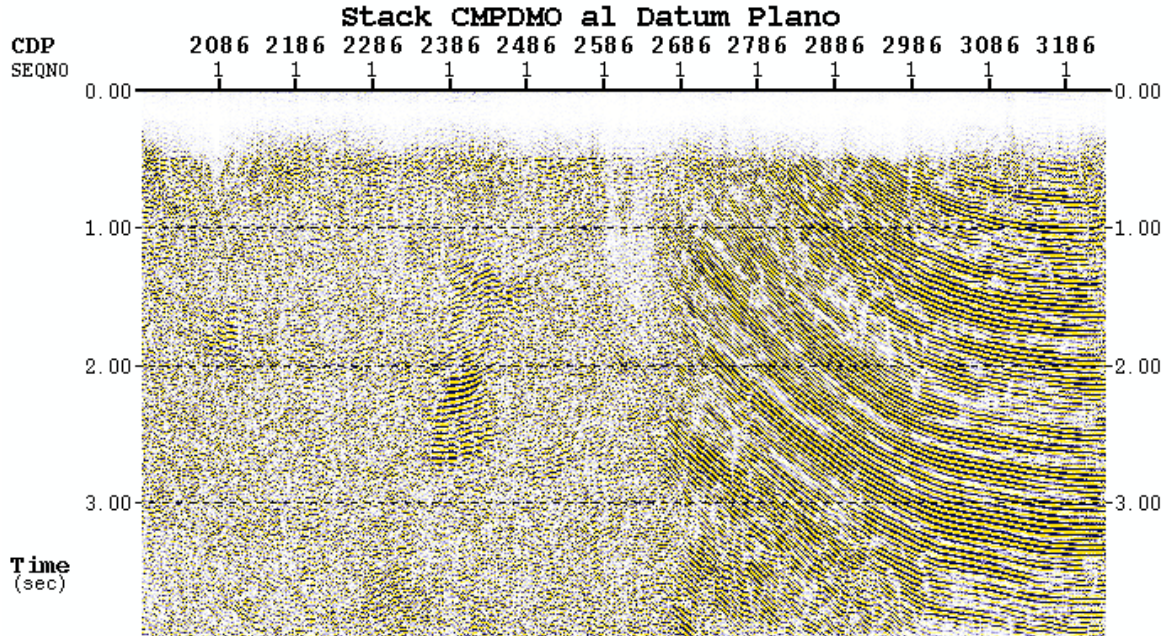


Figura 6.19 Apilado con la aplicación de la corrección por DMO, con los datos llevados previamente al Datum Plano.

Se realizó una prueba más la cual consistió de regresar los datos al datum flotante, luego de haberlos colocado en un datum plano para poder efectuar la corrección dinámica (DMO), ya que como se puede observar en la figura 6.18, la corrección dinámica dependiente del buzamiento se ve destruida por la corrección del plano de referencia, lo que se evidencia cuando los datos son colocados en un plano distinto al datum flotante, en este caso un datum plano como se puede ver en la figura 6.19. Pero una vez que los datos fueron corregidos dinámicamente a un datum plano, devolvemos los cambios que hicimos para hacer el *DMO* y colocamos nuevamente los datos al datum flotante y luego apilamos y se obtuvo el apilado de la figura 6.20.

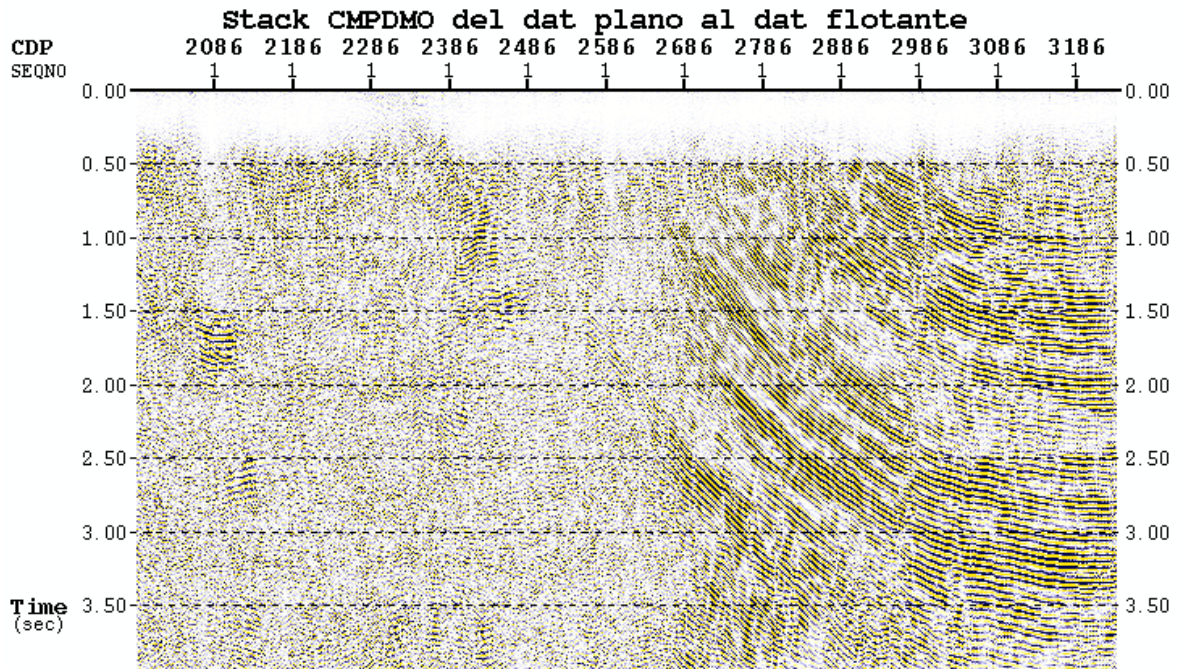


Figura 6.20 Apilado final al Datum Flotante, con los datos corregidos dinámicamente al Datum Plano.

6.3.22 Migración

Para la migración se usó la solución de la ecuación de onda por aproximación por diferencia finita.

Con las velocidades de apilamiento llevados a datum flotante, se generaron gráficos de isovelocidades. Las curvas se suavizaron tratando de seguir las estructuras más importantes de la zona. Se aplicó el 95 % del valor de las velocidades suavizadas a partir de las cuales se calcularon las velocidades interválicas para ser usadas por el algoritmo (figura 6.21).

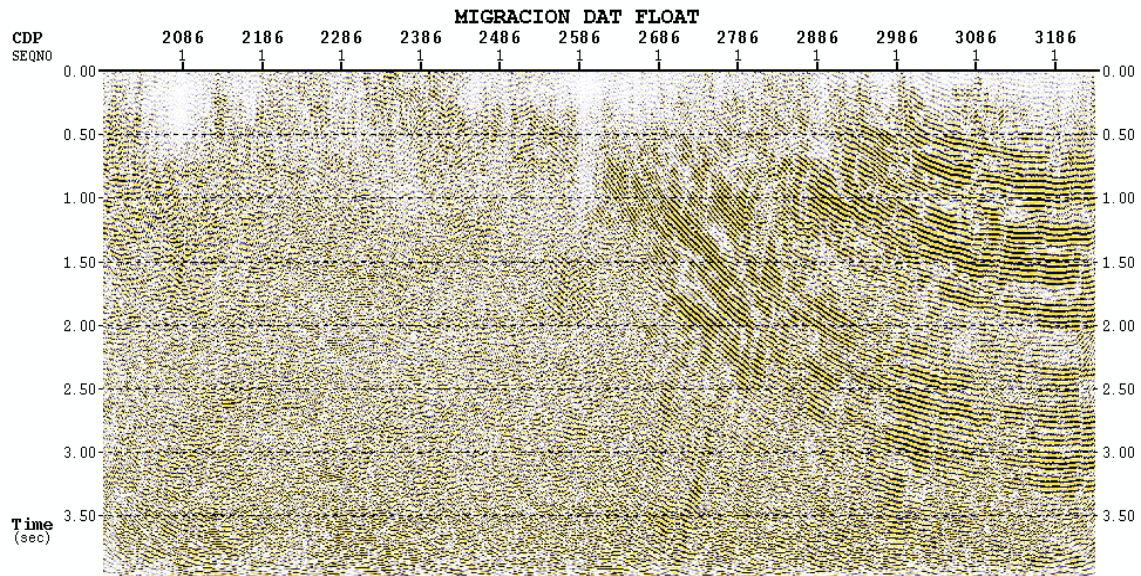


Figura 6.21 Migración por diferencia finitas usando el 95 % de las velocidades.

6.3.23 Post-Apilamiento: Filtro Variante en Tiempo, Atenuación de Ruido Aleatorio.

6.3.23.1 FXDECON. Atenuación de ruido aleatorio.

Con este proceso se busca realzar aún más la señal. Los datos inicialmente en el dominio $x-t$ son transformados al dominio $f-x$. A cada frecuencia dentro de un rango dado, en este caso entre los 10 y 80 hz, se les aplica un filtro específico diseñado por el programa, realizándose la energía deseada. Finalmente los datos son transformados de regreso al dominio $x-t$.

Como se puede ver en la figura 6.22 se puede ver la sección final migrada con post-procesos.

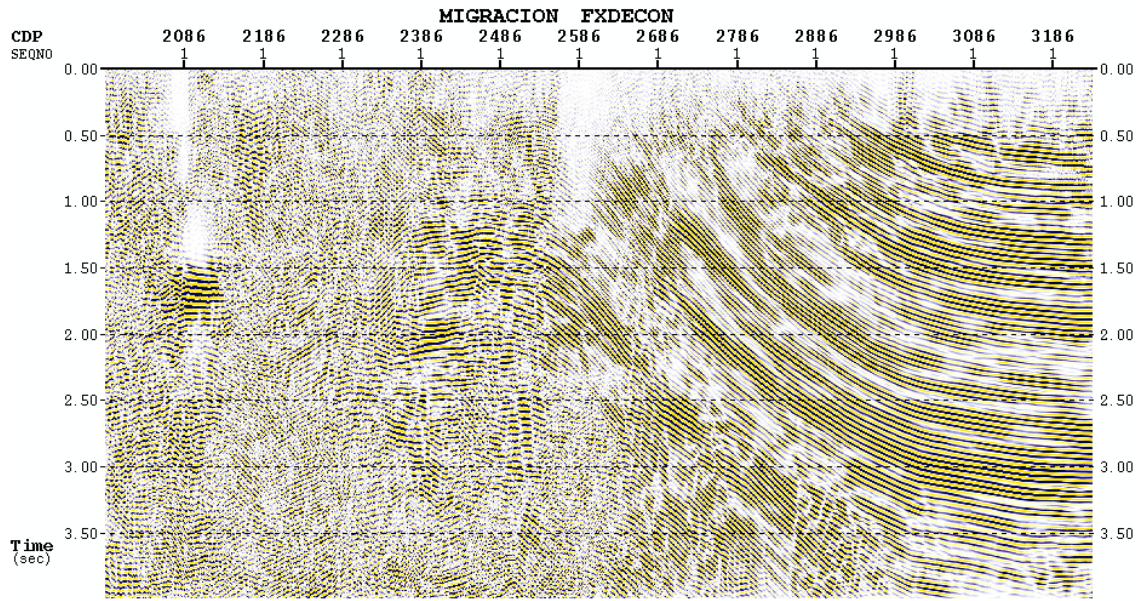


Figura 6.22 Migración Final por diferencia finitas con *FXDECON*.

