

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ANÁLISIS AVO EN DATOS VSP EN UNA ZONA AL ORIENTE DE
VENEZUELA**

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al Título de Ingeniero Geofísico
por el Br. Castillo Trujillo, Harold Ramón

Caracas, Junio 2004

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ANÁLISIS AVO EN DATOS VSP EN UNA ZONA AL ORIENTE DE
VENEZUELA**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Juan Infante

TUTOR INDUSTRIAL: Msc. Carlos Planchart

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al Título de Ingeniero Geofísico
por el Br. Castillo Trujillo, Harold Ramón

Caracas, Junio 2004

Caracas, 14 de Junio de 2004

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geofísica para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Harold Ramón Castillo Trujillo, titulado:

**“ANÁLISIS AVO DE DATOS VSP EN UNA ZONA AL ORIENTE DE
VENEZUELA.”**

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

Prof. Franklin Ruiz

Jurado

Prof. Rober Yibirín

Jurado

Prof. Juan Infante

Tutor Académico

Castillo T., Harold R.
ANÁLISIS AVO EN DATOS VSP EN UNA ZONA AL ORIENTE DE
VENEZUELA

Tutor Académico: Prof. Juan Infante. Tutor Industrial: Msc. Carlos
Planchart. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de
Geología, Minas y Geofísica. Año 2004, 189p.

Palabras Claves: Procesamiento, VSP, Registros de pozo, Análisis AVO, Modelo de velocidades, Modelado AVO.

Resumen. El presente trabajo expone el procesamiento de datos VSP en un área al Oriente del país con el objetivo principal de realizar un análisis AVO para determinar la presencia de fluidos en una formación geológica de interés.

En la zona de interés se grabó un VSP con desplazamiento corto, un VSP con desplazamientos múltiples y registros de pozo.

Se procesaron los datos del VSP con desplazamientos cortos y se obtuvo una franja apilada con una respuesta sísmica, en la zona de interés, correspondiente a capas delgadas. En base a la franja apilada y a los registros de pozo, se realizó una inversión sísmica y se generó un registro acústico y otro de densidad. A partir de estos registros se generó un sismograma sintético correlacionable con la franja apilada y el comportamiento de los registros de pozo originales.

Posteriormente se procesó el conjunto de dato VSP con desplazamientos múltiples y se correlación con la franja apilada y los registros de pozo.

En base a la respuesta sísmica para los datos VSP con desplazamientos múltiples y a la evaluación petrofísica de la zona de interés se identificaron los eventos de interés.

Con la evaluación petrofísica se pudo comprobar que los eventos son constituidos por capas delgadas, rodeadas de un medio altamente lutítico.

Se procedió a realizar el análisis AVO del cual se pudo obtener la respuesta correspondiente a la base de los eventos, donde su coeficiente de

reflexión es cercano a cero y aumenta positivamente en función del aumento de la distancia fuente receptor. El intercepto es cercano a cero y el gradiente es altamente positivo. Los eventos son clasificados como clase 2 o tipo -4.

A partir de los registros obtenidos en la inversión sísmica, se realizó un modelado AVO para comparar la respuesta sísmica real con la de los registros de pozo. La respuesta fue calculada a través de las ecuaciones de Zoeppritz y correspondió al tope de los eventos, donde el coeficiente de reflexión disminuye, para ambos, en función del aumento del ángulo de incidencia y se hace casi imperceptible hacia los 36° y cambiando de polaridad a los 40°.

La comparación entre los datos reales y los modelados concluye que los el tope y la base de los eventos de interés, por constituirse en capas delgadas y de alto nivel lutítico, originan una interferencia constructiva que enmascara el comportamiento AVO en los datos procesados.

Para esclarecer la presencia de un hidrocarburo en la zona de interés, se realizó un gráfico cruzado de los tiempos de tránsito de onda S en función de la relación V_p/V_s , lo cual arrojó como resultado que ambas arenas se ubican dentro de la zona de arenas contentivas de hidrocarburo liviano.

DEDICATORIA

Este trabajo lo dedico a mis padres
Harold y Maritza y mi hermano Rafael;
los tres han sido un apoyo constante e
incondicional en todas las metas que
me he trazado en la vida, gracias a Dios
todavía los tengo a mi lado.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo representa el logro de una meta, la culminación de una etapa en mi vida, etapa que comenzó hace unos años atrás. El camino recorrido no ha sido fácil, estuvo lleno de alegrías y tristezas, de altos y bajos, de trechos tortuosos y otros mucho más claros. En fin, es una etapa como cualquier otra en la vida de un ser humano, donde lo que realmente importa no es triunfar siempre, si no aprender muy bien las lecciones del fracaso, levantarse con la cara en alto y seguir hacia delante para ser mejores personas y mejores profesionales.

Doy gracias a Dios por haber estado en todos esos momentos claves de mi vida, donde uno sabe que debe tomar una decisión importante y probarse a sí mismo que puede vencer cualquier obstáculo a través de la fe, la perseverancia y el trabajo fuerte.

Quiero agradecer especialmente a la Universidad Central de Venezuela y a su Facultad de Ingeniería, por haberme brindado la oportunidad de participar de esa gran experiencia que significa estudiar en la UCV. A mi juicio, los que gozamos del privilegio de cursar estudios en esta “*Alma Mater*”, además de obtener un conocimiento intelectual, recibimos una inigualable formación social y cultural, dentro y fuera de las aulas de clases, que nos permite formarnos con mayor conciencia y sensibilidad hacia los problemas que sufre constantemente nuestro país y nuestra sociedad.

A las personas más importantes de mi vida; mi papá, mi mamá y mi hermano. Madre gracias por cuidarme y aguantarme; gracias, por sobre todas las cosas, por creer en mí y siempre darme ánimo en las situaciones más coyunturales. Padre gracias por apoyarme incondicionalmente y tenerme tanta paciencia, por enseñarme la honestidad, la rectitud, el sentido común y otros tantos valores que hoy en día me hacen llevar la cara en alto y sentirme orgulloso de mi familia. Gracias a los dos por haberme dado la vida, y todas las cosas que han estado a su alcance para que haya llegado a ser lo que soy en estos momentos.

Hermano gracias por ser un ejemplo y un guía, dispuesto a prestar su ayuda, su sabiduría y su lealtad, en todo momento. Puedes estar seguro que en todo momento me has servido de inspiración para esforzarme más, para ser mejor todos los días; siempre te voy agradecer que seas mi hermano.

A mi Tío y Padrino Alejandro, a mi segunda madre, mi Tía Dora; sus enseñanzas y por hablarme cuando más lo necesitaba, por aconsejarme y ayudarme desde que me vieron nacer. A mis primos Franco y Dora, por estar siempre pendientes de mí y ayudarme en todo lo que han podido, gracias.

A mis amigos Fran, Gustavo, Félix Abraham, César y Jesús, por siempre brindarme un buen consejo y una amistad verdadera. Hace un buen tiempo empezamos a recorrer este camino, unos lo terminaron primero, otros siguen en la lucha, hoy me toca a mí darles gracias por decirme que si se puede, espero que yo pueda servirles a ustedes de ánimo e inspiración a llegar a esa meta tan esperada. Gracias a sus familias por haberme tratado como uno más de los suyos.

Gracias Vidalia por tratarme como uno más de tus hijos, has sido una amiga y una consejera muy valiosa, lo apreciaré toda la vida.

A mis panas Alberto y Félix par de amigos que por muy alejados que se encuentren, se presentaron tanto en las buenas como en las malas, siempre trataron de darme apoyo cuando lo necesité y sé que seguirá siendo así.

A mis panas de la Universidad, Virginia (la gorda), Marianne (la flaca), Ricardo, Ronald (el niño), Roger, Harrisong (happy), Rafael (chapa), Julio Silva; gracias por compartir conmigo dentro y fuera de clases, gracias a ustedes por su amistad y confianza, hicieron que estos años de carrera universitaria fueran mucho más que solo eso.

A mi panas de Geofísica, Pedro (pepi), Francisco (sancho), Rafael Azuaje, José Francisco, Hernando, Alexander (el negrito), Luis (Bully), Maxlyn,

Engelbert, Natalia; a pesar de los tropiezos me demostraron lealtad y una buena amistad; me enseñaron que por encima del rencor debe prevalecer el perdón, la comprensión y la tolerancia; muchas gracias por la lección, aprecio mucho que me hayan valorado y tomado en cuenta en muchas ocasiones.

Doy mis más sinceros agradecimientos a las empresas VSFusion y Baker Atlas por haberme dado la oportunidad de realizar este trabajo en la comodidad de sus instalaciones.

A mi tutor industrial, Carlos Planchart, por haber confiado en mí para realizar este trabajo, por toda la transmisión desinteresada de conocimientos estos nueve meses, por el trato familiar y de camaradería; muchísimas gracias.

A Nicholas Brooks por la ayuda desinteresada a la hora de conseguir los datos, por la confianza y la camaradería prestada.

A Alexander Palacios, por ser más que una ayuda, un pana, una fuente de apoyo y una persona en quien se puede confiar, gracias por todo.

A Massiel Rangel una persona super atenta y siempre pendiente de ayudar quien la necesite, gracias por el apoyo y las atenciones, aprecio muchos esos detalles.

A Germán Gómez por darme la oportunidad de asistir a los cursos que dictó la compañía, me parecieron excelentes; de verdad muchas gracias por la confianza y por todo.

A Adriana Grosso, muchas gracias por las explicaciones y las ayudas desinteresadas; de verdad me sirvieron de mucho y me hicieron más fácil el camino.

A mis compañeras de trabajo, Marla, Marialejandra y Brenda; por sus explicaciones desinteresadas y por hacerme esforzar todos los días, cada vez más, para poder terminar mi trabajo especial de grado.

A todo el personal que labora en las oficinas de Baker Hughes, Caracas por haberme tratado de una manera excelente y crear un entorno agradable, donde da gusto trabajar.

Doy las gracias a todos los que he olvidado mencionar, disculpen de verdad, trataré de hacerlo personalmente.

Finalmente, a todas aquellas personas que por alguna razón que no se encuentran a mi lado, a aquellas que confiaron en mí desde el anonimato, y a todas aquellas que no lo hicieron; por que hacen que me proponga retos cada vez más grandes y tenga cada vez más fuerzas para alcanzarlos.

INDICE GENERAL

DESCRIPCIÓN	PÁG.
Convenciones de vocabulario	xxi
CAPÍTULO I	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Objetivos	2
1.1.1. General	2
1.1.2. Específicos	2
1.1.3. Ubicación del área de estudio	3
1.3. Trabajos previos en el área	3
1.4. Paquetes de procesamiento utilizados	4
1.5. Metodología	4
CAPÍTULO II	
2. MARCO GEOLÓGICO	5
2.1. Geología regional	5
2.1.1. Evolución tectónica de la Cuenca Oriental de Venezuela	6
2.1.1.1. Evolución estructural Pre-Cretácica	6
2.1.1.2. Evolución estructural Cretácica	7
2.1.1.3. Evolución estructural durante el Terciario	7
2.1.2. Estratigrafía de la Cuenca Oriental de Venezuela	10
2.1.2.1. Formación Barranquín (Mesozoico-Cretácico Temprano)	10
2.1.2.2. Formación García (Cretácico-Aptiense Tardío)	10
2.1.2.3. Formación El Cantil (Cretácico-Aptiense-Cenomaniense)	10
2.1.2.4. Formación Querecual (Cretácico-Albiense Tardío-Santoniense)	11
2.1.2.5. Formación San Antonio (Cretácico Tardío)	11
2.1.2.6. Formación San Juan (Cretácico-Maestrichtiense Tardío)	11

2.1.2.7. Formación Vidoño (Cretácico (Campaniense) – Terciario (Eoceno Temprano))	11
2.1.2.8. Formación Caratas (Terciario-Eoceno Temprano a Tardío)	11
2.1.2.9. Formación Los Jabillos (Terciario-Oligoceno)	12
2.1.2.10. Formación Naricual (Terciario-Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano)	12
2.1.2.11. Formación Areo (Terciario-Oligoceno)	12
2.1.2.12. Formación Carapita (Terciario-Oligoceno-Mioceno Tardío)	12
2.1.2.12.1. Miembro Chapapotal (Terciario-Mioceno)	12
2.1.2.13. Formación La Pica (Terciario-Mioceno Tardío)	13
2.1.2.14. Formación Morichito (Terciario-Mioceno Medio)	13
2.1.2.15. Formación Las Piedras (Terciario-Mioceno Tardío-Plioceno)	14
2.1.2.16. Formación Quiriquire (Terciario-Plioceno)	14
2.1.2.17. Formación Mesa (Cuaternario-Pleistoceno)	14
2.2. Geología Local	16
2.2.1. Características Estructurales	16
2.2.1.1. Norte del Corrimiento de Pirital	17
2.2.1.2. Sur del Corrimiento de Pirital	18
2.2.2. Estratigrafía local	18
CAPÍTULO III	
3. VSP CON DESPLAZAMIENTO CORTO	23
3.1. Consideraciones Teóricas	23
3.1.1. Perfil Sísmico Vertical (VSP)	23
3.1.2. Geometrías de VSP	25
3.1.3. Aplicaciones principales del VSP	28
3.1.4. Procesamiento de datos VSP sin desplazamiento lateral	28
3.1.4.1. Correlación Cruzada	28

3.1.4.2. Edición y suma de las trazas	29
3.1.4.3. Selección de los primeros quiebres	30
3.1.4.4. Aplicación de la geometría	30
3.1.4.5. Corrección de ganancia	30
3.1.4.6. Corrección por divergencia esférica	31
3.1.4.7. Balanceo de las trazas	35
3.1.4.8. Separación de los campos de ondas	36
3.1.4.9. Filtro de Mediana	36
3.1.4.9.1. Propiedades del filtro de mediana	38
3.1.4.10. Filtro de Mediana Buzante	41
3.1.4.11. Separación de los campos de onda con la técnica de sustracción	41
3.1.4.12. Filtro Pasa Banda	43
3.1.4.13. Deconvolución	43
3.1.4.14. Deconvolución del Campo Total de Ondas	45
3.1.4.15. Diseño del operador	46
3.1.4.16. Franja Apilada (“Corridor Stack”)	46
3.1.4.17. Calibración del registro acústico y generación del sismograma sintético	47
3.2. Metodología de procesamiento del VSP con desplazamiento corto	49
3.2.1. Edición y Suma	50
3.2.2. Descripción de la Geometría	53
3.2.3. Análisis de Velocidades	55
3.2.4. Corrección Coseno del Tiempo	56
3.2.5. Calibración del Registro Acústico y Generación del Sismograma Sintético	58
3.2.6. Corrección de Ganancia	61
3.2.7. Separación de los campos de onda	65
3.2.8. Deconvolución	66
3.2.9. Ventana de Apilamiento	67