7. PROCESAMIENTO APLICADO

7.1 Generalidades

En los años recientes, se han hecho grandes avances en el procesamiento, el cual ha sido mejorado por la tecnología de la adquisición, incrementando la profundidad del disparo, la carga del disparo, la cobertura (Fold), todos estos van en un buen camino para incrementar la calidad de los datos sísmicos. El procesamiento ha consistido generalmente de filtrado en tempranas etapas del procesamiento tratando de suprimir la mayor cantidad de ruido sísmico, seguido por la iteración de las correcciones estáticas y una estimación preliminar del campo de velocidades. La salida final de los datos la mayoría de las veces es referenciado a un plano de referencia que usualmente esta por sobre la topografía; durante el procesamiento, los datos son corregidos casi siempre a un datum flotante, lo cual es consistente con el punto medio común (*CMP*). Esto se realiza, con el motivo de minimizar las distorsiones no hiperbólicas causadas por las correcciones estáticas, pero cuando la presunción de la trayectoria de rayos verticales implícitos en las correcciones estáticas es inválida, el análisis de velocidad *CMP* sufrirá. En este caso, se recomienda utilizar otros métodos que impliquen el uso de la continuidad del campo de ondas, luego de aplicar las correcciones estáticas.

Debido a la naturaleza de los datos con sobrecorrimientos, casi siempre se dificulta el pique de velocidades a partir del análisis de semblanza como lo vimos en el procesamiento anteriormente, en lo cuales se dificultaba la ubicación de los eventos primarios. Sin embargo, la velocidad es frecuentemente estimada a partir de un apilado a velocidad constante y de migración post-apilado. Cuando los apilados a velocidad constante y la migración post-apilado son utilizados, los datos son corregidos a un datum final de salida. Esta corrección es hecha principalmente por la perspicacia del intérprete, el cual puede ser incorporado en la estimación de la velocidad. Como es señalado por algunos autores como es el caso de Bevc, (1997), el apilado a un datum flotante en presencia de una

topografía significativa puede introducir estructuras artificiales, esto explica la participación de un interprete, ya el puede usar la intuición geológica en la selección de horizontes y la definición de la estructura dominante.

El beneficio adicional de las correcciones estáticas de los datos, es que los algoritmos pueden ser aplicados rápida y eficientemente, sobre todo para la estimación de la velocidad para la migración, pero si la asunción de la trayectoria de los rayos verticales no es válida, los datos pueden ser comprometidos, pero si se utiliza el método de continuación del campo de ondas para datos pre-apilados en lugar de utilizar las correcciones estáticas, los eventos no serán distorsionados y la imagen será superior como se evidencia en los trabajos de Berryhill, (1979, 1984) y de Shtivelman, (1988).

El análisis de refracción es usado casi siempre para determinar estáticas de baja frecuencia espacial y para compensar el error por la capa meteorizada. La solución de las estáticas de refracción es a menudo usada con una velocidad de reemplazo para corregir los datos tanto para el datum flotante como para el datum final. Esto trabaja bien para en regiones con topografía suave y con una clara información de la capa meteorizada, pero el modelo de refracción se complica en terrenos montañosos y con elevadas elevaciones. Siempre que se cuente con una buena información de las capas cernas a la superficie y una alta relación señal – ruido, el análisis de refracción puede darnos resultados satisfactorios, pero más aún, para resultados más precisos la aplicación de métodos como la extrapolación del campo de ondas, en el lugar de las correcciones estáticas basados en los análisis de refracción (Schneider et al., 1995).

La única desventaja del método, es que para unos datos extremadamente pobre en porciones de la relación señal – ruido, la extrapolación del campo de ondas no es apropiado debido a que es capaz de generar eventos que serian un verdadero artificio. Esto explica el uso del método de las estáticas de refracción a partir del modelo de refracción en el presente trabajo, y que con ayuda de las estáticas residuales se puede obtener resultados bastante aceptables y satisfactorios. De cualquier modo hace falta unos datos sísmicos con una alta calidad en la información, que se adecue a los requerimientos mínimos y que

permita óptimos resultados, los cuales con la incorporación del análisis de refracción en el esquema de procesamiento con topografía compleja, pueda ofrecer beneficios significativos.

Por este motivo se hizo uso de un filtro antes del apilado, su aplicación es recomendable que se haga en tempranas etapas del procesamiento, si es posible posterior al proceso de cargar geometría. El módulo es llamado *promedio de remoción dinámico* (*Trimmed mean dynamics dip filter, TMDDF*), el cual se utilizará para mejorar la relación señal – ruido y suprimir el ruido aleatorio, todo esto se hace sin eliminar información útil.

La corrección dinámica dependiente del buzamiento (*Dip Move Out, DMO*) pudiera ser estudiado y analizado también con respecto a la amplitud y la fase de la ondícula, el objetivo es encontrar el término correcto de la amplitud la cual pueda ser aplicada a la reflexión de los datos a partir de los reflectores buzantes tratando de preservar la amplitud verdadera sin tener problema con el valor del ángulo buzante. En este sentido y de manera de contribuir con el procesamiento de los datos sísmicos con topografía rugosa, se mostrará aquí los algoritmos para la corrección dinámica dependiente del buzamiento (*DMO*) integrando a la amplitud y la fase de la onda.

7.2 Método de Propagación del Campo de Ondas por Berryhill.

Los algoritmos de imagen sísmica se aplican generalmente a los datos que están referenciados a una superficie plana. En regiones de topografía suave donde la velocidad cercana a la superficie es mucho más baja que la velocidad bajo la superficie, y los ángulos de las líneas de rayos emergentes son pequeños, una corrección por estática es adecuado para la transformación, (Bevc, 1997). Sin embargo, cuando la velocidad cercana a la superficie es comparable a la velocidad bajo la superficie y los ángulos de los rayos emergentes son grandes, la aproximación por estática se hace inadecuada. Bajo estas circunstancias una corrección por estáticas distorsiona el campo de ondas y degrada el análisis de velocidad y la imagen en este caso, necesariamente se tiene que propagar hacia algún nivel de planos de referencia. Este proceso de propagación llamado también *extrapolación del campo de ondas* puede ser usado para llenar la topografía *con velocidad de reemplazo* y un ascenso continuo de la data a través de este.

7.2.1 Método de Continuación de Campo de Ondas

Si adoptamos como “incidencia normal” a la vista desde de los datos sísmicos de offset cero. Imaginamos que en el lugar de reflectores, la Tierra contiene un gran número de pequeñas fuentes impulsivas, distribuidas uniformemente sobre la llamada superficie de reflexión. Imaginamos que todas las fuentes son activadas en el momento $t = 0$ y que la sección sísmica es el resultado de un gran número de detectores que registran simultáneamente sobre canales separados o trazas. Según esta idea, para el único tiempo $t = 0$, un frente de ondas emerge paralelo a cada discontinuidad de la superficie, y la trayectoria de rayos emerge perpendicular al frente de ondas. El tiempo de llegada, lo calculamos considerando solamente ese frente de ondas emergentes y la trayectoria de rayos, los cuales estarán representados correctamente por el tiempo doble de viaje, si nosotros simplemente empalmamos todas las velocidades. Algunos aspectos del comportamiento actual de la

amplitud de offset cero no son consistentes con este punto de vista unidireccional; aunque los tiempos de llegada que resultan son bastante precisos.

De la figura 7.1 sugiere una idea, para aproximar un campo de ondas, requerido para simular correctamente el efecto de movimiento de detectores, del registro de una sección de offset cero desde la superficie de un plano de referencia a otra. Dos líneas de rayos se muestran emergiendo desde diferentes puntos sobre el reflector R , cuando ambos están siendo grabados en el detector b sobre el plano de referencia D_1 . Si el detector hubiese estado en el lugar del plano de referencia D_2 , la línea de rayos vertical hubiese tenido que encontrar el detector d , y el rayo inclinado al detector c . Si se quiere predecir como podría ser observado sobre el plano de referencia D_2 a partir de la información sobre cómo es grabado sobre D_1 , no se puede renombrar la traza b en el lugar de d . No solamente es el tiempo de salto $2L_1/v$ diferente del tiempo de salto $2L_2/v$, si no que la inclinación del rayo realmente necesita ser renombrada sobre el detector de c . Para ser preciso, cualquier procedimiento para cambiar el plano de referencia de una sección sísmica de D_1 a D_2 es sensible a los tiempos de buzamiento de las reflexiones sísmicas (lo evidencia la trayectoria de los rayos no verticales) y la correspondiente al salto de ambos tiempos de llegada y ubicación lateral.

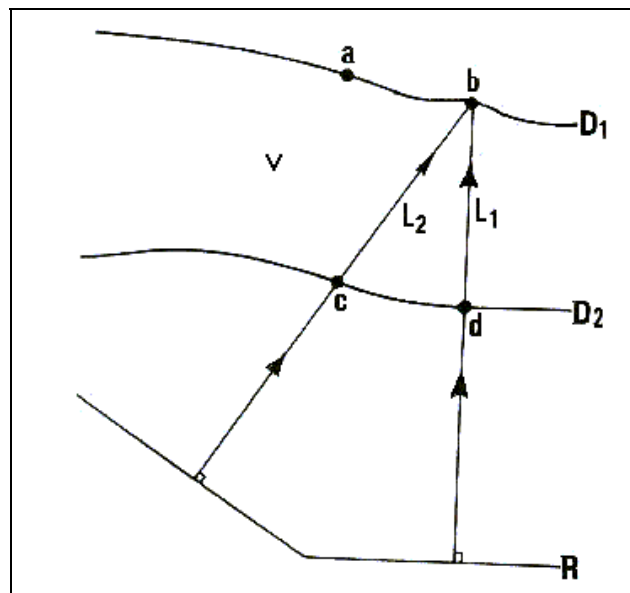


Figura 7.1 Trayectoria de dos rayos arribando a un punto sobre la superficie D_1 y que cruzan la superficie D_2 en locaciones separadas.

El método discutido arriba, provee la facilidad para operar simultáneamente sobre una multiplicidad de trazas y mover lateralmente las señales coherentes de una manera consistente con la teoría de propagación de ondas.

La formulación matemática se describe en el Capítulo de Anexos, sección 2. Pero es esto básicamente una forma de cálculo precisa y eficiente es tomado del principio de Huygens, útil para la extrapolación de ondas sísmicas desde un plano de referencia a otro. La solución formal es la ecuación modificada ligeramente para conformar las definiciones geométricas de la figura 7.2, es la siguiente:

$$U_j(t) = \frac{1}{\pi} \sum_i \Delta x_i \cos \theta_i \frac{t_i}{r_i} \bar{Q}(t - t_i) \quad 7.1$$

En la ecuación anterior, $U_j(t)$ es una de las muchas trazas referenciada en algún punto sobre el nuevo plano de referencia. La ecuación dice que $U_j(t)$ puede ser calculada al desarrollar la sumatoria de trazas en cada localidad de i sobre el plano de referencia de entrada. Las cantidades que entran en la sumatoria incluyen: la separación Δx_i entre las trazas adyacentes localizada sobre el plano de referencia de entrada, la distancia r_i entre la entrada y la salida de los planos de referencia, el ángulo θ_i es el ángulo entre r_i y la normal del plano de referencia de entrada y los tiempos de llegada t_i entre la entrada y la salida de los planos de referencia. El símbolo $\bar{Q}(t - t_i)$ es definido en detalle en la sección de Anexos; en resumen, esto representa la traza de entrada en la localidad de i retardada por el tiempo de viaje t_i el cual es convolucionado con un particular *operador condicional* en el dominio del tiempo. A través del *operador condicional*, usualmente necesitará alrededor de 5 a 10 muestras largas, esta acción es de extrema importancia para la preservación fiel de la forma de la ondícula y de las amplitudes de la misma. No se requiere que el plano de referencia de entrada sea plano, y no se requiere que la velocidad de propagación de la onda sea constante.

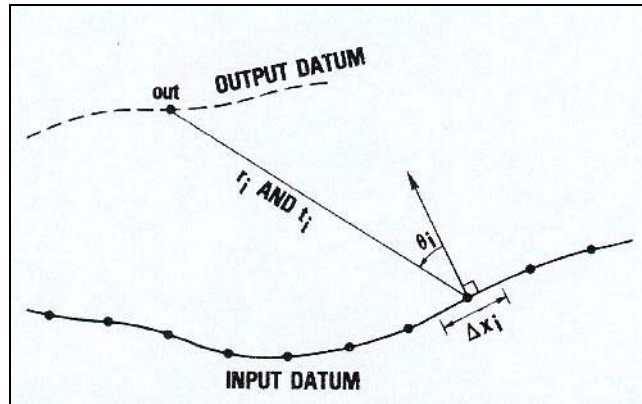


Figura 7.2 Definición de las cantidades geométricas que aparecen en la ecuación 7.1

El programa de cálculo se debe diseñar para implementar la extrapolación del campo de ondas, e incorporar algunos modos para describir la entrada y la salida de los planos de referencia como curvas en el espacio (x,z) , junto con algún sistema para definir la velocidad de propagación de ondas en el medio confinado por dos planos de referencia. La parametrización debe ser lo suficientemente flexible para permitir una representación fiel de la geología. Los detalles de la parametrización son inmateriales; esto es necesario solamente cuando las cantidades Δx_i , θ_i , r_i y t_i en la ecuación (1) sean precisas y económicamente calculables.

7.2.2 Simple Cambio de Plano de Referencia.

La Figura 7.3 y 7.4 ilustran en términos simples el efecto de una entrada sencilla por medio de un programa de *extrapolación del campo de ondas*. La sección de entrada muestra en la Figura (3a) consiste de datos sintéticos generado por reflectores del subsuelo, los cuales contienen buzamientos de 0, 15, 30 y 45 grados. El ruido puede ser adicionado por convolucionar un tren de ondículas aleatorias con la misma ondícula Ricker usadas para las reflexiones. La profundidad para el reflector plano es de 1400 pies, la velocidad es de 8400 pies/seg uniforme en toda la sección y la separación lateral entre las trazas es de 100 pies.

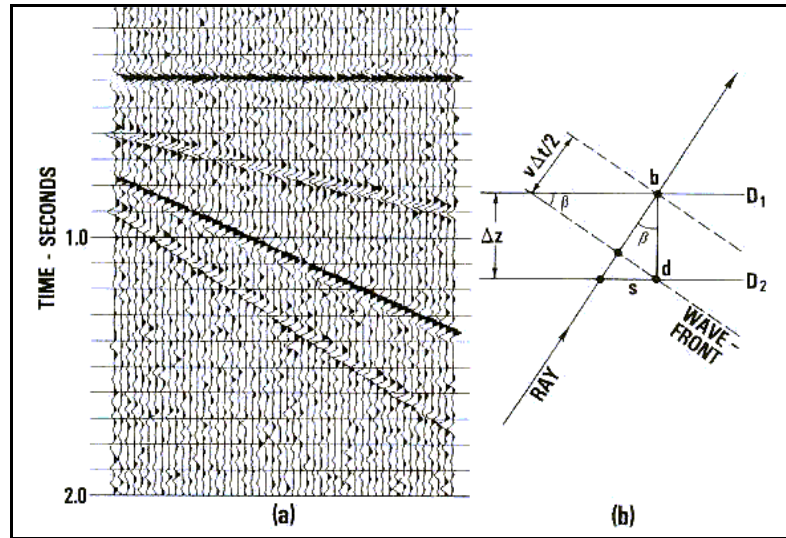


Figura 7.3 Registro sintético, donde a) muestra las reflexiones con buzamientos de 0, 15, 30 y 45 grados. A su lado b) muestra los ángulos buzantes, las correcciones laterales y verticales cuando se cambia de plano de referencia

El cambio de plano de referencia será ilustrado como una extrapolación inclinada que moverá los geófonos (conceptualmente) desde el plano de referencia original Figura 7.3a a un nuevo plano de referencia, coincidiendo con el reflector plano. La Figura 7.3b sugiere una idea que puede ser conveniente a los cambios de planos de referencia entre superficie paralelas en un medio uniforme con velocidad v . Nosotros conocemos que el ángulo de buzamiento β de un frente de ondas (con respecto a la horizontal) o por una línea de rayos (con respecto a la vertical) es relacionado con el tiempo de buzamiento $\Delta t/\Delta x$ de una reflexión sobre la sección sísmica por:

$$\text{sen } \beta = \left(\frac{v}{2} \right) \frac{\Delta t}{\Delta x} \quad 7.2$$

El procesamiento del campo de ondas (extrapolación y migración) depende del tiempo buzante y como tales son sensibles al correspondiente ángulo de incidencia de un frente de ondas o línea de rayos por sobre un plano de referencia. La cantidad de:

$$\text{sen } \beta / \frac{v}{2} \quad 7.3$$

Esta cantidad es igual al tiempo de buzamiento $\Delta t/\Delta x$ y también es una cantidad que la *ley de Snell* preserva cuando la velocidad v cambia a través de la interface. Así, para preservar el tiempo de buzamiento como una velocidad de interface es para respetar la *ley de Snell* y viceversa.

El ángulo β junto con los cambios en la profundidad Δz determina la importancia de los efectos del campo de ondas. El salto lateral S de la señal asociada con un rayo dado es:

$$S = \Delta z \operatorname{tg} \beta \quad 7.4$$

en una locación x lateral cualquiera, la diferencia en tiempo es Δt entre el arribo de un frente de onda en un detector d sobre un plano de referencia en D_2 y el arribo como b sobre D_1 es:

$$\Delta t = \left(\frac{2}{v} \right) \Delta z \cos \beta \quad 7.5$$

Para la reflexión de 45 grados en la figura 7.3a, S asciende para un intervalo de 14 trazas, y Δt difiere desde un punto de tiempo vertical desplazada cerca de 98 msec.

La figura 7.4a muestra el resultado del cambio del plano de referencia de la figura 7.3a para coincidir con el reflector plano, el cual se le pudiera llamar aproximación *tradicional* o *estática* (cada traza tiene simplemente un desplazamiento cercano a $(2*1400)/8400 = 333\text{msec}$). Para la reflexión más buzante, este resultado es incorrecto y contrasta, la figura 7.4b muestra algunos cambios de los datos, efectuados por un programa de extrapolación de campo de ondas en termino de la ecuación (7.1), donde cada traza salida de la figura 7.4b fue creada por la combinación de 39 trazas de entrada a partir de la figura 7.3a usando apropiados desplazamientos en tiempo y amplitudes fuertes. (Las trazas de entrada se extienden de izquierda a derecha de la figura 7.3a donde incluyen, cuando es necesario, para evitar el efecto final). El campo de ondas resultante es correcto. al comparar, los grados de la reflexión llegan a 98 mseg más rápido que la sección estática,

por lo cual otras reflexiones son un error para una extensión que disminuye con la disminución del buzamiento.