CAPÍTULO IV	
4. VSP CON DESPLAZAMIENTOS MÚLTIPLES	69
4.1. Consideraciones Teóricas	69
4.1.1. Generalidades del VSP con desplazamientos múltiples	69
4.1.2. Procesamiento del VSP con desplazamientos múltiples	70
4.1.2.1. Separación del campo de ondas	70
4.1.2.2. Hodogramas de rotación	71
4.1.2.3. Rotación horizontal	71
4.1.2.4. Rotación vertical	72
4.1.2.5. Rotación inversa	73
4.1.2.6. Rotación vertical basada en un modelo de velocidades del medio	73
4.1.2.7. Transformación VSP-CDP	75
4.1.2.8. Técnicas avanzadas de migración para datos VSP	81
4.2. Metodología de procesamiento del VSP con desplazamientos multiples	87
4.2.1. Descripción de la geometría	88
4.2.2. Preprocesamiento de Receptores de Niveles Múltiples (MLR)	88
4.2.3. Edición y Suma	88
4.2.4. Detección de las primeras llegadas	90
4.2.5. Rotación horizontal	90
4.2.6. Rotación vertical	91
4.2.7. Balanceo de trazas	92
4.2.8. Clasificación de Conjuntos (“Batch Sorting”)	92
4.2.9. Separación de componentes y aplicación de filtros de la mediana y mediana buzante	92
4.2.10. Unión de las componentes de diferencia (Merge Diff)	93
4.2.11. Rotación vertical inversa	94
4.2.12. Rotación basada en modelo	95
4.2.13. Deconvolución	97
4.2.14. Transformación VSP-CDP	98

CAPÍTULO V

5. ANÁLISIS AVO	100
5.1. Consideraciones Teóricas	100
5.1.1. Análisis de amplitud en función de la distancia fuente receptor	100
5.1.2. Ecuaciones de Zoeppritz	101
5.1.3. Razón de Poisson	102
5.1.4. Aproximaciones a las Ecuaciones de Zoeppritz	103
5.1.5. Aproximación de Bortfeld (1961)	104
5.1.6. Aproximación de Aki-Richards-Frasier (1980)	105
5.1.7. Aproximación de Shuey (1985)	105
5.1.8. Trabajo de Koefoed	107
5.1.9. Modelo de Ostrander	108
5.1.10. Trabajo de Rutherford y Williams	110
5.1.11. Atributos AVO.	113
5.1.11.1. Traza Intercepto de onda P	113
5.1.11.2. Traza Gradiente (Pendiente)	113
5.1.11.3. Traza de Gradiente Restringido	114
5.1.11.4. Razón de Poisson	114
5.1.11.5. Traza onda S	114
5.1.11.6. Traza Producto	114
5.1.11.7. Coeficiente de Regresión o Desviación Estándar	115
5.1.11.8. Sintético AVO a partir de Gradiente e Intercepto	115
5.1.11.9. Traza apilada del Sintético AVO	116
5.1.12. Gráficos cruzados de Gradiente e Intercepto	116
5.1.13. Trabajo de Castagna	118
5.1.14. Características de las Arenas Gasíferas	120
5.1.14.1. Clase I: Arenas con alta impedancia acústica	120
5.1.14.2. Clase II: Arenas con contrastes de impedancia acústica cercanos a cero	120
5.1.14.3. Clase III: Arenas de baja impedancia acústica.	121
5.1.14.4. Clase IV: Arenas de alta impedancia acústica	121

5.1.15. Nueva clasificación AVO	122
5.1.16. Análisis AVO Utilizando datos VSP	127
5.1.17. Resolución	128
5.1.17.1. Resolución vertical	128
5.1.17.2. “Tuning” y efectos de capas finas	130
5.1.18. Fundamentos Petrofísicos del AVO	131
5.1.19. Evaluación Petrofísica	134
5.1.19.1. Métodos básicos para obtener el contenido de lutita en rocas yacimiento.	134
5.1.19.2. Determinación del volumen de lutita a partir de mediciones de rayos gamma.	135
5.1.19.3. Determinación del porcentaje de lutita a partir de los rayos gamma.	138
5.1.19.4. Métodos de gráficos cruzados para la determinación del volumen de lutita	140
5.1.20. Inversión sísmica de datos VSP	143
5.1.20.1. Inversión de pulsos dispersos	143
5.1.20.2. Modelo convolucional	144
5.1.20.3. Método de programación lineal	147
5.1.20.4. Proceso de inversión sísmica para datos VSP	149
5.1.21. Modelado AVO	154
5.2. Metodología del análisis AVO	155
5.2.1. Evaluación Petrofísica	155
5.2.2. Determinación de los intervalos de interés	158
5.2.3. Identificación de los eventos en los datos VSP con desplazamientos múltiples	159
5.2.4. Análisis AVO en los datos reales	161
5.2.5. Cálculo de la resolución vertical de los datos	163
5.2.6. Promedio en bloques del registro acústico y de densidad	164
5.2.7. Inversión sísmica	164
5.2.8. Modelado de la respuesta AVO	166

CAPÍTULO VI	
6. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS	168
6.1. Correlación de datos VSP con desplazamiento corto y registros de pozo	168
6.2. Correlación de datos VSPDC y datos VSPDM	171
6.3. Correlación de la respuesta AVO entre datos reales y modelados	173
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	181
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS	183

INDICE DE FIGURAS

FIGURA N°	PÁG.
1.1. Área de estudio.	3
2.1. Localización y límites principales de la Cuenca Oriental de Venezuela.	5
2.2. Características estructurales de la región noreste de la Cuenca Oriental de Venezuela.	6
2.3. Columna estratigráfica general de la Cuenca Oriental de Venezuela.	15
2.4. Corte geológico conceptual noroeste-sureste desde la Plataforma Margarita-Los Testigos hasta el Río Orinoco.	16
2.5. Columna integrada (en tiempo) de la secuencia estratigráfica de la Serranía del Interior.	19
2.6. Perfil eléctrico del Pozo Q-297, en el bloque Cachito del campo Quiriquire, estado Monagas.	19
2.7. Perfil litológico Tigre N° 1, Estado Guárico.	20
2.8. Configuración estructural de La Faja del Orinoco.	22
2.9. Sección estructural mostrando las unidades tectono-estratigráficas en el flanco norte de la Subcuenca de Maturín.	22
3.1. Tren de Ondas descendentes en un modelo de capas planas.	24
3.2. Tren de ondas ascendentes en un modelo de capas planas.	24
3.3. Adquisición VSP Cero “Offset”	25
3.4. Adquisición Offset VSP	26
3.5. Adquisición VSP “Walkaway”	27
3.6. Proceso de reducción de amplitudes en VSP debido a la divergencia esférica de un frente de ondas.	32
3.7. La divergencia esférica de los rayos descendentes.	33
3.8. Explicación gráfica y simplificada de cómo trabaja un filtro de mediana.	37
3.9. Uno de los atractivos que posee el filtro de mediana es que elimina de manera absoluta los picos de ruido.	39

3.10. Durante el procesamiento, es de gran importancia preservar la ubicación, en tiempo y espacio, de las funciones “escalón”, contenidas en los datos VSP.	40
3.11. En esta ilustración se muestra como se remueve el campo de ondas descendentes a través de filtro de la mediana y sustracción aritmética.	42
3.12. Flujograma del procesamiento de datos VSP con desplazamiento corto.	49
3.13. Ejemplo de un nivel con trazas con poco ruido donde se pueden observar, fácilmente, las primeras llegadas.	51
3.14. Nivel en el cual se muestran trazas defectuosas y con mucho ruido que afecta gravemente la detección de las primeras llegadas. Detección de las primeras llegadas	52
3.15. Selección de las primeras llegadas.	53
3.16. Datos VSP considerados para el procesamiento.	54
3.17. Geometría de adquisición del VSP con desplazamiento corto.	55
3.18. Esquema general de la ubicación del pozo y la fuente en una adquisición estándar VSP	57
3.19. Registro acústico sin calibrar y curva de deriva inicial.	59
3.20. Registro acústico calibrado con valores de deriva inicial y final.	60
3.21. Sismograma sintético.	61
3.22. Cálculo de la ganancia	62
3.23. Comparación de ganancias en datos crudos.	63
3.24. Filtro pasa banda.	65
3.25. Comparación de ganancias en los campos de ondas ascendentes.	66
3.26. Comparación de las deconvoluciones entre los conjuntos de datos.	67
3.27. Producto final del procesamiento del VSP con desplazamiento corto.	68
4.1. Diagrama de una adquisición VSP con desplazamientos múltiples.	71
4.2. Rotación horizontal.	72
4.3. Rotación vertical.	73

4.4. Rotación basada en modelo.	74
4.5. (A) Modelo del subsuelo de una sola capa y las asunciones que se realizan en cuanto a la trayectoria de los rayos rectos y que se toman en cuenta en la mayoría de los procedimientos de transformación VSP-CDP de primera generación. (B) Aspecto que posee una traza VSP luego de ser transformada al dominio CDP, utilizando el procedimiento señalado en A.	76
4.6. Presentación de una transformación VSP-CDP.	77
4.7. La cobertura de apilamiento en un proceso de transformación VSP-CDP.	78
4.8. (A) Un modelo de trazado de rayos para un VSP con desplazamiento largo donde el objetivo era detectar una supuesta falla a una profundidad aproximada de 13000 pies. (B) Datos VSP grabados.	80
4.9. (A) Transformación VSP-CDP y ventana de acercamiento de las reflexiones primarias ascendentes, extraídas del panel B de la figura 4.8. (B) Comparación entre la imagen generada por los datos VSP y la originada por los datos de sísmica de superficie, dentro del intervalo estratigráfico en que se sospecha está la falla.	81
4.10. VSP sintético con desplazamientos múltiples	85
4.11. (A) Transformación VSP-CDP de un VSP sintético con desplazamientos múltiples.	86
4.12. Flujograma simplificado de procesamiento para un VSP con desplazamientos múltiples.	87
4.13. Datos VSP con desplazamientos múltiples de tres componentes antes del preprocesamiento MLR.	89
4.14. Datos VSP después de la rotación horizontal.	90
4.15. Datos VSP después de la rotación vertical.	91
4.16. Fusión de las componentes de diferencia.	94
4.17. Datos VSP después de la rotación vertical inversa.	95
4.18. Modelo de velocidades generado a partir de la calibración del registro sísmico en el procesamiento del VSP con desplazamiento corto.	96
4.19. Datos VSP después de la rotación basada en modelo .	97
4.20. Campo de ondas ascendentes deconvolucionado.	98
4.21. Producto final del procesamiento del VSP con desplazamientos múltiples.	99

5.1. Modelo de la conversión de modos de onda para el caso de una onda P incidente (P_i) en la interfase entre dos medios.	100
5.2: Modelo de arenisca gasífera de Ostrander.	109
5.3: Respuesta de los coeficientes de reflexión en función del ángulo de incidencia para el modelo de Ostrander.	110
5.4: Respuesta de los coeficientes de reflexión en función del ángulo de incidencia para el modelo de Rutherford y Williams (1989).	111
5.5. Clases de arenas y el gráfico Cruzado de AVO.	117
5.6. Diagrama de clasificación de Arenas.	119
5.7. Gráfico de los tipos AVO. (Modificado Young y LoPiccolo, 2003).	123
5.8. Relaciones promedio entre la amplitud y las reflexiones a incidencia normal.	125
5.9. Resolución vertical y efectos de interferencia.	129
5.10. Amplitud y sincronización de las mediciones para los acñamientos de la figura 5.9.	130
5.11. Cubo de roca ideal	134
5.12. Respuesta de un registro de rayos gama (a la izquierda) y de un registro acústico (a la derecha).	137
5.13. Gráfico que se emplea, generalmente, para determinar el volumen de lutita a partir de los registros de rayos gamma.	139
5.14. Gráfico cruzado generalizado.	142
5.15. Valores promedio de lutita.	143
5.16. Modelo de capas estratificadas.	144
5.17. Proceso de inversión del método de la norma L1.	148
5.18. Polaridad normal.	149
5.19. Inversión sísmica.	154
5.20. Flujograma simplificado del análisis AVO.	155
5.21. Evaluación petrofísica.	156
5.22. Columna estratigráfica aproximada.	158
5.23. Proceso de identificación de eventos en los datos VSP con desplazamientos múltiples.	160

5.24. CRG's correspondientes a la traza menos ruidosa.	161
5.25. Resultados del Análisis AVO para los eventos en estudio.	162
5.26. Promedio en bloques del modelo de velocidades antes y después de la inversión.	165
5.27. Correlación entre los registros originales, los obtenidos de la inversión sísmica, el sismograma sintético y la franja apilada.	165
5.28. Gráfico del grupo de datos modelados.	166
5.29. Gráficos de coeficiente de reflexión en función del ángulo de incidencia.	167
6.1. Correlación entre el sismograma sintético original y la franja apilada.	169
6.2. Respuesta de capas finas en la zona de interés.	170
6.3. Comparación respuesta de los registros obtenidos de la inversión con los registros originales y la franja apilada.	170
6.4. Gráfico integrado. Campo de ondas P ascendentes, franja apilada, los registros originales y los obtenidos de la inversión.	172
6.5. Correlación de los eventos entre los datos VSPDC, VSPDM y el sismograma sintético.	173
6.6. Gráficos de coeficiente de reflexión en función del aumento de la distancia receptor.	174
6.7. Respuesta de la amplitud en función del aumento de la distancia fuente-receptor.	175
6.8. Gráficos cruzados de intercepto en función del gradiente.	176
6.9. Atributos AVO.	176
6.10. Comparación de la respuesta AVO entre datos reales y modelados.	177
6.11. Gráficos de coeficientes de reflexión en función de la variación del ángulo de incidencia para los eventos modelados.	179
6.12. Indicador de hidrocarburos livianos.	180

INDICE DE TABLAS

TABLA N°	PÁG.
5.1. Características y comportamiento de los tipos AVO	126
5.2 Escala de Wentworth de los tamaños de los granos en los sedimentos	136
5.3. Parámetros de registros para las rocas y minerales más comunes.	141
5.4. Resultados obtenidos de la clasificación de zonas a través de los gráficos cruzados	157
5.5. Propiedades de los topes de arena.	159
5.6. Propiedades de los topes de arena antes y después de la inversión sísmica.	164

CONVENCIONES DE VOCABULARIO

VSP Cero “Offset”: VSP con desplazamiento corto. VSPDC.

Offset: Distancia fuente-receptor

VSP “Walkaway”: VSP con desplazamientos múltiples. VSPDM.

Data set: Conjunto de datos.

Gather: Grupo. Grupo de datos.

Common Receiver Gather: Grupo de datos con un receptor en común. CRG.

Common Shot Gather: Grupo de datos con una fuente en común. CSG.

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

La variación de las amplitudes sísmicas en función del incremento del ángulo de incidencia o de la distancia fuente receptor, ha sido ampliamente estudiada desde hace más de un siglo.

Knott (1899) y Zoeppritz (1919), sentaron las bases del análisis de amplitudes al hallar los coeficientes de reflexión y transmisión asumiendo como condiciones de borde, en la solución, la continuidad de los esfuerzos y desplazamientos en las interfases reflectoras.

Las ecuaciones planteadas para resolver los coeficientes de transmisión poseían un alto grado de complejidad pero gracias a los avances tecnológicos, como la creación de los computadores digitales, se simplificaron los cálculos y junto con ello se establecieron simplificaciones para determinados casos (Bortfeld, 1961; Aki and Richards, 1980), y en función de las propiedades elásticas de las rocas, de las propiedades físicas, así como en función del ángulo de incidencia.

En 1955, fue Koefoed el primero en señalar las aplicaciones prácticas que podía tener el análisis de amplitudes sísmicas como un indicador litológico y de las variaciones V_p/V_s , dentro de los métodos de exploración petrolera; y no fue sino hasta 1982 cuando Ostrander demostró que los coeficientes de reflexión varían de una forma anómala a medida que aumenta la distancia fuente receptor y adicionalmente mostró como utilizar este comportamiento anómalo como un indicador directo de hidrocarburos en datos reales; gracias a este trabajo se popularizó la metodología de lo que hoy en día se conoce como Análisis AVO (*Amplitude Versus Offset*)

Luego del trabajo de Ostrander resaltan otros autores con trabajos posteriores como lo son **Rutherford** y **Williams** en **1989**, **Castagna** en **1992** y más recientemente **Young** y **LoPiccolo** en 2003; todos ellos realizaron clasificaciones de los tipos de arenas gasíferas, dependiendo del comportamiento de los coeficientes de reflexión en función del incremento de la distancia fuente receptor y de los atributos AVO de intercepto y gradiente.

Es importante hacer notar que la mayoría de los análisis AVO realizados hasta el momento han sido sobre datos de sísmica de superficie y tanto los intérpretes como procesadores coinciden en que estos datos y por ende el análisis, también se ven afectados enormemente por la divergencia esférica, la dirección en la cual se enfoca la fuente, errores en la estimación de velocidades, interferencia de capas finas, anisotropía, expansión de la ondícula, etc.

De manera que, buscando formas alternativas para mejorar el análisis AVO y librarse de los factores antes mencionados, se encuentra como una gran alternativa el VSP “walkaway”. De acuerdo con **Coulombe, C., R. Stewart y M. Jones. (1996)** este tipo de VSP se ve, significativamente, menos afectado por las incertidumbre que puedan causar los efectos de propagación de las ondas debido, entre otras razones, debido a que los datos VSP poseen un mayor ancho de banda que en la sísmica de superficie y que la relación señal/ruido es mayor debido principalmente, a que el ambiente que rodea al pozo es menos ruidoso y en segundo lugar es evidente que la señal sísmica atraviesa una sola vez la capa de baja velocidad por lo cual los receptores obtienen mayor y mejor información de la formaciones que rodean el pozo.

Por estas ventajas se decide realizar un análisis AVO en datos obtenidos a partir de un VSP “Walkaway” y con la ayuda de registros de pozo, determinar que tipo de fluidos presenta una determinada formación al Oriente de Venezuela.

1.1. Objetivos

1.1.1. General

Realizar un análisis AVO con datos de VSP “Walkaway” en una región al Oriente del país.

1.1.2. Específicos

- Procesar los datos VSP Cero “Offset”.
- Procesar los datos VSP “Walkaway”.
- Revisión de los registros de pozo.
- Realizar una evaluación petrofísica en base a los registros de pozo.

- Establecimiento del tope y la base del estrato permeable para analizar.
- Realizar la inversión sísmica de datos VSP.
- Análisis de curvas AVO.
- Análisis de la respuesta de los atributos AVO mediante gráficos cruzados (“cross plots”).
- Realizar un modelado AVO de los datos obtenidos de la inversión sísmica de datos VSP.
- Interpretación de los datos AVO, gráficos de atributos y comparación con la respuesta de los CMP sintéticos.

1.2. Ubicación del área de estudio

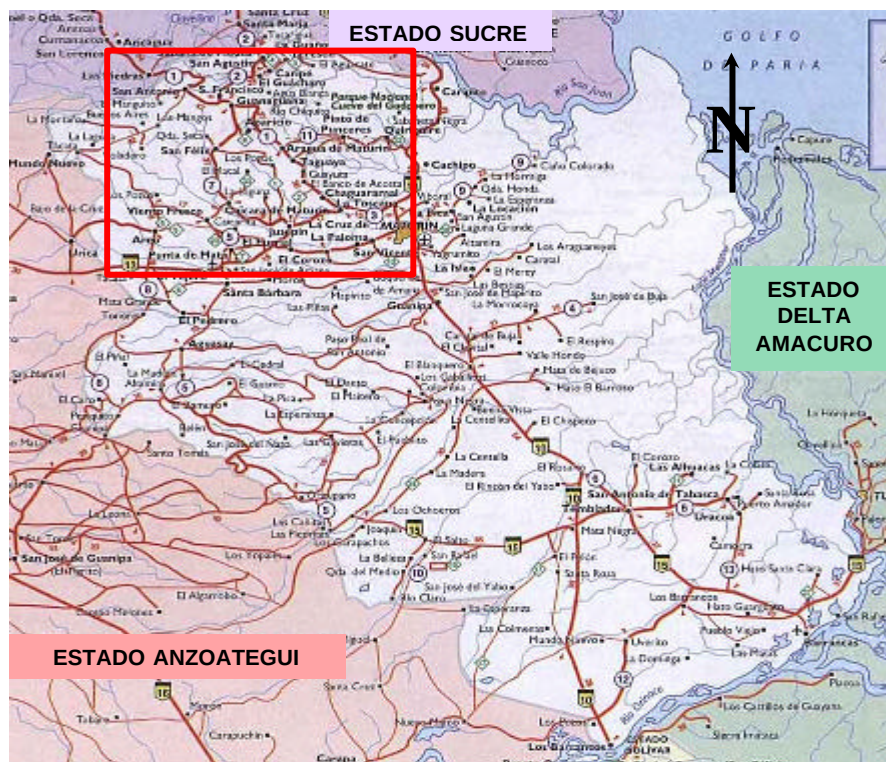


Figura 1.1.El recuadro rojo indica el área de estudio.

1.3. Trabajos previos en el área

En base a la recopilación bibliográfica realizada, no se encontraron trabajos previos que dieran alguna información a cuanto a análisis AVO o bien de la información geológica local del campo donde se encontraba el pozo a través del cual se realiza el presente trabajo.

1.4. Paquetes de procesamiento utilizados

Seislink[®] de VSFusion, es el paquete de procesamiento utilizado para trabajar con los datos VSPDC y VSPDM, así como para realizar el análisis AVO, la revisión y edición de registros de pozo.

eXpress[®] de Baker Atlas, es un paquete para el procesamiento de datos petrofísicos y caracterización de yacimientos.

1.5. Metodología

La metodología del procesamiento se podría resumir como sigue:

Recopilación de información

- Recopilación de la información bibliográfica existente.
- Recopilación de información geológica.
- Recopilación de datos VSP Cero “Offset” y VSP “Walkaway”.
- Recopilación de registros de pozo.
- Recopilación de datos petrofísicos.

Procesamiento de datos sísmicos

- Procesamiento VSP Cero “Offset”.
 - Generación de la Franja Apilada (“Corridor Stack”).
 - Generación de Sismogramas Sintéticos y correlación Tiempo-Profundidad.
- Inversión Sísmica de datos VSP.
- Procesamiento VSP “Walkaway”.
 - Generación de Imagen VSP-CDP

Análisis AVO

- Selección de los eventos de interés.
- Generación de curvas AVO.
- Generación de Atributos AVO.

Modelado AVO

- Generación de grupos de datos (“gathers”) sintéticos.
- Generación de curvas AVO.
- Comparación entre datos sísmicos reales y modelados.

CAPÍTULO II

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Geología regional

La Cuenca Oriental puede considerarse como una gran depresión topográfica y estructural ubicada al centro-este de Venezuela, se encuentra bordeada al norte por una serie de plegamientos y frentes de corrimiento que constituyen la Serranía del Interior y por la falla El Pilar; al sur se encuentra delimitada por el río Orinoco desde su desembocadura del río Arauca siguiendo aproximadamente su curso por el borde del escudo Guayanés.

Al oeste, se encuentra limitada por el levantamiento del Arco de El Baúl y hacia el este la cuenca sigue profundizándose hacia el Golfo de Paria hasta hundirse en el Océano Atlántico.



Figura 2.1. Localización y límites principales de la Cuenca Oriental de Venezuela
(Modificado de García, 2000).

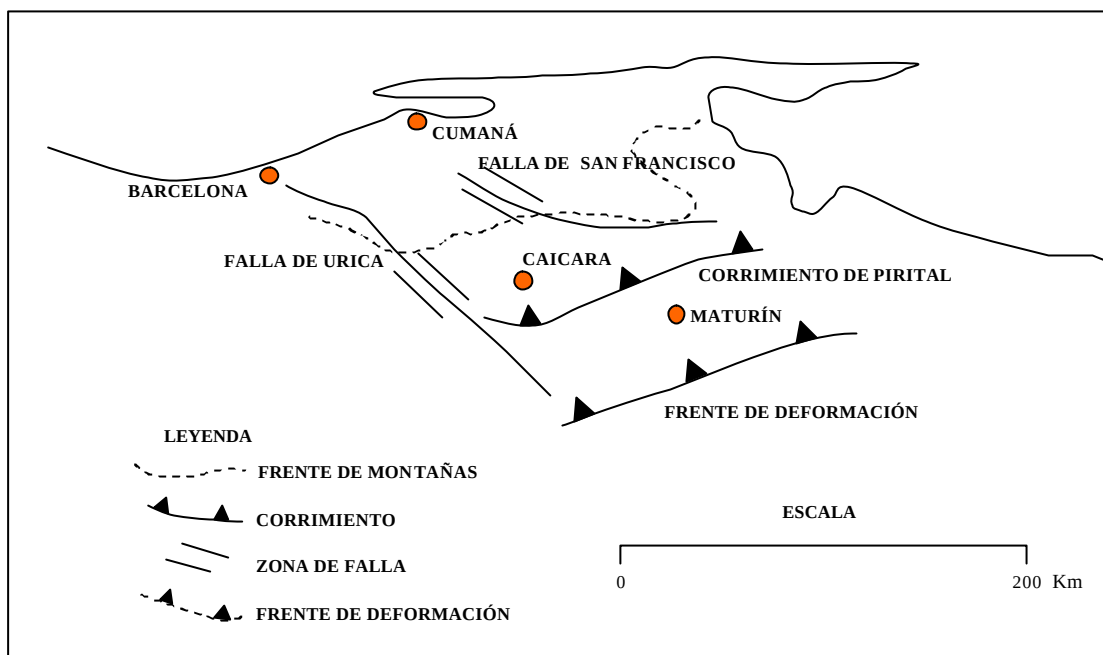


Figura 2.2. Características estructurales de la región noreste de la Cuenca Oriental de Venezuela. (Modificado de García, R. 2000).

2.1.1. Evolución tectónica de la Cuenca Oriental de Venezuela

La extensión y características tectónicas actuales de la Cuenca petrolífera de Venezuela Oriental son el resultado de su evolución final durante el Ciclo Terciario Superior, que será estudiado más adelante. (González de Juana et al., 1980).

2.1.1.1. Evolución estructural Pre-Cretácica

La mayoría de los conocimientos sobre la evolución de la Cuenca de Venezuela Oriental durante el Paleozoico proceden de estudios realizados en o cerca de la Faja Petrolífera del Orinoco, la cual apoyada sobre el borde cratónico, presentó desde el Paleozoico una historia estructural relativamente simple en comparación con otras áreas paleozoicas conocidas en Venezuela, como resultado de la estabilización del cratón. (González de Juana et al., 1980).

De acuerdo con Gutiérrez, 1977 en González de Juana, 1980, estudios del subsuelo han determinado que las formaciones Hato Viejo y Carrizal no fueron depositadas sobre una superficie regular, continua y suavemente inclinada, sino sobre una superficie irregular que en las zonas norcentral y noroccidental contiene

profundas depresiones, algunas de las cuales alcanzan profundidades de más de 3.000 metros. Los efectos más visibles del evento Permo-Triásico se reflejan en la elevación del borde cratónico y la consiguiente retirada de los mares hacia el norte y hacia el sector Occidental de la cuenca el levantamiento del Macizo de El Baúl.

Posteriormente a la retirada de los mares siguió un período de aproximadamente 120 m.a. de erosión y peniplanación hasta el comienzo de la transgresión cretácica.

2.1.1.2. Evolución estructural Cretácica

De acuerdo con González de Juana et al., 1980 no se distinguen deformaciones tectónicas que puedan ser relacionadas con la Orogénesis del cierre del cretácico, sobre todo el territorio que cubre actualmente la Cuenca Oriental.

Hacia la parte septentrional del flanco norte de la cuenca petrolífera, de modo especial en la zona cercana del piedemonte de Monagas y de Anzoátegui, las formaciones cretácicas que se encuentran prominentemente falladas, plegadas e incluso volcadas no son producto del evento orogénico de finales del cretácico sino al período de deformación del Ciclo Terciario Superior.

Hay y Aymard, (1977) en González de Juana et al., (1980) coinciden en que en el flanco meridional de la cuenca es notable la ausencia de plegamiento de las formaciones cretácicas.

2.1.1.3. Evolución estructural durante el Terciario

De acuerdo con González de Juana, (1977) en González de Juana, (1980) la pulsación orogénica del Eoceno tardío produjo dos fenómenos fundamentales en la evolución terciaria de la cuenca: **(1)** el hundimiento de la parte occidental en el área de Guárico, que ocasionó la invasión marina y la subsiguiente sedimentación de las formaciones La Pascua y Roblecito durante el Eoceno Tardío y parte del Oligoceno, **(2)** y el levantamiento de la Serranía del Interior, marcado por el hiatus paleontológico constatado entre las formaciones Caratas, Miembro Tinajitas, y la Formación Los Jabillos. Es solo a partir de este período

geológico cuando comienza el desarrollo de la Cuenca Petrolífera de Venezuela Oriental.