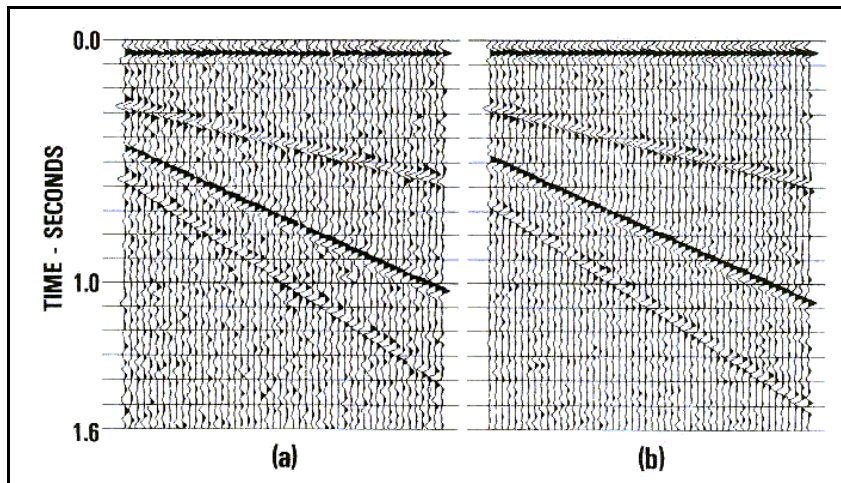


Figura 7.4 aquí se muestra el resultado del cambio del plano de referencia de la figura 7.3a para coincidir con el reflector plano, empleando en a) un método convencional y en b) el método de ecuación de onda.

La figura 7.3a y 7.4b ejemplifican algunos puntos finos en la terminología que necesitan ser claramente comprendidos. El concepto de viaje en un sentido de los datos sísmicos de offset cero, es cuando el valor de tiempo para $t = 0$ es único y denota un instante en el cual las fuentes distribuidas por sobre la superficie y son activadas. Este único valor de tiempo actúa como el tiempo de partida para ambas secciones. La figura 7.4b sugiere la interpretación que donde las fuentes son activadas, estas no toman un tiempo para la señal desde la interfase para alcanzar a los geófonos, en este caso los geófonos tienen que ser removidos y son nuevamente localizados en este reflector en particular. Este efecto es independiente de la forma del reflector, el reflector correspondiente para un nuevo plano de referencia siempre sucede para un tiempo igual cero.

Note que el tiempo de buzamiento de las reflexiones en la figura 7.4b son los mismos como para el tiempo del correspondiente reflector en la figura 7.3a. Si el plano de referencia inicial y el nuevo plano de referencia no son paralelos, el tiempo de buzamiento

en la figura 7.4b pudiera tener un cambio para dar una correcta indicación de los ángulos de incidencia de los frentes de ondas con respecto al nuevo plano de referencia.

7.3 Filtro TMDDF

El proceso a través del modulo *TMDDF* fue aplicado sobre los datos pre – apilados con el motivo de mejorar la relación señal – ruido y eliminar el ruido aleatorio. Este modulo es llamado *promedio de remoción dinámico (Trimmed mean dynamic dip filter), TMDDF*).

El objetivo del filtro *TMDDF* es remover el ruido con altas amplitudes y localizar los picos de los eventos coherentes sin eliminar la información de la traza útil. En cada muestra de cada traza es calculada una serie de promedios a lo largo de los rayos (buzantes), usando el número de muestras y el número destacado de trazas; las muestras de salida es un promedio de recorte o de remoción producto de las altas amplitudes.

El programa calcula un número diseñado por el usuario de remoción a lo largo de buzamientos, usando un número de muestras sobre trazas representativas y muy cercanas unas de otras. El recorte que produce las altas amplitudes son las muestras de salida, la operación promedio es un número de pequeñas y largas muestras a lo largo de buzamientos que son removidos para reducir los efectos del ruido aleatorio.

Una opción de reacción o feedback permite al usuario especificar cuantas muestras de entrada se podrán mezclar después en el promedio de remoción. El contenido del feedback definido por el parámetro *FBAK*, el cual puede ser tanto positivo como negativo, si no se especifica por el usuario se tomará como cero.

Si *FBAK* es positivo pues el programa utiliza el siguiente algoritmo:

$$\text{Salida} = FBAK * \text{entrada} + (1-FBAK) * \text{Promedio M\u00e1ximo de Remoci\u00f3n} \quad 7.6$$

Si *FBAK* es negativo pues la ecuación es:

$$\textit{Salida} = \textit{Entrada} - \textit{Promedio Máximo de Remoción} \quad 7.7$$

En el caso de un valor negativo *FBAK*, la salida es el residuo o parte del ruido, aunque el algoritmo no es el mismo, el programa pudiera proveer resultados similares para el proceso propuesto por Holcombe y Wojslaw, (1992).

Los resultados de este filtro se puede ver en la figura 7.5, el mismo fue aplicado antes de la aplicación de las estáticas de refracción y como se puede observar en 7.5a, en el cual se tiene la sección sísmica sin el filtro *TMDDF* y en 7.5b se tiene el mismo registro pero con el filtro aplicado. Se puede observar como los eventos tienden a alinearse mucho mejor en el centro de la sección y en general los eventos son realzados obteniendo una mejor continuidad, que es lo que se persigue con la aplicación de este filtro.

El resultado de estos datos fueron usados para los procesos posteriores del procesamiento, por dar mejores resultados e incrementar la relación señal – ruido.

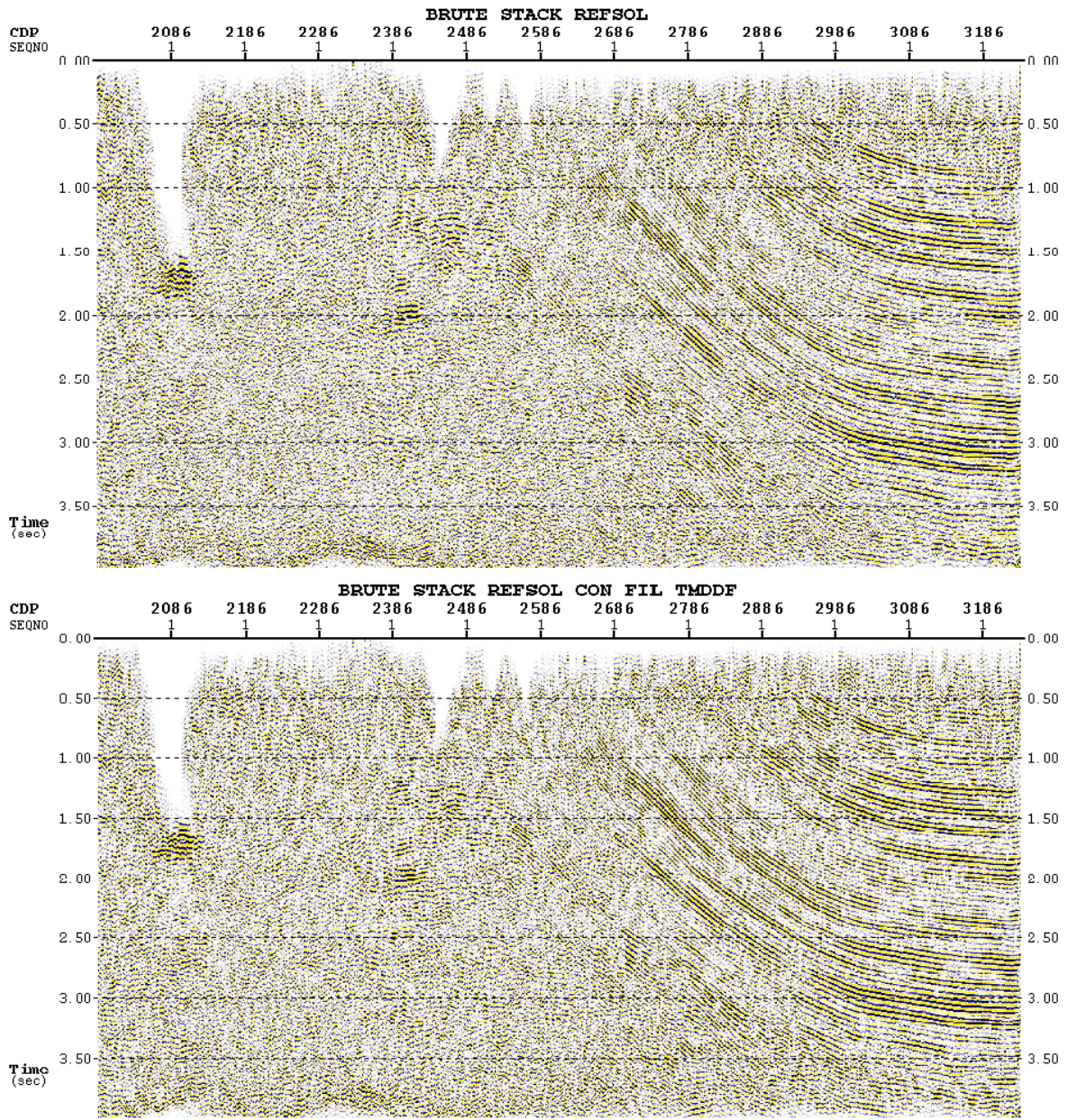


Figura 7.5 En a) sección sísmica con la aplicación del modelo de refracción y b) se tiene la misma sección con el mismo modelo de refracción pero previo a su aplicación se aplicó el filtro TMDDF.

7.4 Corrección Dinámica Dependiente del Buzamiento Revisado (*DMO*)

Es importante tener en cuenta las variaciones de la amplitud y la fase de la ondícula en el procesamiento de la amplitud relativa. El principal objetivo del procesamiento es obtener la función de reflectividad distribuida dentro de la tierra tratando de conservar la

amplitud relativa y relaciones constantes, contenidas en las unidades geológicas, tal que, el producto final represente el ambiente físico actual visto a través de las ondas sísmicas, (Kariyan, T., y Gureli O., 2001).

La materia referente al *DMO* ha sido estudiado por muchos autores tales como Yilmaz y Claerbout (1980), Deregowski y Rocca (1981) y Hale (1984). Aunque, cada uno ha hecho un esfuerzo y una invaluable contribución para el método de reflexión, ellos no pudieron manejar la distribución dinámica de la amplitud, en la mayoría de sus trabajos el operador de *DMO* es correcto, los eventos son reposicionados cinemáticamente, pero las amplitudes de los eventos buzantes no son preservados.

Aunque en los trabajos hechos por estos autores se ha utilizado por mucho tiempo, aquí se hará una derivación similar, con el fin de obtener la amplitud correcta y el espectro de fase en el dominio de Fourier usando la fase estacionaria utilizando esencialmente los algoritmos de Deregowski y Rocca, (1981), los cuales fueron empleados en el presente trabajo; esto es, como lo veremos a continuación, simplemente ver la manera en la cual se puede aproximar a la *fase estacionaria* dando resultados más precisos en términos de los espectros de fase y de amplitud.