En la parte noreste, la evolución estructural se puede resumir de la forma siguiente: El impulso orogénico del Eoceno superior inició el levantamiento de la Serranía del Interior Oriental y una nueva cuenca superimpuesta a la anterior, cuyas primeras evidencias se encuentran en el Oligoceno medio: flanco norte de la subprovincia oriental.

Durante el Mioceno una serie de levantamientos espasmódicos están marcados por gruesos intervalos conglomeráticos. Renovados empujes con una fuerte componente norte-sur ocasionaron grandes líneas de sobrecorrimiento hacia el sur, como son los corrimientos de Pirital y Anaco. (González de Juana et al., 1980)

En la subprovincia occidental un sistema de corrimientos imbricados colocó una serie de cuñas, parcialmente con bloques de formaciones cretácicas y más frecuentemente formadas por sedimentos paleocenos y del Eoceno medio, sobre la sedimentación oligo-miocena del flanco norte de la cuenca, que de esta forma quedó borrado o enmascarado. Estos movimientos tuvieron lugar durante el Eoceno inferior y Mioceno superior. (González de Juana et al., 1980)

La estructura del área de Temblador, la Faja petrolífera del Orinoco y el Área Mayor de Oficina se caracteriza por la presencia de homoclinales suaves inclinados hacia el norte-noreste, cortados por alineamientos de fallas normales con rumbo entre este-oeste franco y este-noreste, algunas de las cuales buzcan y presentan desplazamientos hacia el norte y otras hacia el sur. (González de Juana et al., 1980)

El plegamiento es muy suave y suele consistir en arqueamientos semi-anticlinales más o menos alargados contra los planos de falla, declives confinados entre planos de falla divergentes y homoclinales oblicuos a una falla longitudinal, cortados y desplazados por fallas transversales. (González de Juana et al., 1980)

El esquema estructural del Área Mayor de Las Mercedes es bastante semejante al de Oficina, es decir, homoclinales suaves cortados por fallas normales longitudinales con buzamientos a veces hacia la cuenca y a veces hacia el cratón, complementadas por sistemas de fallas transversales de dirección

preferentemente oeste-noreste, con inclinación al norte y al sur, aunque numéricamente predominan los buzamientos sur.

Considerando en conjunto, el patrón más apretado de fallas en Guárico, especialmente el sistema transversal, ocasionó mayor fracturamiento en bloques individualizados con arqueamientos y arrastres, que complican los monoclinales y parecen repercutir en detrimento de la magnitud de las acumulaciones de petróleo. Por el contrario, una falla situada al este de los campos Bella Vista, Sabán y Tucupido con dirección este-noreste y buzamiento y desplazamiento al este, parece tener mayor importancia para estas acumulaciones de petróleo. (González de Juana et al., 1980)

Los movimientos mio-pliocenos afectaron diversos lugares de la Cuenca Oriental de modo distintos. En la parte meridional son poco visibles y Hedberg et al. 1947 en González de Juana, 1980 consideran que los contactos Oficina-Freites y Freites-Las Piedras como gradacionales, por su parte Funkhouser et al. 1948 en Gonzalez de Juana, 1980 al analizar este período en los sectores más al norte del área de Oficina, mencionan un hundimiento suave y una extensa incursión marina en la base de Freites mientras que para su tope postulan que existe una de las mayores disturbancias corticales en la historia de la región, con el pronunciado desplazamiento hacia el sur del eje de la cuenca y el levantamiento del borde norte, durante el cual se desarrolla la intensa y extensa erosión de las formaciones Freites y Oficina e el levantamiento de Anaco, particularmente en la zona crestal de los domos situados más al noreste.

Al respecto De Sisto, 1972 en González de Juana, 1980 dice textualmente: “Los sedimentos de la Formación Oficina han sido erosionados casi en su totalidad en la estructura de La Vieja”, campo situado al norte de Santa Rosa, donde la Formación Las Piedras se encuentra discordante sobre la Formación Merecure en la parte oriental del campo. Así mismo, De Sisto afirma que se registran levantamientos y erosión subsiguiente en las estructuras de La Ceiba, Cerro Pelado, Quiamare y en toda el área del piedemonte bajo de Anzoátegui.

Por último se registra un evento que consiste en la extensión de Las Piedras hacia el norte y algunas inclinaciones locales que provocaron erosiones menores en el tope de esta formación.

Con respecto al cuadro tectónico en la región de Monagas (áreas de Jusepín-Orocual-Manresa), Gonzáles de Juana et al., 1980 afirman que posee rasgos muy similares al de la zona noreste de la cuenca, descritos al comienzo de esta sección, donde se postulan levantamientos espasmódicos y empujes recurrentes en tiempo y espacio, todos con fuertes componentes norte-sur. Los ejemplos más claros de este estilo tectónico son el levantamiento y el corrimiento de Pirital; la erosión subsiguiente de Carapita en tiempo pre-La Pica; la subsidencia e invasión marina de La Pica; la erosión basal de *Textularia* de la Formación La Pica sobre el levantamiento central de Amana; el levantamiento posterior de Alto de Sonoro-El Lillal durante la sedimentación de La Pica, y la erosión de las arenas de las zonas *Textularia* y *Sigmoilina* sobre el mismo alto, son todos episodios sucesivos e tiempo y desplazados de norte a sur, ocurridos durante este período de deformación del Mioceno medio-superior.

2.1.2. Estratigrafía de la Cuenca Oriental de Venezuela

2.1.2.1. Formación Barranquín (Mesozoico-Cretácico Temprano)

Liddle (1928, 1946) definió la Formación Barranquín, como "un gran espesor de areniscas cuarcíticas, rojizo-blanquecino, intercaladas con lutitas coloreadas con capas ocasionales de calizas verdosas o negras, más comunes en la parte superior".

2.1.2.2. Formación García (Cretácico-Aptiense Tardío)

La unidad está constituida en su sección tipo, por lutitas oscuras (95%) y delgadas capas de areniscas de grano fino (3%), y calizas arcillosas (2%) (Falcón, 1989).

2.1.2.3. Formación El Cantil (Cretácico-Aptiense-Cenomaniense)

La formación presenta mucha variación lateralmente. Las calizas fosilíferas macizas, son frecuentes y de aspecto arrecifal, y localmente constituyen

el mayor volumen de la formación. El resto lo constituyen cantidades apreciables de arenisca, lutita y caliza finamente estratificadas (Rod y Maync, 1954).

2.1.2.4. Formación Querecual (Cretácico-Albiense Tardío-Santonense)

Esta se compone de calizas arcillosas con estratificación delgada, laminadas, carbonáceo-bituminosas y lutitas calcáreas. El color de las calizas y lutitas es generalmente negro, aunque también han sido reportados colores claros para la unidad en el subsuelo de la cuenca oriental (Hay y Aymard, 1977).

2.1.2.5. Formación San Antonio (Cretácico Tardío)

Esta formación consiste esencialmente de calizas y lutitas negras, como la Formación Querecual, infrayacente, además contiene numerosas capas de areniscas duras de color gris claro y de chert (Rosales, 1960).

2.1.2.6. Formación San Juan (Cretácico-Maestrichtense Tardío)

Alternancia monótona de capas de areniscas de 0,3 a 1 m de espesor, muy duras, gris a gris claro de grano fino, bien escogidas, escasamente glauconíticas y localmente calcáreas. Estas capas de areniscas se intercalan con capas centimétricas de lutitas negras, arenáceas, localmente calcáreas y limolitas negras (Rosales, 1960)

2.1.2.7. Formación Vidoño (Cretácico (Campanense) –Terciario (Eoceno Temprano))

Según Hedberg y Pyre (1944) la formación está constituida por lutitas oscuras, ricas en foraminíferos, con capas menores de areniscas y limolitas calcáreas duras, con glauconita.

2.1.2.8. Formación Caratas (Terciario-Eoceno Temprano a Tardío)

Consiste en una secuencia compleja de limolitas y areniscas pueden ser marcadamente glauconíticas, dolomíticas o calcáreas (Hedberg y Pyre, 1944).

2.1.2.9. Formación Los Jabillos (Terciario-Oligoceno)

Según De Sisto, 1972, son areniscas gruesas y macizas, comunmente claras a gris rosado, de grano medio a grueso, muy duras y cuarcíticas, intercaladas con capas delgadas de lutitas y algunas capas de carbón.

2.1.2.10. Formación Naricual (Terciario-Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano)

Hedberg y Pyre en 1944 , afirman que la formación se compone de un tramo inferior de lutitas carbonosas, lutitas arenosas y areniscas, un tramo medio de que contiene los "paquetes" carboníferos de Santa María, Mallorquín y Aragüita, y un intervalo superior de areniscas gruesas intercaladas con lutitas grises no-fosilíferas y algunos carbones. Las areniscas son típicamente masivas, de color claro, cuarzosas, friables a cuarcíticas y de grano medio a grueso.

2.1.2.11. Formación Areo (Terciario-Oligoceno)

De acuerdo con Hedberg (1950), la litología predominante son lutitas grises con capas delgadas de concreciones. Además, capas ocasionales de areniscas cuarcíticas duras, gris claro a blanco, con fracturas perpendiculares a la estratificación. Se encuentran también algunas calizas duras y delgadas.

2.1.2.12. Formación Carapita (Terciario-Oligoceno-Mioceno Tardío)

Consiste casi exclusivamente de lutitas de color gris oscuro a negro, macizas, a menudo lustrosas y calcáreas (Stainforth, 1971)..

2.1.2.12.1. Miembro Chapapotal (Terciario-Mioceno)

Según Lamb y Sulek (1965) la parte inferior del intervalo (7190 a 8.075 pies) (2191,5 a 2461 metros), está constituida por arenas limosas gris oscuro, de grano muy fino, bien escogidas, areniscas sal y pimienta, de grano medio, muy duras y calcáreas, guijarros sueltos de caliza densa, dura, de color negro, subangulares, con desgaste fluvial, areniscas marrón a gris, de grano medio, mal escogidas, compactas pero friables y lutitas gris oscuro a negro, ligeramente arenosas, medianamente duras, con estrías, calcáreas y muy fosilíferas.

La parte media (6595 a 7190 pies, 2010 a 2191,5 metros), es predominantemente lutítica, siendo estas lutitas de color gris oscuro, de grano fino, generalmente macizas, pero con ocasionales particiones de lutita arenosa negra.

El paquete superior (5635 a 6595 pies; 1717,5 a 2011 metros), consiste de conglomerados de guijarros angulares a subangulares, de caliza negra en una matriz arenosa, calcárea y de grano medio. Fragmentos de caliza negra bien redondeados, areniscas cuarzosas grises y gris oscuro, areniscas gris oscuro, de grano fino a grueso, macizas, mal consolidadas y arcillosas, además de algunas lutitas gris oscuro a negro, medianamente duras, con estrías, lustrosas, localmente arenosas, calcáreas y con microfauna.

2.1.2.13. Formación La Pica (Terciario-Mioceno Tardío)

De Sisto (1961), divide esta formación en diversas unidades informales, que van de la F a la A, siendo la F la parte más inferior.

La zona basal "F" es una cuña de lutitas grises, con algunas arenas y limolitas.

La zona "E" está constituida por arenas friables de grano fino, que forman numerosos lentes separados por intervalos lutíticos.

La zona "D" es también lutítica, con muy pocas arenas.

La zona "C", presenta un desarrollo de areniscas similar al de la zona "E".

La zona "B" es un intervalo lutítico.

La zona superior "A", consiste en limolitas, lutitas limosas y areniscas laminadas, de grano fino.

2.1.2.14. Formación Morichito (Terciario-Mioceno Medio)

Según Lamb y De Sisto, 1972, La formación está compuesta por conglomerados constituídos por peñones, peñas y gravas intercaladas con arenas y limolitas, en una matriz arcillosa de color pardo, ocasionalmente carbonosa.

2.1.2.15. Formación Las Piedras (Terciario-Mioceno Tardío-Plioceno)

Dicha formación se compone de areniscas micáceas, friables, de grano fino y colores gris claro a gris verdoso, con lutitas gris interlaminada, arcilitas sideríticas, grises, lutitas ligníticas y lignitos (Hedberg (1950). También se encuentran algunas calizas arenosas duras y de color verde.

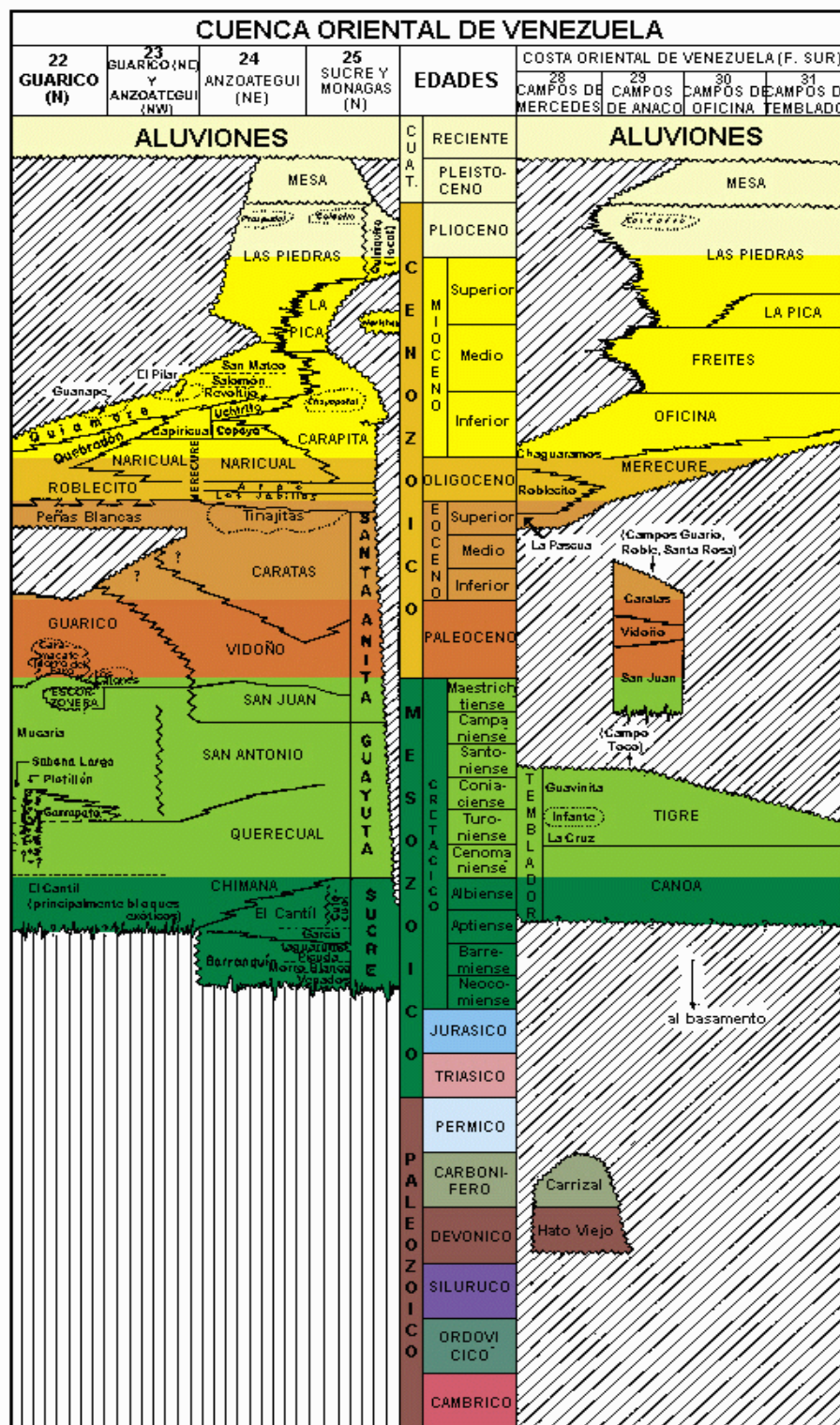
2.1.2.16. Formación Quiriquire (Terciario-Plioceno)

La formación se divide en ocho miembros, del más superior al más inferior de la siguiente manera: Alfa, Beta, Gamma, Epsilon, Zeta Etha y Theta.

La porción superior de la formación (Miembros Alfa a Delta), consiste en una aglomeración de peñones, peñas, guijarros, grava y arena, con capas de arcilla.. El material cementante es principalmente carbonato cálcico. El Miembro Epsilon es predominante arenoso, con capas delgadas de arcilla. El Miembro Zeta es también arenoso, pero en el tope, presenta una capa formada por láminas muy delgadas de lutita y arena de grano fino, con laminillas de lignito. Esta capa se identifica con facilidad en los registros eléctricos, por un notable pico positivo en la curva de potencial espontáneo. (Regan,1938).

2.1.2.17. Formación Mesa (Cuaternario-Pleistoceno)

Según González de Juana (1946), esta formación consiste de arenas de grano grueso y gravas, con cemento ferruginoso, cementadas y muy duras; conglomerado rojo a casi negro, arenas blanco-amarillentas, rojo y púrpura, con estratificación cruzada; además contiene lentes discontinuos de arcilla fina arenosa y lentes de limolita.



2.2. Geología Local

La Cuenca Oriental es la segunda cuenca en importancia, en nuestro país y se encuentra dividida en dos subcuencas por motivos operacionales: Subcuenca de Guárico y la Subcuenca de Maturín.

El área de estudio se encuentra específicamente dentro de la Subcuenca de Maturín, la cual constituye a su vez la unidad petrolífera principal de la Cuenca Oriental.

2.2.1. Características Estructurales

Podría afirmarse que la deformación estructural y los acúñamientos de las unidades estratigráficas en dirección norte-sur, definen dos dominios operacionales: uno al norte del Corrimiento de Pirital y otro al sur.

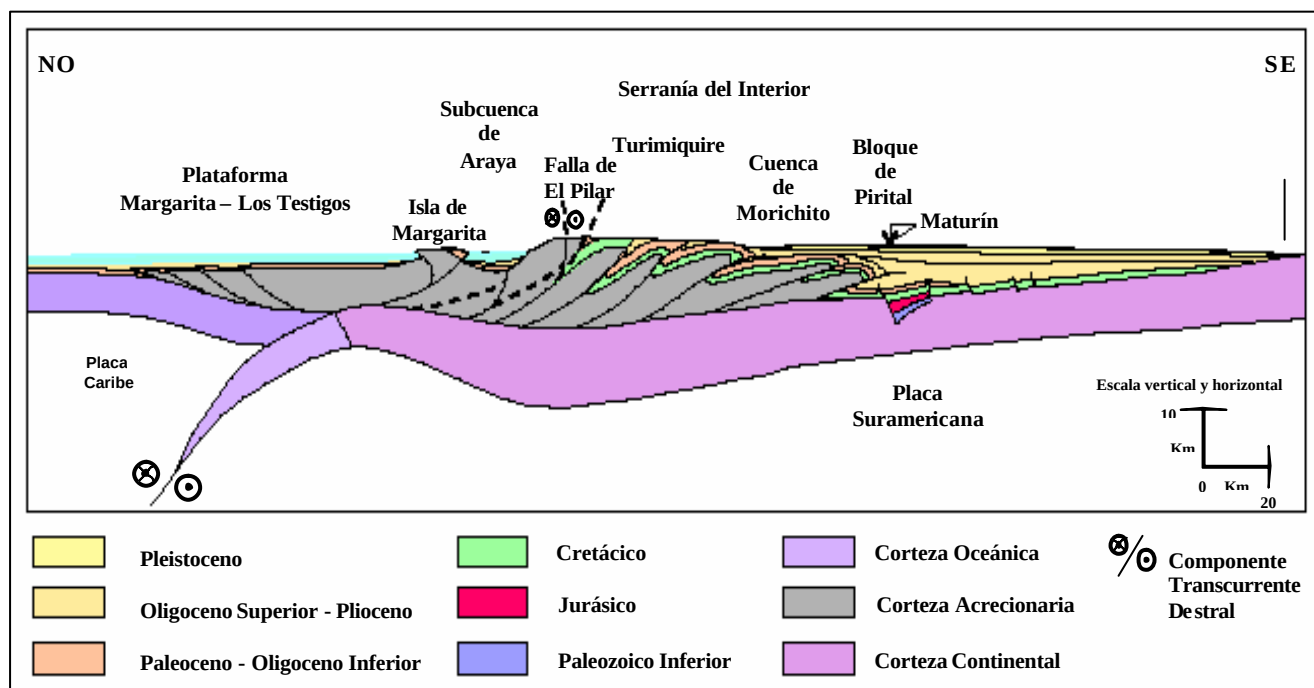


Figura 2.4. Corte geológico conceptual noroeste-sureste desde la Plataforma Margarita-Los Testigos hasta el Río Orinoco. El flanco norte de la Subcuenca de Maturín se encuentra asociado a los frentes de corrimiento de grandes bloques corticales, desplazados hacia el sur por la colisión entre las placas Caribe y Suramericana. (Modificado de Schlumberger, 1997)

2.2.1.1. Norte del Corrimiento de Pirital

Al sur de la Serranía del Interior Oriental existe un sistema de corrimientos que se detecta en el subsuelo de la planicie situada al sur de las estribaciones montañosas. Este sistema de corrimientos se conoce parcialmente por estudios sismográficos e interpretaciones geofísicas del área.

De acuerdo con Rosales (1972) en González de Juana et al. (1980); hacia el este, a partir de la falla de Urica, continúa el sistema de corrimientos hasta alcanzar la falla de San Francisco.

En lo que respecta al subsuelo, la falla de Urica se manifiesta de manera de manera prominente en la región del campo de Tácata, donde sigue muy aproximadamente la línea fronteriza entre Anzoátegui y Monagas.

Entre las numerosas fallas inversas que componen el sistema de corrimientos, se destaca el Corrimiento de Pirital por su posición meridional y por ser, en muchos lugares el último de los corrimientos.

De Sisto (1972) en González de Juana et al. (1980), define los límites del Corrimiento de Pirital, en función de tres fallas distintas, de norte a sur son: la falla inversa de Pirital, en cuyo flanco norte se conocen columnas estratigráficas desde el Cretácico hasta el Oligoceno que cabalgan sobre sedimentos de la Formación Carapita; la falla de Santa Bárbara, una falla normal con fuerte buzamiento al sur acompañada por un ramal que se desprende de ella pocos kilómetros al este de Pirital y continúa individualizado hacia el oeste hasta el Campo Tacata, donde encuentra la falla de Urica. El mismo autor menciona que el desplazamiento de la falla de Santa Barbara es considerable, alcanzando un exceso de 2500 pies.

Lamb y Sulek (1968) en González de Juana op cit., señalan el Corrimiento de Pirital al norte de Jusepín y al sur de Quiriquire y por su parte Salvador y Stainforth (1968) postulan que el segmento más oriental del sistema de

corrimientos en Monagas se encuentra hacia el este-noreste del Campo Quiriquire y puede prolongarse hasta la falla del Soldado o la falla de Los Bajos en el Golfo de Paria, con una longitud aproximada de 80-90 kilómetros.

En el flanco septentrional de la cuenca, al norte del corrimiento de Pirital en el estado Monagas el substrato erosionado pre-La Pica se encuentra recubierto por un manto fluvio-continental formado parcialmente por la sedimentación de Morichito y más generalmente por las formaciones Las Piedras y Mesa. Este manto no presenta plegamiento compresional, pero el substrato en el cual intervienen formaciones desde Carapita hasta el Cretácico, está severamente tectonizado en forma similar al frente de montañas, mostrado inclusive pliegues volcados y corrimientos, particularmente en el Cretácico.

2.2.1.2. Sur del Corrimiento de Pirital

En el área situada entre el corrimiento de Pirital al norte y el eje de la cuenca al sur se conocen pocos corrimientos, como el de Chapapotal que es considerado por Lamb y Sulek (1968) como una falla más joven que Pirital.

Además de la gran falla de Santa Bárbara y su ramal, la característica más destacada del fallamiento en el área de Santa Bárbara-Jusepín es un intrincado sistema de fallas normales gravitacionales de ángulo alto, con el lado levantado de modo general hacia el norte, que fueron generadas con posterioridad a la sedimentación de las arenas de *Sigmoilina* y no afectan la parte superior de la Formación La Pica. (González de Juana et al. 1980).

2.2.2. Estratigrafía local

La estratigrafía característica de la Serranía del Interior Oriental representa a grandes rasgos la sedimentación generada al norte de la Subcuenca de Maturín, como se puede observar en la figura 2.5, una espesa y compleja secuencia sedimentaria que abarca desde el Cretácico Inferior hasta el Pleistoceno.

Grupo	Formación	Litología Gráfica	Roca Madre	Reservorio	Sello	Descripción Litológica
TEMBLADOR	Oficina	5800'				Arenisca de grano grueso.
		5836'				Conglomerados de gránulos. Lignito, hojas.
	Tigre	5900'		?		Lutitas con <i>Lingula</i> , ocasionalmente muy glauconíticas. Calizas dolomíticas.
		5925'				
		6000'			?	
						Lutitas con <i>Lingula</i> .
						Niveles ferrolíticos. Calizas dolomíticas. <i>Exogyra</i> .
		6100'				
		6117'				Intervalo de lodolitas blanquecinas y moteadas
		6200'				Limolitas moteadas.
						Conglomerados de guijarros. Limolitas blanquecinas.
		6300'				Intervalo de lodolitas y areniscas moteadas.
Canoa	6400'				Conglomerados de guijarros.	
	6421'				Roca residual meteorizada blanquecina.	
					Granito.	

En la Serranía del Interior la roca madre principal se encuentra representada por el Grupo Guayuta, particularmente la Formación Querecual, la cual llega a tener más del doble de espesor que su equivalente (Formación la Luna) en Venezuela Occidental, con similares características de roca madre. Debido al espesor considerable de la secuencia Neógena en el flanco norte de la subcuenca, no se puede establecer con claridad cómo se produce el cambio lateral de las unidades cretácicas hacia el Grupo Temblador del sur; sin embargo, se estima que para los equivalentes laterales del Área Mayor de Oficina, el caso pudo haber sido muy semejante, con generación por una roca madre cretácica cercana. Para los campos del Norte de Monagas, la roca madre por excelencia debe haber sido cretácica (Grupo Guayuta), aunque no se descarta el aporte de secuencias más jóvenes, con materia orgánica de afinidad continental (la superficie de la Formación Naricual es muy carbonosa, por ejemplo). Los yacimientos más importantes son de edad terciaria; en los campos del Norte de Monagas están constituidos por las Formaciones Carapita, Naricual, Los Jabillos y Caratas (Fig. 2.5). También se han encontrado buenos yacimientos en las areniscas de la Formación San Juan (Cretácico Tardío), y en unidades tan jóvenes como las Formaciones La Pica (Mioceno) y Las Piedras-Quiriquire (molasa mio-pliocena) (Fig. 2.9). Revisten particular importancia las estructuras de tipo compresivo, como las del campo El Furrial (Fig. 2.5), para el entrapamiento de los hidrocarburos. Las unidades sello regionales, importantes para la secuencia Cretácico-Terciaria en el flanco norte de la subcuenca, son las Formaciones Vidoño, Areo y Carapita (Fig. 2.5). Estas dos últimas también pueden ser contenedoras de yacimientos lenticulares. Son de particular importancia los lóbulos turbidíticos de la Formación Carapita (Miembro Chapapotal, figura 2.5). (Schlumerger, 1997).

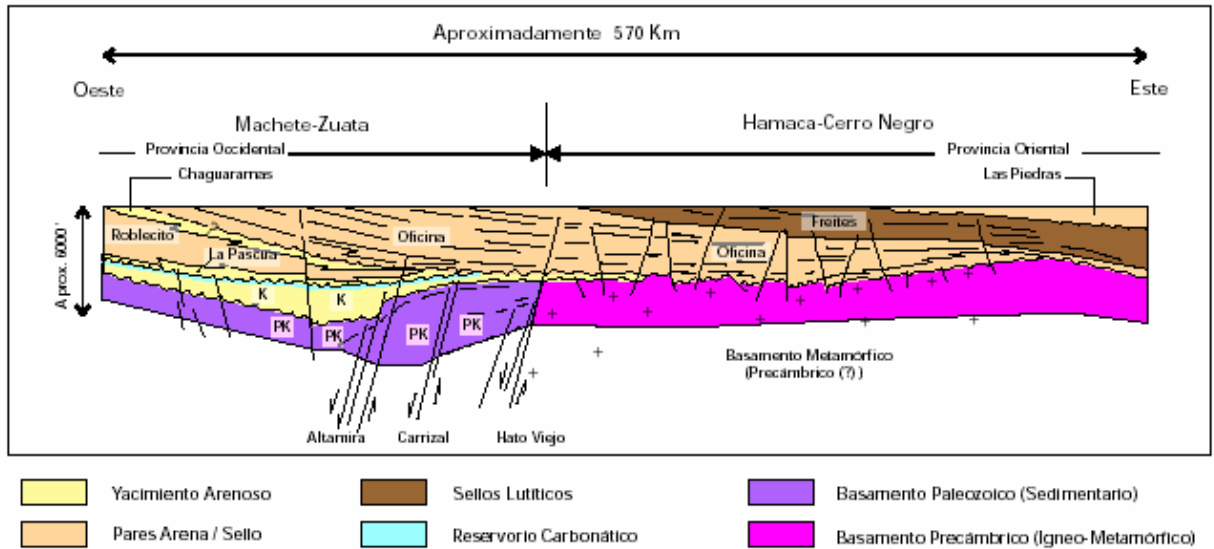


Figura 2.8. Configuración estructural de La Faja del Orinoco. (Modificado de Audemard et. al.).(Tomado de Schlumberger, 1997).