Algunos métodos integrales *DMO* fueron específicamente estudiados y realizados por Black et al. (1993), en un esfuerzo por desenredar la distribución de la amplitud a lo largo del operador *DMO*, en este trabajo al igual que en el trabajo de Deregowski y Rocca, (1981), establecieron precisamente el comportamiento dinámico de el operador, ambos en el dominio del espacio y de Fourier, como se puede observar en la convolución en las integrales de Deregowski y Rocca, (1981), ecuación 5.28 y 5.29, (Ver capítulo de Metodología, sección del Operador de *DMO*).

Las ecuaciones 5.28 y 5.29 pueden reformularse tal que una forma para evaluarlas puede ser tomando t_0 y x en lugar de t_n y X_n , parámetros que se definen muy bien en el capítulo de metodología (Figura 5.38). Haciendo este cambio, nosotros tendríamos la siguiente ecuación:

$$P_0\left(\frac{t_n}{A}, x\right) = \iint P_n(At_0, X_n) \cdot Js(t_0, x) dt_0 \cdot dx \quad 7.8$$

Donde

$$J = \begin{vmatrix} \frac{\partial t_n}{\partial t_0} & \frac{\partial X_n}{\partial t_0} \\ \frac{\partial t_n}{\partial X_n} & \frac{\partial X_n}{\partial t_0} \\ \frac{\partial t_n}{\partial x_0} & \frac{\partial X_n}{\partial x_0} \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} \frac{A^3(x)}{2A^2(x)-1} & 0 \\ 0 & 1 \end{vmatrix}$$

por consiguiente el Jacobiano tendría la forma:

$$J = \frac{A^3(x)}{2A^2(x)-1} \quad 7.9$$

Y

$$A(x) = \left(1 - \frac{x^2}{h^2}\right)^{-1/2} \quad 7.10$$

Ahora nosotros vamos a considerar un nuevo operador, el cual es:

$$S(t_0, x) = \frac{A^3(x)}{2A^2(x)-1} \cdot S(t_0, x) \quad 7.11$$

El cual es ligeramente diferente a el operador dado por Black (1993), en el sentido que $S(t_0, x)$ ha sido ya definido por Deregowski y Rocca, (1981), como una dispersión que acumula el operador. Aquí solamente se establece siguiente parámetro $S(t_0, x)$, por encontrarse dentro del contenido del Jacobiano $A^3(x)/2A^2(x)-1$, el cual resulta de la nueva definición de la integral y que seguidamente será transformada al dominio de Fourier.

$S(w_0, k)$ puede ser transformado por Fourier sin la expansión de la serie con respecto a x .

Tomando en cuenta las ideas dadas anteriormente la siguiente ecuación puede ser escrita como:

$$S(w_0, k) = \int \frac{A^3(x)}{2A^2(x)-1} \int \left[\delta \left(t_0 - t_n \left(1 - \frac{x^2}{h^2} \right)^{1/2} \right) e^{iw_0 t_0} dt_0 \right] e^{-ikx} dx \quad 7.12$$

Como:

$$\int \left[\delta \left(t_0 - t_n \left(1 - \frac{x^2}{h^2} \right)^{1/2} \right) e^{iw_0 t_0} dt_0 \right] = e^{i \left[w_0 t_n \left(1 - \frac{x^2}{h^2} \right)^{1/2} \right]}$$

Lo que implica que:

$$S(w_0, k) = \int \frac{A^3(x)}{2A^2(x)-1} e^{i \left[w_0 t_n \left(1 - \frac{x^2}{h^2} \right)^{1/2} - kx \right]} dx \quad 7.13$$

Pero recordemos que cualquier integral del tipo $\int B(x)e^{if(x)} dx$ puede efectuarse usando el método de *fase estacionaria*. El resultado pudiera ser, (Newton, 1966; Bleistein y Handelsman, 1975):

$$\int B(x).e^{if(x)} dx = B(x_0) \cdot \frac{e^{if(x_0)} \cdot (2\pi i)^{1/2}}{[f''(x_0)]^{1/2}} \quad 7.14$$

Donde x_0 representa el punto estacionario sobre el eje x , $f(x_0)$ es el valor de la fase en el punto estacionario y $f''(x_0)$ es el valor de la derivada segunda de x_0 .

Aplicando el mismo concepto a la integral de la ec. 7.13, encontraremos que:

$$S(w_0, k) = \frac{h \cdot A}{2A^2 - 1} \left(\frac{2\pi}{iw_0 t_0} \right)^{1/2} \cdot e^{iw_0 t_n A} \quad 7.15$$

El valor del punto estacionario x_0 y $f(x_0)$ son:

$$f'(x) = \frac{\partial f(x)}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left[w_0 t_n \left(1 - \frac{x^2}{h^2} \right)^{1/2} - kx \right] \quad 7.16$$

Donde

$$f'(x) = 0$$

$$x_0 = \pm \frac{kh^2}{\left(k^2 h^2 + w_0^2 t_n^2 \right)^{1/2}} \quad 7.17$$

$$f(x_0) = w_0 t_n A(x_0) \quad 7.18$$

Donde $A(x_0)$ es igual a la cantidad de A de Hale (1984), extendido en el dominio de k , en el cual:

$$A = \frac{dt_n}{dt_0} = \frac{t_0}{t_n} = \left(1 + \frac{k^2 h^2}{w_0^2 t_n^2} \right)^{1/2} \quad 7.19$$

La fase que nosotros hemos obtenido aquí es exactamente el valor de fase teniendo como respuesta a un impulso elíptico, encontrando originalmente por Hale (1984). En otras palabras su formula de fase fue obtenida correctamente, sin embargo, este fue un flujo en término del espectro de amplitud. En este estudio podremos enfocarnos sobre el espectro de amplitud esencialmente, donde:

$$f''(x_0) = -\frac{w_0 t_n}{h^2} . A^3 \quad 7.20$$

Por otro lado como:

$$t_n = t_0 . A \quad 7.21$$

Y consecuentemente:

$$w_n = \frac{w_0}{A} \quad 7.22$$

Pudiera ser derivado y la siguiente transformación pudiera ser escrita como:

$$P_n(t_n) = P_n(t_0 A) \quad 7.23$$

$$P_n(t_0 A) \Leftrightarrow \frac{1}{A} P_n\left(\frac{w_0}{A}\right) \quad 7.24$$

Note el cambio en w_0 contenido en el dominio de Forier. Usando la ec. 7.15, primero $P_0(w_0, k)$ y luego por la transformada inversa de Fourier de $P_0(t_0, x)$ pudiera ser calculada de la siguiente manera:

$$P_0(w_0, k) = S(w_0, k) \cdot \frac{1}{A} P_n\left(\frac{w_0}{A}, k\right) \quad 7.25$$

La importancia del siguiente resultado puede es de gran importancia:

$$\frac{1}{A} S(w_0, k) = \frac{h}{2A^2 - 1} \left(\frac{2\pi}{i w_0 t_0}\right)^{1/2} e^{i w_n t_n A} \quad 7.26$$

Este es definido por el operador en el dominio de Fourier, el cual es idéntico a la función $G(w_0)$ en la ecuación:

$$P_0(w_0, y_0, h) = Y(\eta_0) G(w_0) \quad 7.27$$

Donde $Y(\eta_0)$ es la transformada de Fourier de los datos del *NMO* (Black, 1993).

La parte de la amplitud del operador $1/AS(w_0, k)$, puede ser considerado para ser consistente con tres términos múltiples, y estos son:

$$\frac{1}{A}, \frac{A^3}{2A^2 - 1}, \frac{h}{A} \left[\frac{2\pi}{i w_0 t_0} \right]^{1/2}$$

Los cuales son las contribuciones de la ecuación 7.24, el Jacobiano y el término de la fase relacionada respectivamente. Considerando el comportamiento del Dirac $s(t_0, x)$, es fácil de mostrar que:

$$h. \left[\frac{2\pi}{i\omega_0 t_0} \right]^{1/2}$$

Puede ser equivalente, en el dominio $\mathbf{f-k}$, es el correspondiente a la ecuación 7.26, en el dominio $\mathbf{f-k}$, a $A^3/(2A^2-1)$.

8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El procesamiento de Datos Sísmicos llevado a cabo sobre el presente trabajo, provee una metodología útil para trabajar con topografía irregular. Para ello es necesario realizar en primer lugar un análisis del ruido sísmico sobre este tipo de superficie, se recomienda el uso del filtro de remoción dinámica (Filtro TMDDF) y del mismo modo el proceso de reubicación del plano de referencia.

Mediante el uso del diagrama f-k, se puede identificar el ruido asociado al área de estudio con sus respectivos rangos de frecuencia, estos son del tipo coherente como son el cono de ruido y ondas de aire, con rangos entre los 0 y 12 hz; y del tipo incoherente o aleatorio como eran todas aquellas interferencias producto de las altas frecuencias, ubicadas entre los rangos de 45 y 60 hz. También se evidenció la presencia de algunos eventos dispersivos producto de la complejidad del área de estudio.

La zona bajo la montaña necesito de un patrón de geófono con separación entre ellos de 25 metros y distancia entre puntos de 50 metros, distinto al de la zona plana, el cual estuvo conformada por un espaciamiento de geófonos de 50 metros y distancia entre puntos de 100 metros, todo esto se realizó con el motivo de incrementar la relación señal – ruido de la línea sísmica.

La utilización del filtro de remoción dinámica (TMDDF), sirvió para eliminar el ruido aleatorio identificando los picos de los eventos coherentes, conservando la amplitud relativa de la señal.

La sección sísmica migrada parcialmente por DMO es afectada por topografía como se evidenció en la corrección dinámica con datos reposicionados hacia un datum flotante.

La utilización del datum flotante destruye el efecto del DMO, motivo por el cual se cambió el plano de referencia antes de la aplicación del DMO, para efectos prácticos se

utilizó un datum plano obteniendo una mejoría en la aplicación del DMO, esto concuerda con los trabajos realizados por Rodríguez, S.; J. P. Diet y D. Pauret, (1991), en el cual plantea un algoritmo para el cambio en el plano de referencia antes de la aplicación de la corrección dinámica o DMO.

Las correcciones estáticas a partir del modelo de refracción permitió corregir los datos de los efectos causados por topografía y de las irregularidades del espesor y velocidad de la capa cercana a la superficie, también se pudo evidenciar una clara mejoría al cambiar el plano de referencia de entrada a una nueva superficie de referencia o datum. Del mismo modo las correcciones de estáticas residuales permitieron delinear mejor los eventos en la región central de la sección sísmica de la figura 6.20, en donde se encontraba la mayor parte del problema debido a topografía.