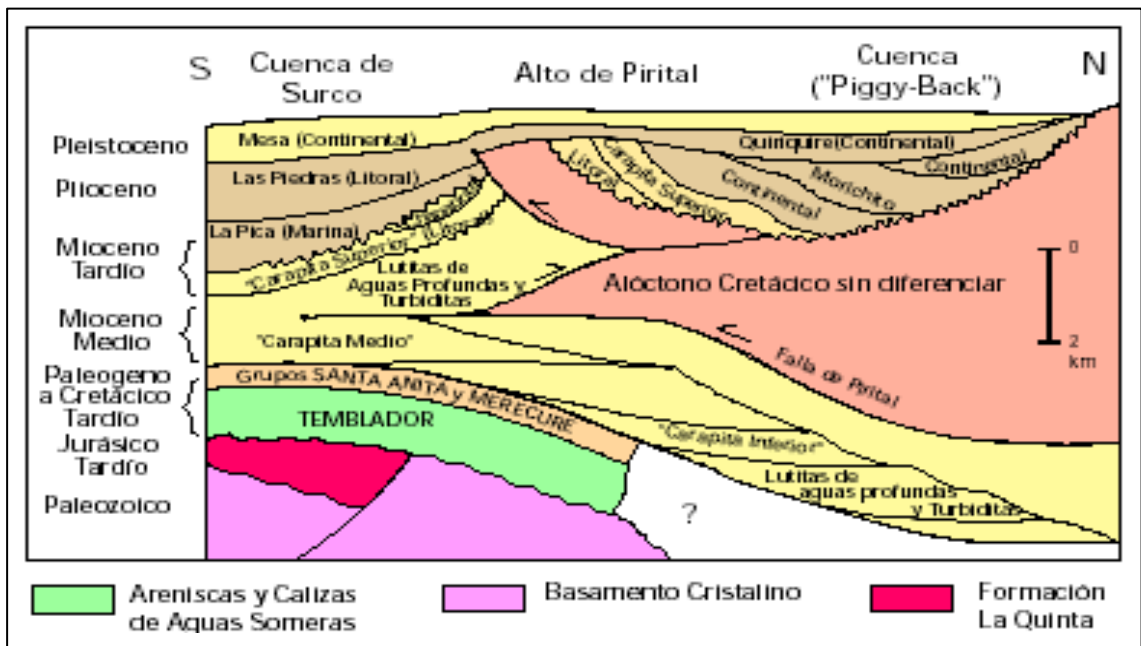


Figura 2.9. Sección estructural mostrando las unidades tectono-estratigráficas en el flanco norte de la Subcuenca de Maturín. En esta figura se ilustran las complejas relaciones tectónicas y estratigráficas de las unidades sedimentarias que constituyen los equivalentes verticales y laterales de la Formación Carapita en el subsuelo; mientras se depositaban sedimentos en ambientes profundos de surco al sur, al norte del Alto de Pirital se desarrolló una cuenca tipo "Piggy-Back" con ambientes someros y continentales (modificado de Roure et al., 1994). El Grupo Santa Anita incluye las Formaciones San Juan, Vidoño y Caratas. (Tomado de Schlumberger, 1997)

CAPÍTULO III

3. VSP CON DESPLAZAMIENTO CORTO

3.1. Consideraciones Teóricas

3.1.1. Perfil Sísmico Vertical (VSP)

El Perfil Sísmico Vertical, comúnmente llamado por sus siglas en inglés VSP (*Vertical Seismic Profiling*), así como los Tiros de verificación (“Checkshot”), el registro sísmico, la sísmica pozo-pozo (“Crosshole”), el VSP inverso o la Tomografía, conforman las técnicas más utilizadas en la sísmica de pozo. En el caso del VSP, los receptores se sitúan a determinada profundidad, dentro del pozo, y la fuente se ubica en la superficie. Para obtener un registro mediante estas técnicas, básicamente, se realizan varios disparos en superficie; ya sea la fuente un vibrador o un cañón de aire, con los detectores a determinada profundidad, los cuales captan las ondas generadas. La señal final que se analiza, corresponde a la superposición de los dos diferentes tipos de ondas posibles, el primero se denomina **tren de ondas descendentes**, y se compone de las ondas refractada, directa y sus correspondientes múltiples. El segundo grupo de ondas es el **tren de ondas ascendentes** que comprende todas las reflexiones originadas en horizontes por debajo del detector y sus respectivos múltiples. (Regueiro, 2001).

Al obtener los registros sísmicos obtenidos, son similares a los de sísmica de reflexión, para varias distancias de la fuente al pozo, con los que se construye una sección sísmica de su entorno. En los registros de VSP se observa una mejor resolución y una mayor relación señal/ruido, comparado con la sísmica de superficie, debido lo siguiente:

Las ondas poseen un mayor ancho de banda, recorren una menor distancia entre la fuente y el receptor, lo que se traduce en un menor tiempo de tránsito por la zona de baja velocidad cercana a la superficie. Los receptores se encuentran muy cercanos a las formaciones de interés, lo que implica una menor atenuación de las ondas y una reducción considerable de la zona de Fresnel.

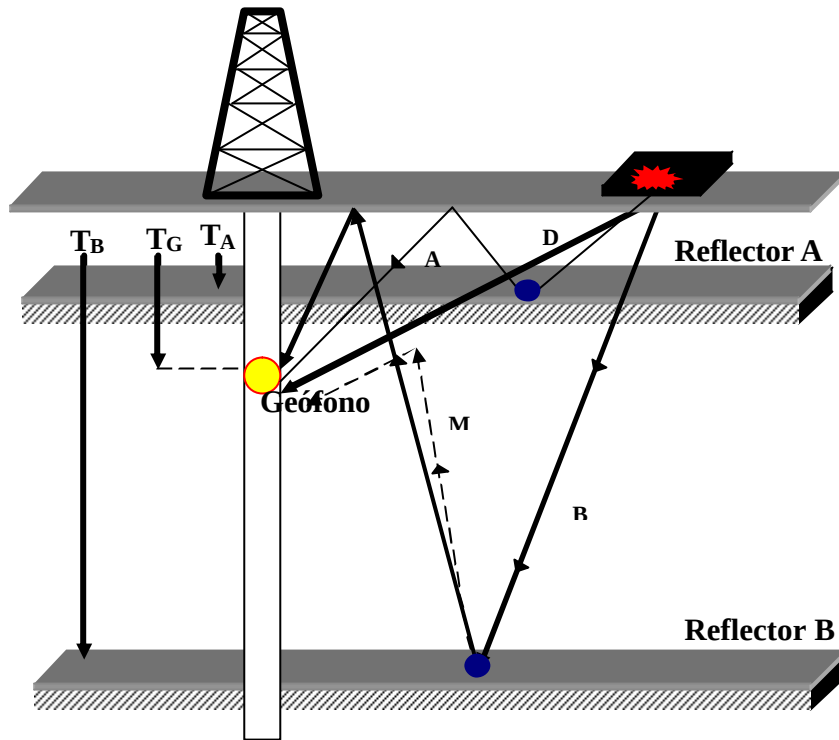


Figura 3.1. Tren de Ondas descendentes en un modelo de capas planas. T_A , T_B , T_C , son los tiempos simples a los reflectores A, B y al Geófono. A y B representan los múltiples descendentes en sus respectivos reflectores que a su vez se refleja en la superficie, D es la onda directa y M representa un múltiple descendente que se refleja. (Modificado de Hardage, 1993)

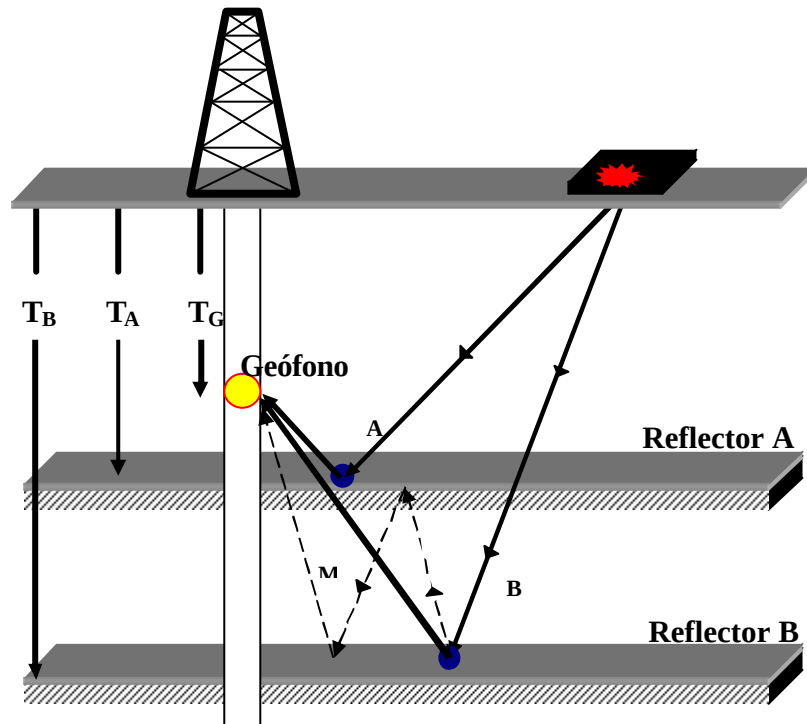


Figura 3.2. Tren de ondas ascendentes en un modelo de capas planas. T_A , T_B , T_C , son los tiempos simples a los reflectores A, B y al Geófono. A y B representan las reflexiones en sus respectivos reflectores y M representa un múltiple ascendente. (Modificado de Hardage, 1993)

3.1.2. Geometrías de VSP

Para describir las geometrías fuente-receptor usadas en los perfiles sísmicos verticales se debe comprender el termino “Offset” como la distancia horizontal entre la fuente y el receptor. Algunos operadores del VSP usan este termino para definir la distancia entre la fuente y el cabezal del pozo lo cual puede crear confusiones. (Hardage,1993).

Existen, básicamente, tres geometrías principales que se utilizan en la adquisición de datos VSP. De primero se puede citar la geometría con desplazamiento corto; llamado comúnmente **VSP Cero “Offset”**. En este tipo de geometría la fuente se mantiene a una distancia fuente-receptor fija y muy próxima al cabezal del pozo (0-700 m.), por lo cual es despreciable y se toma como nula para efectos del procesamiento.

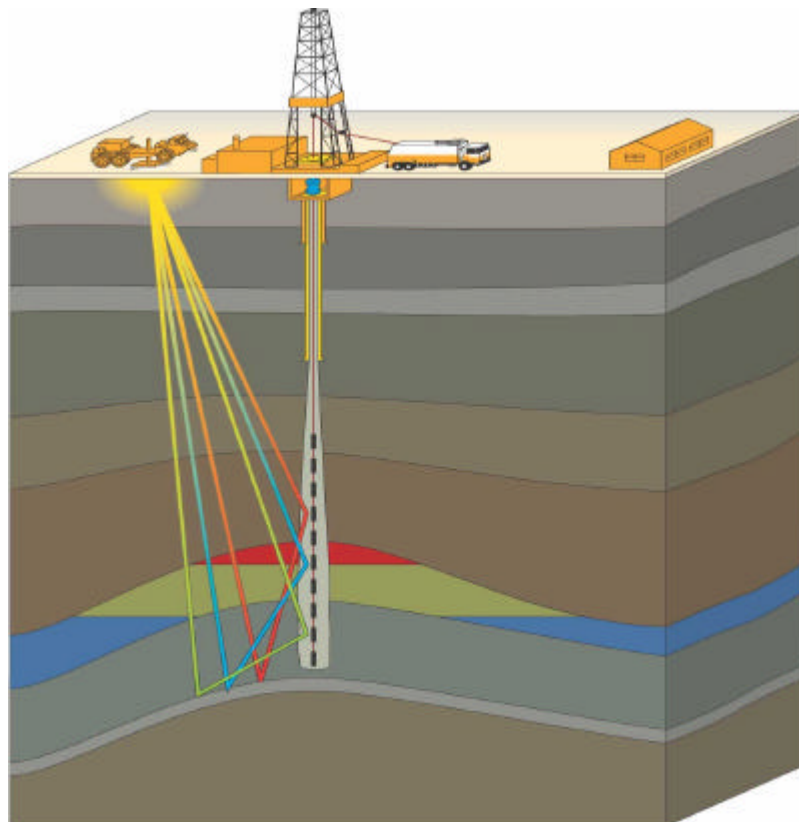


Figura 3.3. Adquisición VSP Cero “Offset”

En segundo lugar se encuentra la geometría VSP con desplazamiento largo ; generalmente llamado **“Offset” VSP** es actualmente una de las técnicas más usadas. Para este método se mantiene la fuente a una distancia fuente-receptor fija que depende de la profundidad a la cual se encuentre el objetivo de estudio , y se moviliza el geófono en un rango de intervalo de profundidad. (**Hardage,1993**).