8.1 Recomendaciones

- ✓ Aunque la solución estática a través del modelo de refracción y de las correcciones de estáticas residuales resultaron satisfactorios, es recomendable hacer pruebas con la técnica de extrapolación del campo de ondas descrito por Berryhill (1979, 1984) que permitan modelar la capa cercana a la superficie, y a su vez permite que los datos sean reposicionados a un nuevo plano de referencia, respetando la propagación del campo de ondas.
- ✓ Es recomendable también hacer el desarrollo de la corrección dinámica dependiente del buzamiento (*DMO*), considerando las variaciones de la amplitud y la fase de la ondícula en el procesamiento de la amplitud relativa, tomando en cuenta el desarrollo efectuado en el presente trabajo. De esta forma se tendría una herramienta más para el procesamiento sobre topografía irregular.

9. ANEXOS

OPERADORES DE EXTRAPOLACIÓN DEL CAMPO DE ONDA PARA LA MODELACIÓN Y MIGRACIÓN.

1.-Método de extrapolación de Kirchoff.

1.1.- Forma convolucional de la integral.

La ecuación integral aproxima el problema de propagación de onda produciendo un eficiente método de extrapolación, definiendo un campo de onda en una superficie de puntos exteriores a la superficie. Un punto de salida es la declaración del teorema de Kirchoff en los siguientes términos:

$$U(x, y, z, t) = \frac{1}{2\pi} \int \frac{\cos\theta}{r^2} \left[U(x_0, y_0, z_0, t - \frac{r}{c}) + \frac{r}{c} \frac{\partial}{\partial t} U(x_0, y_0, z_0, t - \frac{r}{c}) \right] dA_0 \quad (A-1)$$

En esta ecuación y en la Figura A-1, U es una onda escalar de viaje por arriba del campo y en este caso se asume como conocida, junto con las derivadas con respecto del tiempo, en todos los puntos (x_0, y_0, z_0) sobre una superficie planar infinita A_0 para un tiempo cualquiera de t . El objetivo es calcular U para todos los tiempos sobre un punto (x, y, z) . La ecuación (A-1) permite que el resultado deseado sea obtenido por la incorporación de un tiempo de retraso dentro de lo que se conoce como función de onda, colocando dentro un factor puramente geométrico, ejecutando una integración en dos dimensiones sobre el plano.

Si se conoce U a lo largo de una línea en el plano, asumiendo como independiente de la dirección perpendicular a esta línea, se pudiera obtener una simplificación útil de la integral de la ecuación anterior. En la Figura A-2 un sistema de coordenadas ha sido establecido con $z = 0$ en el plano A_0 y con un U no muy grande dependiendo de y . La ecuación (A-1) puede ser escrita entonces como:

$$U(0, z, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} z dx \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{r^3} \left[U(x, 0, t - \frac{r}{c}) + \frac{r}{c} \frac{\partial}{\partial t} U(x, 0, t - \frac{r}{c}) \right] dy \quad (A-2)$$

En esta ecuación, los puntos de salida son tomados lo más cercano al origen de coordenadas ($x = 0$), y el valor z/r a sido sustituido por el $\cos \theta$.

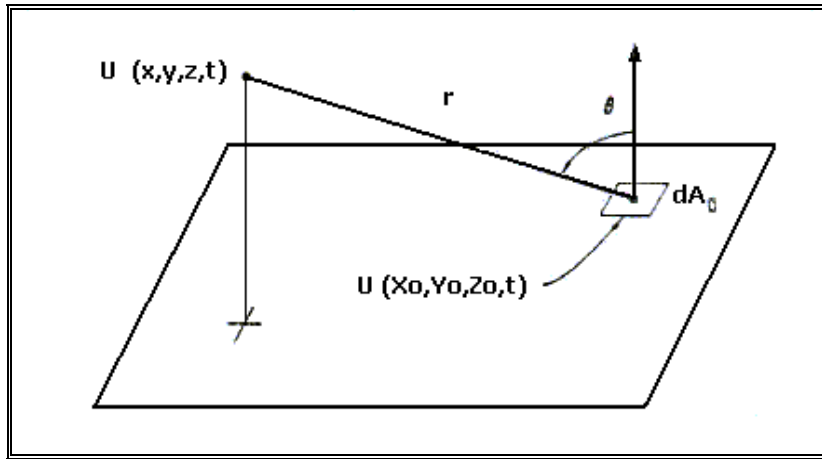


Figura A-1 Elementos geométricos involucrados en el teorema de Kirchoff, Ecuación A-1.

La integración en y en la ecuación (A-2) puede ser convertida en una convolución en el dominio del tiempo. Utilizando las definiciones:

$$\tau \equiv \frac{r}{c} \quad \text{y} \quad (c\tau)^2 = z^2 + y^2$$

Cuyos parámetros geométricos fueron tomados de la Figura A-2. Se puede mostrar que:

$$\begin{aligned} y^2 &= (c\tau)^2 - z^2 & \text{y} & & r_x^2 &= x^2 + z^2 \\ z^2 &= r_x^2 - x^2 \\ &\Rightarrow z = r_x \\ y &= \pm (c^2\tau^2 - r_x^2)^{1/2} & & & & (A-3) \end{aligned}$$

$$dy = \pm \frac{c^2 \tau d\tau}{(c^2 \tau^2 - r_x^2)^{1/2}} \quad (A-4)$$

El signo de la raíz cuadrada en la ecuación (A-3) y (A-4) selecciona una u otra mitad de plano. El argumento de la raíz cuadrada es el que conserva la no negatividad por las condiciones que cumple con:

$$c\tau \geq r_x$$

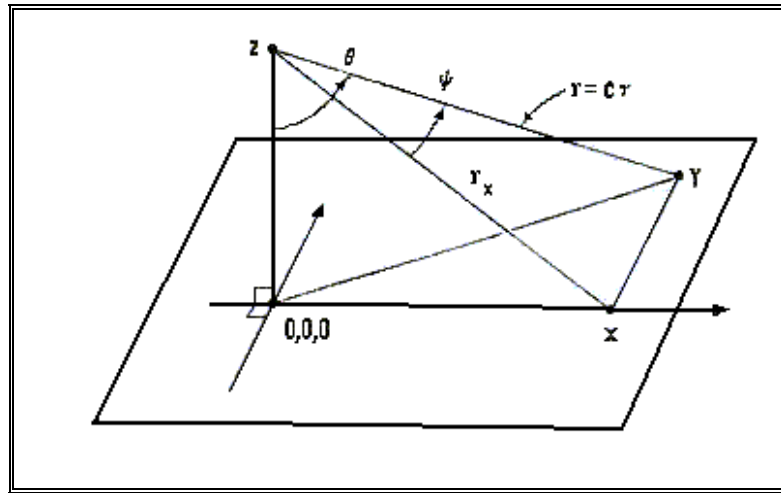
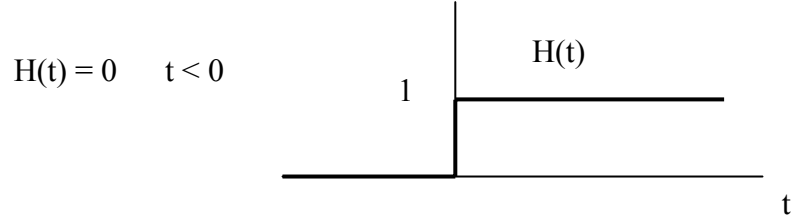


Figura A-2 Situación particular de la Figura # 1, para el caso en el cual U es independiente de y .

La Figura 2 muestra que esta condición es físicamente satisfecha. Sin embargo, esto requiere una alteración en los límites de integración:

$$\int_{-\infty}^{\infty} dy \rightarrow 2 \int_{\frac{r_x}{c}}^{\infty} d\tau$$

El mismo efecto puede llevarse a cabo por la introducción de la función escalón unitario $H(t)$ definido por:



Esto indica que la ecuación (A-2) puede ser escrita:

$$U(0, z, t) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{z}{c^2} dx \int_{-\infty}^{\infty} H\left(\tau - \frac{r_x}{c}\right) \frac{1}{\tau^2 \left(\tau^2 - \frac{r_x^2}{c^2}\right)^{\frac{1}{2}}} \left[U(x, 0, t - \tau) + \tau \frac{\partial}{\partial t} U(x, 0, t - \tau) \right] d\tau \quad (\text{A-5})$$

Esto necesita hacer el siguiente desarrollo:

$$f(t) * g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t - \tau) g(\tau) d\tau,$$

$$\frac{df(t)}{dt} * g(t) = f(t) * \frac{dg(t)}{dt},$$

$$\frac{d}{dt} [H(t - t_0)] = H(t - t_0) \frac{dg(t)}{dt} + d(t_0) \delta(t - t_0)$$

Y que:

$$\frac{1}{t^2} \frac{1}{\left(t^2 - \frac{r_x^2}{c^2}\right)^{\frac{1}{2}}} = \frac{d}{dt} \left[\frac{\left(t^2 - \frac{r_x^2}{c^2}\right)^{\frac{1}{2}}}{\frac{tr_x^2}{c^2}} \right]$$

Y luego de esto podemos mostrar que:

$$\frac{d}{dt} \left[H\left(t - \frac{r_x}{c}\right) \frac{c^2 \left(t^2 - \frac{r_x^2}{c^2}\right)^{\frac{1}{2}}}{tr_x^2} \right] = H\left(t - \frac{r_x}{c}\right) \frac{1}{t^2 \left(t^2 - \frac{r_x^2}{c^2}\right)^{\frac{1}{2}}},$$

Y considerando que:

$$U(x,0,t) * \left[H\left(t - \frac{r_x}{c}\right) \frac{1}{t^2 \left(t^2 - \frac{r_x^2}{c^2}\right)^{\frac{1}{2}}} \right] = \frac{dU(x,0,t)}{dt} * \left[H\left(t - \frac{r_x}{c}\right) \frac{c^2 \left(t^2 - \frac{r_x^2}{c^2}\right)^{\frac{1}{2}}}{tr_x^2} \right]$$

En este caso no hay distinción entre d/dt y $\partial/\partial t$, así es que la ecuación (A-5) viene a ser lo siguiente:

$$U(0,z,t) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{z}{c^2} \frac{dU(x,0,t)}{dt} * H\left(t - \frac{r_x}{c}\right).$$

$$\left[\frac{c^2 \left(t^2 - \frac{r_x^2}{c^2} \right)^{\frac{1}{2}}}{r_x^2} + \frac{1}{t \left(t^2 - \frac{r_x^2}{c^2} \right)^{\frac{1}{2}}} \right]$$

Los términos dentro de los corchetes sumados dan:

$$\frac{c^2}{r_x^2} \frac{t}{\left(t^2 - \frac{r_x^2}{c^2} \right)^{\frac{1}{2}}}$$

A través de la Figura # 2, por simple geometría se puede obtener:

$$\operatorname{tg} \psi = \frac{\left(c^2 t^2 - r_x^2 \right)^{\frac{1}{2}}}{r_x},$$

Tal que:

$$\frac{d \operatorname{tg} \psi}{dt} = \frac{c}{r_x} \frac{t}{\left(t^2 - \frac{r_x^2}{c^2} \right)^{\frac{1}{2}}}$$

Porque la convolución no es muy grande expresado como una integral explícita, t reemplaza τ en la Figura A-2. De esta forma, se puede concluir que:

$$U(0, z, t) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{z}{c r_x} \frac{dU(x, 0, t)}{dt} * H\left(t - \frac{r_x}{c}\right) \frac{d \operatorname{tg} \psi}{dt} \quad (\text{A-6})$$

Esto completa la tarea de expresar la integración en y como una convolución en el dominio del tiempo (Berryhill, 1979).