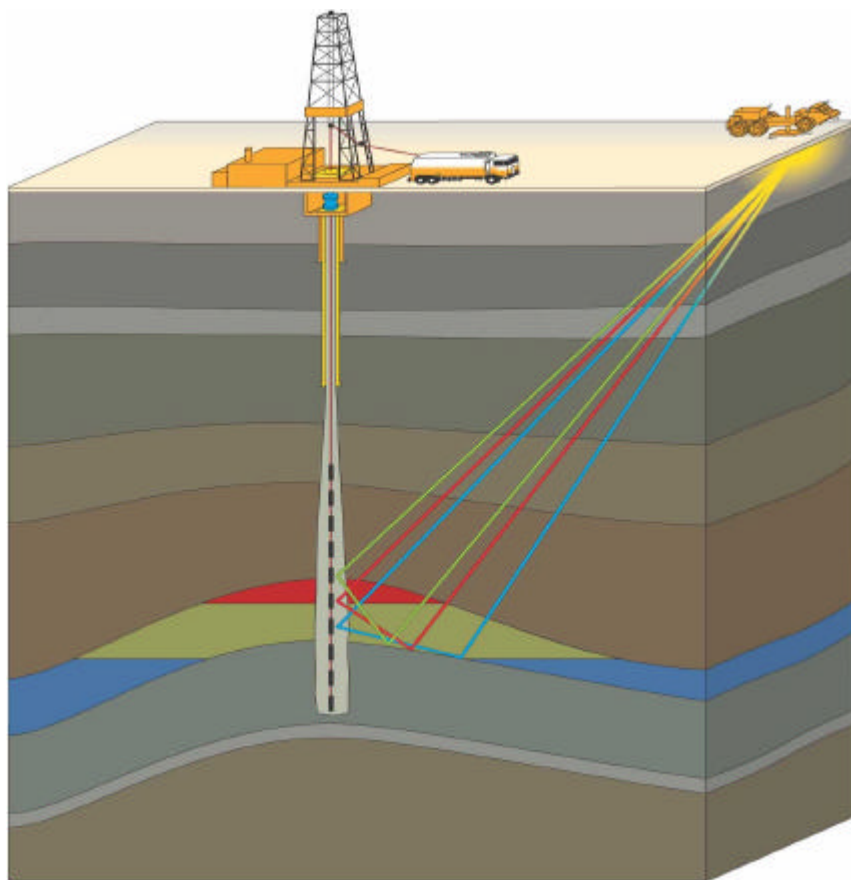


Figura 3.4. Adquisición Offset VSP

VSP con desplazamientos múltiples (“Walkaway VSP”): Ampliamente usado en trabajos marinos; se mantiene el geófono a una profundidad fija y se mueve la fuente a diferentes distancias uniformemente espaciadas. (Hardage,1993).

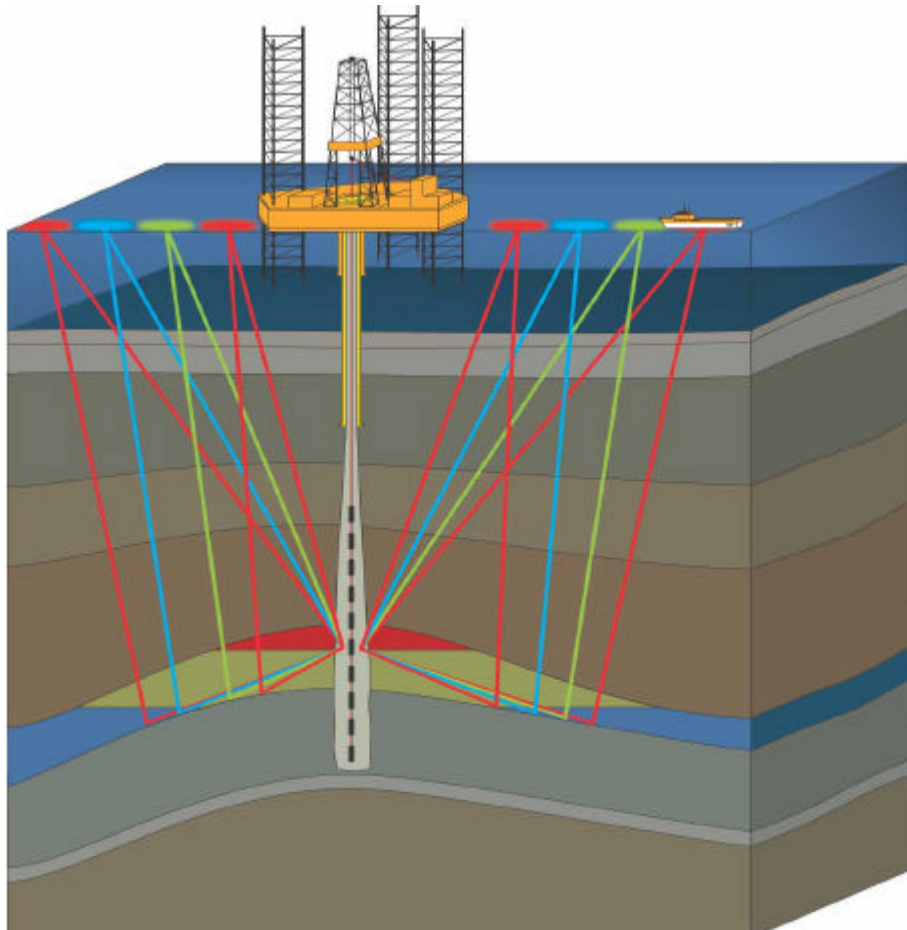


Figura 3.5. Adquisición VSP “Walkaway”

En cada técnica la extensión lateral de la imagen de la superficie depende de:

- a) la magnitud de la distancia fuente receptor,
- b) del buzamiento de las capas geológicas de interés,

- c) la cantidad de rayos refractados que se crea a medida que el frente de ondas se mueve a través de la superficie y,
- d) la profundidad del geófono.

3.1.3. Aplicaciones principales del VSP

De acuerdo con Regueiro, 2001; entre las aplicaciones más frecuentes y con mayor relevancia se pueden encontrar las siguientes:

- a) Identificación directa de las interfases elásticas.
- b) Identificación de múltiples.
- c) Evaluación del buzamiento. Los reflectores inclinados presentan un sobre tiempo por distancia, mientras que los planos son horizontales en un VSP vertical.
- d) Detección de estructuras cercanas al pozo.
- e) Refinamiento de los parámetros de procesamiento de las secciones sísmicas de reflexión, convencionales, al proporcionar información acerca de la divergencia esférica, absorción, fase de la ondícula, etc.
- f) Cálculo de propiedades físicas de las rocas, mediante la relación V_p / V_s .
- g) Medición de velocidades intervállicas y velocidades promedio.
- h) Predicción de las zonas de presiones anómalas por debajo de la mecha de perforación.

3.1.4. Procesamiento de datos VSP sin desplazamiento lateral

3.1.4.1. Correlación Cruzada

La correlación cruzada es una operación matemática sencilla entre dos series de tiempo discretas. La amplitud correlacionada en un tiempo de salida dado se calcula como la suma de los productos del barrido de las amplitudes por las amplitudes de

entrada entre la longitud total del barrido. Mientras más grande es el producto de las sumas, más grande será el coeficiente de correlación cruzada.

En el tiempo en que ocurre una reflexión, la señal devuelta luego de la correlación cruzada mostrará una cierta coincidencia con la señal fuente; la coincidencia es parcial debido a que otros trenes de ondas se pueden encontrar sobrepuestos. Tales coincidencias aparecerán en los máximos de la correlación.

La correlación cruzada se aplica a datos que han sido adquiridos con la fuente de un camión vibrador. Es una operación que mide cuanto se asemejan dos series de tiempo. La correlación del vibrador envuelve la correlación de la señal de barrido con la traza grabada por el vibrador (Yilmaz, 1987).

El barrido es una señal de frecuencia modulada introducida en el subsuelo por la fuente del vibrador. Donde más se asemejen estas dos señales, se obtendrá un mayor pico de amplitud.

3.1.4.2. Edición y suma de las trazas

Para la mayoría de las adquisiciones sísmicas tipo VSP, se realizan más de un tiro en cada estación receptora para asegurar una buena calidad de los datos y permite un mejoramiento de la relación señal/ruido mediante el apilamiento. Después del apilamiento, puede ser necesario editar las trazas para eliminar el exceso de ruido o eventos anómalos en las mismas. El proceso de edición incluye la eliminación de una traza completa, apagar una porción pequeña de la misma, cambiar el tiempo estático.

El editar los datos antes del apilamiento se asegura que las trazas incluidas en la suma presenten una misma forma y una misma amplitud. Si la fuente no produce una ondícula repetitiva o si hay ruido coherente presente en los datos, entonces el apilamiento no corregirá la calidad de la señal en la traza suma. (VS Fusion, 2003)

3.1.4.3. Selección de los primeros quiebres

Eligiendo los quiebres de las primeras llegadas en los sismogramas obtenidos de la adquisición del VSP, se obtienen los tiempos de llegada de la onda P directa a los receptores de la herramienta. (VSFusion, 2003)

3.1.4.4. Aplicación de la geometría

En este momento se introducen los parámetros de la adquisición del VSP, los cuáles corresponden a la distancia y azimut entre la fuente y el receptor, la desviación del pozo, elevación de la Mesa Rotaria, elevación de la fuente y la velocidad de corrección al datum. (VSFusion, 2003)

La geometría debe ser apropiadamente descrita para que el programa pueda realizar operaciones tales como:

- a) Alineación del campo de ondas, en el caso de los pozos desviados.
- b) Cálculo de velocidades.
- c) Correcciones del Datum.
- d) Convertir la profundidad medida a la profundidad verdadera.
- e) Rotación azimutal de 3 componentes.
- f) Modelado de trazado de rayos.

3.1.4.5. Corrección de ganancia

Las amplitudes grabadas por un VSP son el resultado de la transformación de la onda fuente de entrada en un tren de ondas complejo, debido a una serie de efectos físicos producidos por la Tierra, el cual actúa como filtro gigante.

Los factores más relevantes que afectan las amplitudes sísmicas en una adquisición VSP son los siguientes:

- a) Divergencia Esférica.
- b) Pérdida por Transmisión.

- c) Absorción.
- d) Alineación Fuente – Receptor.
- e) Acoplamiento del geófono en el pozo.
- f) Propiedades elásticas del material que rodea al geófono.

Los primeros cuatro factores generan una caída general de las amplitudes grabadas a medida que aumenta la profundidad. (y por lo tanto, los tiempos de viaje también aumentan). Estos procesos, se dice que afectan al campo de ondas dependiendo del tiempo. Los últimos dos, no dependen del tiempo, por lo cual su efecto sobre la traza es constante.

Los efectos ocasionados en la onda por estos fenómenos, deben ser compensados antes que sea aplicado cualquier tipo procesamiento a los datos.

De los factores dependientes del tiempo, se estima que el efecto la divergencia esférica en las amplitudes grabadas, es mayor que la suma de las otras tres variables.

Debido a las geometrías que caracterizan una adquisición VSP, lo más importante es corregir los efectos causados por la expansión de un campo de ondas a diferentes profundidades en el subsuelo. (VSFusion, 2003)

3.1.4.6. Corrección por divergencia esférica

La expansión geométrica, de un campo de onda fuente, representa la mayor causa del decrecimiento de las amplitudes observadas en los datos de VSP a medida que el receptor profundiza en el pozo. (Hardage,2000).

Cuando este frente de onda sísmico se expande como una esfera uniforme en un medio homogéneo, la amplitud de los primeros arribos disminuye a un factor de $1/R$ o $1/V*T$, donde R es la distancia de propagación, V es la velocidad promedio de propagación, y T el tiempo de viaje.

Es una secuencia estratificada, la difracción causa un incremento de divergencia de los patrones de rayos, y el decaimiento de amplitud, D causado por la divergencia esférica está dado por:

$$D = \frac{V_o}{(V_{RMS})^2 * T} \quad \text{Ec. 3.1}$$

Donde:

- a) V_{RMS} es la velocidad cuadrática media de las capas del subsuelo atravesadas por el frente de onda sísmico en un tiempo T (tiempo simple).
- b) V_o es la velocidad de propagación de la primera capa es un escalar.

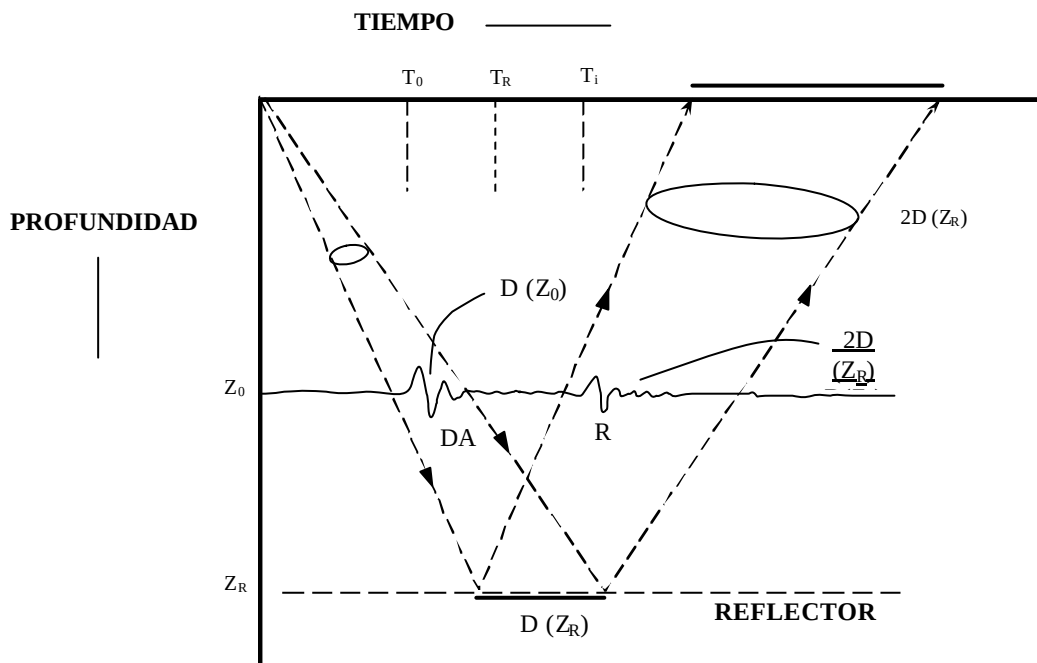


Figura 3.6. Proceso de reducción de amplitudes en VSP debido a la divergencia esférica de un frente de ondas. $D(Z)$ representa la magnitud de la de la divergencia de un cono circular descendente del frente de ondas, el cual se refleja ascendentemente en una interfase que se encuentra a una profundidad Z_R . DA es la onda descendente directa a una profundidad Z_0 y R es la reflexión de DA en la profundidad Z_R y grabada en Z_0 . (Modificado de Hardage 2000).

La V_{RMS} y el T pueden ser obtenidos a partir de los datos del registro sísmico ajustado a los tiros de verificación o a través de los tiempos de los primeros quiebres

obtenidos con el VSP; con el conocimiento de la posición de los receptores en profundidad se puede obtener V_{RMS} y V_o puede ser aproximado a la unidad.