1.2.- Implementación para la data muestreada.

Para casos prácticos, la convolución indica en la ecuación (A-6),

$$Q\left(t - \frac{r_x}{c}\right) = \frac{dU(x,0,t)}{dt} * \left[H\left(t - \frac{r_x}{c}\right) \frac{d \operatorname{tg} \psi(t)}{dt} \right],$$

Puede llevarse a cabo usando la discretización de la función de onda muestreada en el tiempo de longitud finita. Esto vale la pena y sirve para expresar cuidadosamente la correspondencia entre cantidades muestreadas y continuas. Asumiendo un intervalo Δt muestreada en tiempo:

$$\begin{aligned} U(x,0,t) &\rightarrow U_k = U(x,0,t_k), \\ U_{k+1} &= U(x,0,t_k \pm \Delta t) \\ \frac{dU(x,0,t)}{dt} &\rightarrow \frac{\Delta U_k}{\Delta t} = \frac{(U_k - U_{k-1})}{\Delta t} \end{aligned}$$

Donde:

$$\begin{aligned} t_k &= (k-1)\Delta t \\ \frac{d \operatorname{tg} \psi(t)}{dt} &\rightarrow \frac{\Delta \operatorname{tg} \psi_j}{\Delta t} \end{aligned}$$

Donde

$$t_j = (j-1)\Delta t + \frac{r_x}{c}$$

Para la traza de entrada U_k , el valor índice $k=1$ se asume para un correspondiente tiempo cero, el cual es arbitrario pero es compartido con todas las trazas salidas. El operador $\Delta \operatorname{tg} \psi_j$ es tomado para obtener la primera muestra no cero y el valor del índice j

= I correspondiente al retraso de r_x/c . Esto toma en consideración el efecto de la función escalón H y permite escribir:

$$Q\left(t - \frac{r_x}{c}\right) \rightarrow Q_j = \sum_{i=1}^L \frac{1}{\Delta t} \Delta U_{j-i+1} \Delta \text{tg } \psi_i \quad (\text{A-7})$$

Nuevamente, se entiende que para $j = I$ para un tiempo de retraso r_x/c el cual es independiente de x . El límite superior de la sumatoria L es igual a j (para conservar la nominación de ΔU no negativo) o a N (el mismo $\Delta \text{tg } \psi$ anteriormente calculado), cualquiera que sea el más pequeño.

Limitando el número N de muestras $\Delta \text{tg } \psi$ de la ecuación (A-7) lo cual es equivalente para limitar el máximo valor de y en la ecuación (A-2) o de la Figura # 2. Esto es físicamente lo mismo, pero la determinación del plano de integración hacia *algún* $y = \pm y_{max}$, y pudiera alcanzar algún tipo de difracción. La Figura # 3 muestra el resultado de la evaluación de la ecuación (A-7) $\Delta t = 0.001 \text{ seg}$, $z = 5000 \text{ ft}$, $x = 0$, $c = 5000 \text{ ft/seg}$ y $N = 201$, usando una ondícula de Ricker de 16 Hz como traza de entrada. La salida Q_j claramente consiste de una contribución deseable que coincide con lo que expresa $\Delta \text{tg } \Psi$ más un no deseado artefacto difractivo debido enteramente a un valor finito de N .

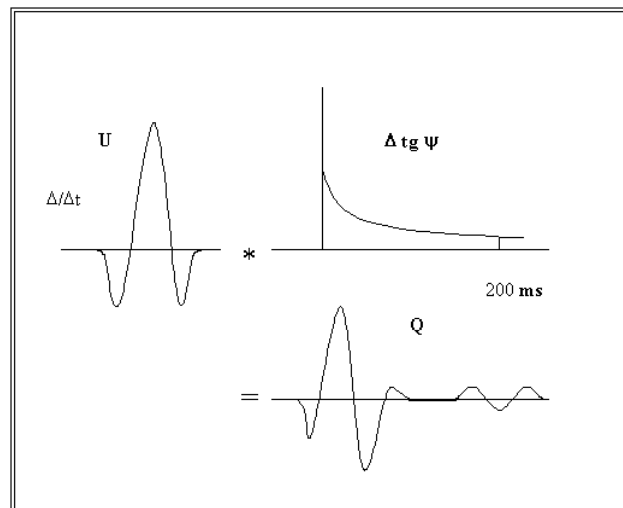


Figura A-3 Evaluación de la ecuación A-7, produce una indeseable difracción, efecto del operador $\Delta \text{tg } \Psi$. Modificado de Berryhill, 1979.

Afortunadamente, la ecuación (A-7) puede ser simplificada en algo más práctico, sin que esto perdiera precisión, aprovechando el tiempo de separación entre la señal y la aparente difracción en la Figura A-3. El cálculo implícito en la ecuación (A-7) es descrito por Berryhill en 1977 y que a continuación se detalla:

$$\begin{aligned}
\Delta t Q_j &= \sum_{i=1}^N \Delta U_{j-i-1} \Delta \text{tg } \psi_i \\
&= \Delta U_j \Delta \text{tg } \psi_1 + \Delta U_{j-1} \Delta \text{tg } \psi_2 + \Delta U_{j-2} \Delta \text{tg } \psi_3 + \dots + \Delta U_{j-N+2} \Delta \text{tg } \psi_{N-1} + \\
&\quad \Delta U_{j-N+1} \Delta \text{tg } \psi_N \\
&= (U_j - U_{j-1}) \Delta \text{tg } \psi_1 + (U_{j-1} - U_{j-2}) \Delta \text{tg } \psi_2 + (U_{j-2} - U_{j-3}) \Delta \text{tg } \psi_3 + \dots \\
&\quad + (U_{j-N+2} - U_{j-N+1}) \Delta \text{tg } \psi_{N-1} + (U_{j-N+1} - U_{j-N}) \Delta \text{tg } \psi_N, \\
&= U_j \Delta \text{tg } \psi_1 + U_{j-1} (\Delta \text{tg } \psi_2 - \Delta \text{tg } \psi_1) + U_{j-2} (\Delta \text{tg } \psi_3 - \Delta \text{tg } \psi_2) + \dots \\
&\quad + U_{j-N+1} (\Delta \text{tg } \psi_N - \Delta \text{tg } \psi_{N-1}) - U_{j-N} \Delta \text{tg } \psi_N \\
&= \sum_{i=1}^N U_{j-i+1} (\Delta \text{tg } \psi_i - \Delta \text{tg } \psi_{i-1}) - U_{j-N} \Delta \text{tg } \psi_N \quad (\text{A-8})
\end{aligned}$$

Con añadir la definición $\Delta \text{tg } \psi = 0$ examinando la Figura A-3 podemos ver la diferencia entre los términos sucesivos en el operador $\Delta \text{tg } \psi$, los cuales se aproximan a cero más rápidamente que los mismos términos, para valores de N muy grandes. En la ecuación (A-8), las series indican que las sumatorias convergen muy rápidamente, partiendo del término negativo separado, aislado e identificado como el efecto de difracción no deseado. Dibujando este término produce la expresión útil:

$$Q_j = \sum_{i=1}^L U_{j-i+1} \frac{(\Delta \text{tg } \psi_i - \Delta \text{tg } \psi_{i-1})}{\Delta t} \quad (\text{A-9})$$

$$Q_j = \sum_{i=1}^L U_{j+i+1} \frac{\Delta^2 \text{tg } \psi_i}{\Delta t^2} \Delta t \quad (\text{A-10})$$

La ecuación (A-10) prueba que Q es esencialmente el resultado de la convolución de la traza de entrada con la segunda derivada de la función $tg \psi$. Con los cálculos derivados como se muestran en los pasos anteriores, la ecuación (A-10) provee el basamento del método convolucional de la integración de y . Con datos sísmicos típicos, un operador de longitud L de 20 a 30 mseg, usualmente adecuado.

1.3.- La integral lateral.

En términos de cantidades definidas para este punto, la ecuación(6) puede ser restada:

$$U(0, z, t) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{z}{c} \frac{1}{r_x} Q\left(t - \frac{r_x}{c}\right) \quad (A-11)$$

En casos de importancia práctica, la integral sobre x puede llevarse a cabo sobre un rango finito de x usando los datos muestreados en ciertas locaciones discretas en una superficie irregular en la presencia de una velocidad variable. Una forma modificada de la ecuación (A-11) las cuales confrontan esas dificultades es:

$$U_{salida}(t) = \frac{1}{\pi} \sum_{i=-M}^M \Delta x_i \frac{z_i}{c_i} \frac{1}{r_i} \bar{Q}(t - t_i) \quad (A-12)$$

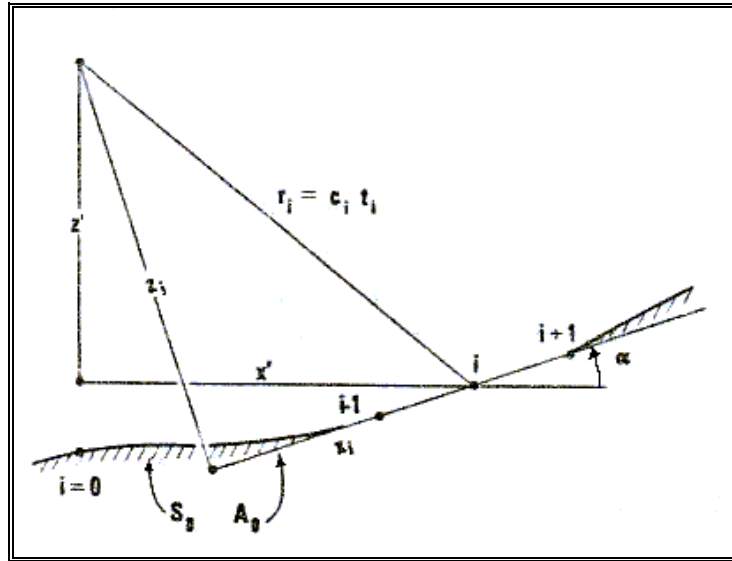


Figura A-4 Definición de las cantidades geométricas para la ecuación A-12. Tomado de Berryhill, 1979.

El símbolo $U_{salida}(t)$ identifica la salida deseada sin referirse a cualquier sistema de coordenadas universal. En el lugar de ello, las coordenadas x y z en la ecuación (A-11) son definidas separadamente en cada punto en el cual una traza de entrada es provista. La Figura A-4 define la geometría. Un plano tangente a A_0 a la superficie de entrada S_0 en un punto de entrada i , haciendo un ángulo α con la horizontal. Si x' y z' son los desplazamientos horizontales y verticales entre el punto i y el punto de salida, entonces:

$$x_i = x' \cos \alpha - z' \sin \alpha$$

$$z_i = z' \cos \alpha + x' \sin \alpha$$

y

$$\Delta x_i = \frac{(x_{i+1} - x_{i-1})}{2}$$

La distancia r_i es independiente del sistema de coordenadas. El papel de la velocidad c en la derivación en la ecuación (A-11) es principalmente para establecer una conexión entre r_x y el correspondiente tiempo de retraso. Cuando la velocidad del medio interviene entre el punto de salida i y el punto de entrada, estas tienen una forma muy compleja para ser determinadas con una constante sencilla, el requerimiento crucial es que

el tiempo de retraso t_i puede de algún modo, ser calculada. Una vez que t_i es conocida, esta es adecuada para tomar:

$$C_i = r_i / t_i$$

Visto que la ecuación (A-12) afecta directamente amplitudes únicamente, no afectando los tiempos de llegada.

Cuando la integral lateral en la ecuación (A-11) es aproximada a una suma discreta en la ecuación (A-12), cada traza de entrada i es responsable de todos los tiempos de retraso entre $t_i - \delta t_i/2$ y $t_i + \delta t_i/2$, donde $\delta t_i = (t_{i+1} - t_{i-1})/2$. Cuando δt_i excede un intervalo de tiempo ΔT , se necesita alguna interpolación de los datos. El método más simple es convolucionando $Q(t-t_i)$ con un operador de tope de horizonte (flat-topped) de longitud $l + \delta t/\Delta t$. En la ecuación (A-12), el símbolo $\bar{Q}(t-t_i)$ representa el resultado de tal interpolación.

Los límites de a sumatoria en la ecuación (A-12) son tomados $\pm M$ trazas de entradas en cada uno de los lados de las trazas salidas. El valor particular de M requerido para un grupo dado de datos puede ser determinado objetivamente de la consideración del tiempo buzante máximo presente y del cambio de elevación máximo (z) deseado. Un valor insuficiente M resulta de amplitudes reducidas por reflexiones muy altas (steep Reflections) y de posiciones erróneas.

La ecuación (A-11) fue derivada de la ecuación (A-1) a través de una serie de pasos conectados matemáticamente. La ecuación (A-12), como se definió en los párrafos anteriores, es una útil generalización de la ecuación (A-11). El salto de la ecuación (A-11) a ecuación (A-12) no es grande como pudiera parecer en un principio. En el caso que la superficie S_0 en la Figura # 4 es ciertamente un plano infinito A_0 , y la velocidad c_i es en todos lados la misma, y en el límite a que Δx_i es infinitesimal pero M es infinito, por ende, la ecuación (A-12) es idéntica a la ecuación (A-11).

Cuando escribimos la ecuación (A-12), se introdujo un muestreo discreto de la coordenada x y también se asumió que la superficie curva S_0 pudiera ser aproximada como una secuencia de segmentos planos teniendo un ancho Δx_i en la dirección de x y una extensión infinita en la dirección de y .

La ecuación (A-11) contiene ambos términos como son las contribuciones del campo cercano (U/r^2) y campo distante $[(1/r)\partial U/\partial \alpha]$ en la ecuación (1), y en este sentido es ilimitado (sin restricción) al considerar la magnitud de z . Reemplazando la integración de x de la ecuación (11) con la sumatoria discreta de la ecuación (A-12), se introdujo la posibilidad de error si Δx_i no es pequeño comparado con z_i . Esto no es una limitación seria en las aplicaciones, mientras z sea generalmente grande.

La ecuación (A-12) describe la continuación por arriba de la transición de ondas (con la ayuda de la Figura # 2 imaginándolo de un costado hacia abajo) la continuación por debajo de las ondas hacia abajo, son casos en los cuales las ondas viajan encontrando locaciones de entrada antes de locaciones salidas, esto es necesario solamente para imaginar un movimiento del evento recorriendo de regreso para recobrar la situación previamente considerada.

De esta manera, un programa de cálculo que implemente la ecuación (A-12), que permita la continuación por debajo de la transición de ondas (y la continuación por arriba), simplemente por regresará o reubicará en el dominio del tiempo todas las trazas de entrada primordial para llevar a cabo el procesamiento de los datos y reposicionando de manera efectiva los datos de entrada. El efecto esencial aquí es revertir lo relativo al signo de t y t_i (Modificado de Berryhill, 1979).

10. BIBLIOGRAFÍA

Berryhill, J. R. (1979). *Wave-equation Datuming*. Geophysics, Vol. 44: 1329-1344.

Berryhill, J. R. (1984). *Wave-equation Datuming Before Stack*. Geophysics, Vol. 49, Número 11 (Noviembre): 2064-2067.

Bevc, D. (1997). *Flooding the topography: Wave-equation Datuming of Land Data with Rugged Acquisition Topography*. Geophysics, Vol 62, Número 5 (Octubre): 1558-1569.

Blanco, B.; E. Gómez y H. Sánchez (1998). *Evolución Tectónica y Sedimentaria del Norte de los Estados Anzoátegui, Guárico, Cojedes y Portuguesa*. Memoria, IV Congreso Venezolano de Geofísica Caracas, Sociedad Venezolana de Ingeniero Geofísico: 151-159.

Ceveny and Ravindra (1971). *Head Wave*. University of Toronto Press.

Campos, V.; S. Osuna, y V. Vivas (1980). *Geología del borde oriental del frente de montañas de la Serranía del Interior, estados Miranda, Guárico y Anzoátegui*. Bol. Geol., Caracas, 13(26): 137-196.

Chaplet, M. (1998). *Informe sobre las dos campañas de Anzoátegui. Sensores Remotos. Proyecto al Norte de Anzoátegui. Reinterpretación del mapa geológico por imágenes de RadarSat*. Informe Aguasuelos para PDVSA.

González de Juana, C.; J. M. Iturralde de Arozena y X. Picard (1980). *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Ed. Foninves.

Lawton D. C. (1989). *Computation of Refraction Static Corrections Using First-Break Traveltime Differences*. Geophysics, Vol. 54, Número 10 (Octubre): 1289-1296.

Litos C.A (1997). *Estudio Geológico de Superficie en el Norte de Anzoátegui*. Informe para Corpoven.

Manzoni G., S. (2001). *Secuencia Básica de Procesamiento de Data Sísmica para obtener atos Finales Orientada a Estudiantes de Ingeniería Geofísica*. Trabajo Especial de Grado. UCV. Caracas, Venezuela. Inedito.

Pereira, J. (1994). *Algunas Ideas para Mejorar la Calidad de los Datos Sísmicos*. Memoria VII. Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas, Venezuela.

Pindell, J. (1993). *Mesozoic-Cenozoic Tectonic and Stratigraphy Development of the eastern Caribbean and northern south America: Implicaciones for eastern Venezuela*. Informe Interno de PDVSA.

Rodriguez W.; B. Blanco; C. Giraldo y N. Chigne (2000). *Contribución de Geología de Superficie del Área de Capiricual en la Caracterización de los Reservorios del Norte de Anzoátegui, Cuenca Oriental*. VIII Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Caracas, Venezuela: 755.

Rodríguez, S.; J. P. Diet; D. Pauret (1991). *Dip Move Out in the Case of Irregular Surfaces*. In 61 Annual Internat Meeting, Sociedad Exploradora de Geofísicos. Vol 91: 1301-1304.

Schneider, W. A.; L. Phillip; E. Paal (1995). *Wave–Equation Velocity Replacement of the Low–Velocity Layer for Overthrus – Belt Data*. Geophysics, Vol. 60, Número 2 (Marzo – Abril): 573-579.

Serrano, O. (1983). *Características del Ruido Sísmico en Tierra y parámetros Óptimos de Adquisición*. Trabajo Especial de Grado. UCV. Caracas, Venezuela. Inedito.

Sheriff, R. E. (1973). *Enciclopedia Dictionary of Exploration Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, USA.

Shtivelman, V.; A. Canning (1988). *Datum Correction by Wave-equation Extrapolation*. Geophysics, Vol. 53, Número 10 (Octubre): 1311-1322.

Trorey, A W. (1970). *A Simple Theory for Seismic Diffraction*. Geophysics, Vol. 35: 762-784.

Wiggins, J. W. (1984), *Kirchoff Integral Extrapolation and Migration of Nonplanar Data*. Geophysics, Vol. 49: 1239-1248.

Yilmaz, O.; D. Lucas (1986). *Prestack Layer Replacement*. Geophysics, Vol. 51, 1355-1369.

Yilmaz, O. (1988). *Seismic Data Processing*, Society of Exploration Geophysicists, Oklahoma.

Tectonic Reconstructions of Caribbean Region,
<http://www.fiu.edu/orgs/caribgeol/Caribreconstr.html>

Stanford, Public on line, http://sepwww.stanford.edu/public/docs/sep87/paper_html/

PDVSA on Line, <http://www.pdvsa.com/léxico/>