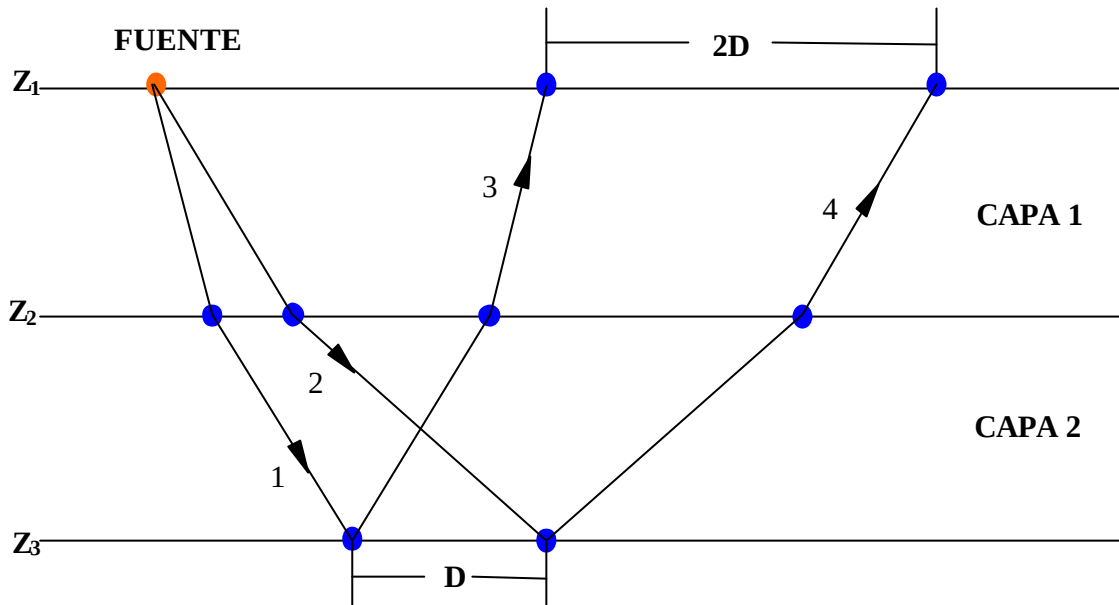


Figura 3.7. La divergencia esférica de los rayos descendentes. 1 y 2 entre las profundidades Z_1 y Z_3 es igual a la de los rayos ascendentes 3 y 4 en el intervalo Z_1 y Z_3 , debido a la simetría vertical entre los rayos ascendentes y descendentes en un medio horizontalmente estratificado. (Modificado de Hardage, 2000)

Una traza de VSP a una profundidad dada, muestra la primera llegada más una serie de eventos (reflexiones y múltiples) que han viajado por medios con velocidades distintas y por ende poseen otros tiempos de viaje diferente a los tiempos simples. Morris (1979) propone una alternativa que presenta el decaimiento de una reflexión primaria grabada en Z_o , generada en la profundidad Z_r como:

$$D = \frac{2 * D(Z_r)}{D(Z_o)} \quad \text{Ec. 3.2}$$

Esta ecuación expresa que el decaimiento de amplitud por divergencia esférica, D , del evento reflejado medido en superficie, es el decaimiento, $2 D(Z_r)$, que la señal sísmica experimentaría sobre un patrón de viaje superficie-reflector-superficie, seguido por una restauración de ganancia, $D(Z_o)$, equivalente a la divergencia de la trayectoria superficie-detector. En términos de tiempo de viaje T_o : tiempo de la primera llegada, y T_1 : tiempo grabado a la profundidad Z_o . El tiempo real de reflexión T_r es:

$$T_r = \frac{T_o + T_i}{2} \quad \text{Ec. 3.3}$$

Finalmente, la ganancia aplicada a una traza de VSP para corregir el efecto de divergencia esférica, suponiendo capas planas, es:

$$G(t) = \begin{cases} V^2 * T & \text{para } T < T_o \\ \frac{2 * G(T_r)}{G(T_o)} & \text{para } T_o < T < T_{\max} \end{cases} \quad \text{Ec. 3.4}$$

Donde:

- $G(T)$ es la función de ganancia.
- T_o es el tiempo de la primera llegada.
- $T_{\max}$ el tiempo total del registro.

Algunos procesadores de VSP usan funciones de de ganancia de la forma

$$G(t) = A * T^n \quad \text{Ec. 3.5}$$

para aproximar el inverso de la función de expansión geométrica de Newman.

Donde:

- T es el tiempo simple.
- A y n son constantes.
- La función se denomina ganancia T.

Este tipo de función de recuperación de ganancia es fácil de aplicar, y puede emplearse adecuadamente para efectos de expansión geométrica en datos de VSP si el exponente n se escoge correctamente.

La función de ganancia es graficada en coordenadas logarítmicas y luego se obtienen la pendiente y el punto de intersección, los cuales determinan n y A respectivamente, donde $1 = n = 2$. El método supone que las interfases de reflexión son planas.

3.1.4.7. Balanceo de las trazas

El programa calculará el valor cuadrático medio en la ventana de tiempo especificada y un escalar de balanceo de trazas es calculado para cada una lo que dará como resultado el valor para el nivel de amplitud de salida seleccionado. Estos escalares son aplicados posteriormente a los datos. La selección de este valor es arbitraria ya que todas las trazas serán llevadas al mismo valor. Después de esto, si existe una diferencia de amplitud entre las trazas será debida al mal acople de la herramienta con las paredes del pozo. (VSFusion, 2003)

3.1.4.8. Separación de los campos de ondas

Básicamente la técnica que se utiliza para sustraer campos de ondas consiste en estimar un filtro de la mediana, realizar una descomposición paramétrica, un filtro tau-p o bien f-k para discriminar los eventos de interés que serán separados. El último paso consiste en sustraer los eventos de interés del campo de ondas total mediante un proceso de sustracción aritmética, traza a traza.

3.1.4.9. Filtro de Mediana

Si se clasifican N muestras en orden ascendente de magnitud, el valor de la mediana de los datos es la muestra correspondiente en la posición $(N+1)/2$ de la secuencia. Cuando N es impar, la mediana es el valor medio de los datos ordenados. Si N es par la mediana se define, generalmente, como el promedio de los dos términos del medio de la secuencia creciente. (Hardage,1993)

Un filtro de la mediana reorganiza una secuencia de datos en forma monótonamente creciente, y luego selecciona la muestra central del conjunto de datos como la salida o resultado del filtro.

Ejemplo:

Arreglo de entrada {5,19,4,5,6,-4,4}

Arreglo Ordenado {-4,4,4,5,5,6,19}

Valor de la Mediana 5

Este es un proceso que es a tiempo constante y no lineal. La longitud del filtro se refiere al número de trazas consecutivas sobre las cuales el filtro es aplicado y se considera que ésta es dependiente de los datos.

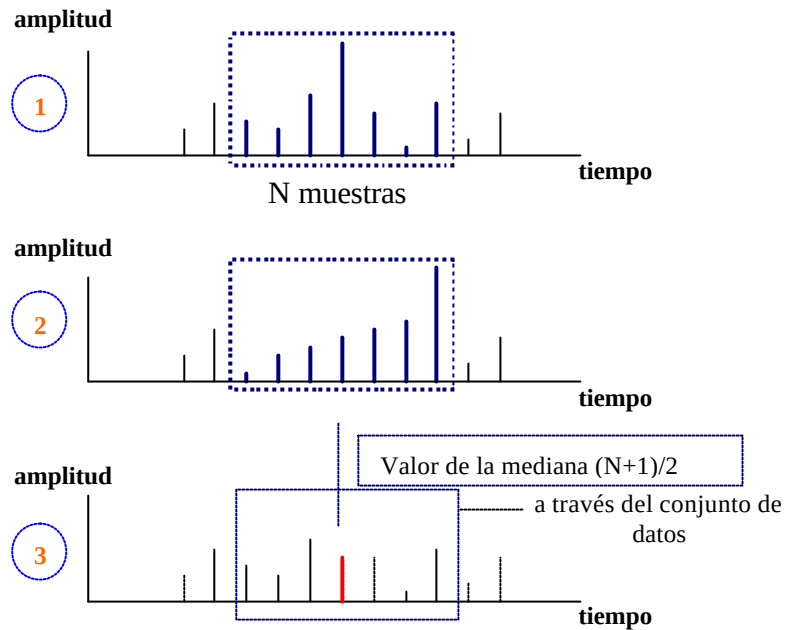


Figura 3.8. Explicación gráfica y simplificada de cómo trabaja un filtro de mediana. 1) Se define la ventana del filtro. 2) El filtro se encarga de ordenar ascendentemente los valores de las trazas que se encuentran dentro de la ventana. 3) Se elimina el valor más anómalo y se sustituye por el valor de la mediana. (Modificado de VSFusion, 2003).

La mayoría de los filtros se mueven a lo largo de una secuencia de números. En el procesamiento sísmico, estos números representan sismogramas. El filtro de mediana móvil puede ser aplicado a lo largo de una traza dada o a lo largo de trazas adjuntas. En general, se utiliza una ventana de valores, la mediana de esos valores se extrae y se manda a la traza de salida en la mitad de la ventana, se desplaza la ventana un punto a lo largo de la secuencia, se extrae la mediana, se desplaza la ventana, etc.

Al aplicar el filtro de mediana se genera ruido de alta frecuencia o discontinuidad de muestra a muestra. Esto ocurre debido a que el proceso de mediana hace estimados independientes de un tiempo de la muestra a otra. Se debe aplicar un filtro de corte alto (con corte alto por encima del ancho de banda) para eliminar la discontinuidad de muestra a muestra.

Generalmente cualquier evento que se pueda observar puede ser alineado y luego mejorado por la mediana. Si no se desea preservar este evento, puede ser restado de los datos de entrada del filtro. Este proceso es muy efectivo para eliminar los datos no deseados.

En el caso de VSP, el filtro de mediana es aplicado los datos de entrada alineados para resaltar las primeras llegadas (ondas P directas descendentes).

Las primeras llegadas resaltadas son restadas de los datos alineados de entrada al filtro. El resultado de la resta nos da las ondas ascendentes con otros eventos. Estas ondas ascendentes pueden seguir siendo procesadas.

Posteriormente se aplica el filtro de mediana buzante de la misma manera pero en este caso para eliminar el campo de ondas S descendente.

3.1.4.9.1. Propiedades del filtro de mediana

Dos propiedades, hacen que el filtro de la mediana sea particularmente atractivo para el procesamiento de datos VSP:

- Los filtros de la mediana rechazan absolutamente los picos de ruido.
- Si se diseñan apropiadamente no altera los cambios de la función escalón en un conjunto de datos.

La figura 3.9 demuestra la propiedad 1. En este ejemplo, un punto tiene una magnitud, **-B**, que es muy diferente respecto a los otros puntos, **a_n** , del vector. Después del reordenamiento secuencial, estos valores numéricos siempre aparecen como el primer punto del vector reordenado, teniendo en cuenta que el reordenamiento comienza con el número más negativo y prosigue hasta el más positivo.

Similarmente, un pico de ruido positivo de magnitud **+B** aparecerá como el último punto del vector reordenado. Teniendo en cuenta que un filtro de la mediana rechaza, absolutamente, los picos de ruido, debido a que siempre selecciona la

muestra central en los datos reordenados y los picos de ruido no es ni el primero ni el último punto de muestra, dependiendo de su signo.

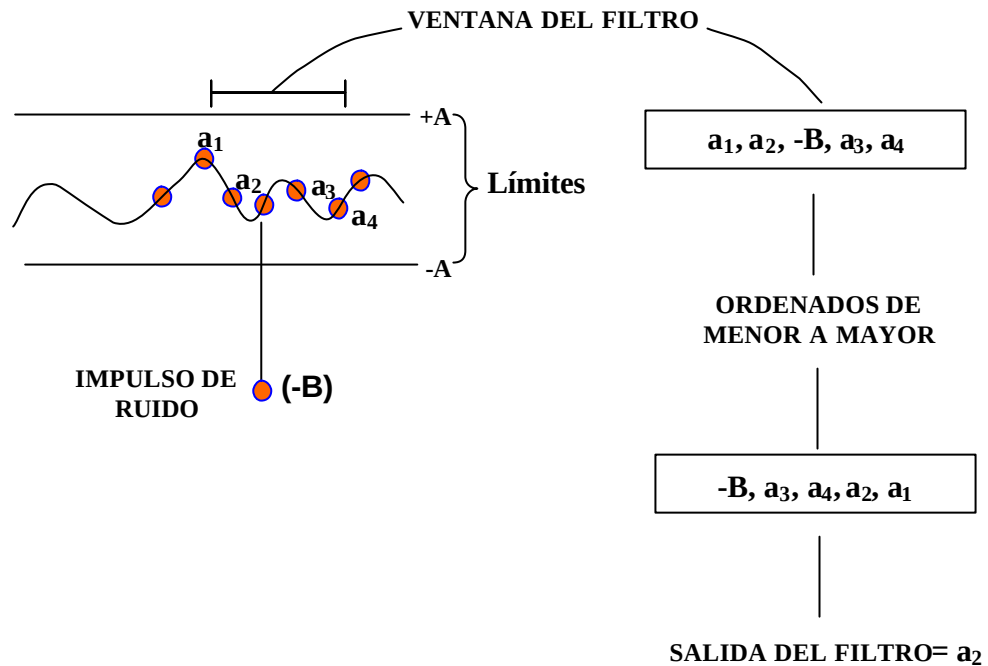


Figura 3.9. Uno de los atractivos que posee el filtro de mediana es que elimina de manera absoluta los picos de ruido. Ordenando los valores crecientemente y de forma secuencial, el pico de ruido siempre se ubicará al final del nuevo vector re-arreglado. Por lo tanto el valor de la mediana nunca puede ser el pico de ruido. (Modificado de Hardage 1993).

Si los datos filtrados son ruidosos, algunas veces se prefiere usar un filtro de la mediana ponderado en el cual los tres o cinco términos centrales, de los datos reordenados que conforman el vector, son multiplicados por una función ponderada. La respuesta de salida del filtro es el promedio de estos valores. Frecuentemente se utiliza una ponderación triangular de tres puntos (1, 2, 1) en la aproximación del filtro de la mediana.

La propiedad 2 es una característica importante del filtro de la mediana debido a que los datos de VSP poseen numerosos eventos que comienzan y terminan en puntos discontinuos, que se pueden ver como funciones "escalón". (Una función escalón

tiene un aumento o descenso abrupto de un valor constante a otro valor constante.) Por ejemplo, las reflexiones ascendentes como las que son producidas en las profundidades Z_1 y Z_2 en la figura 3.10, son funciones “escalón” debido a que éstas no existen por debajo de las interfases de impedancias donde fueron generadas.

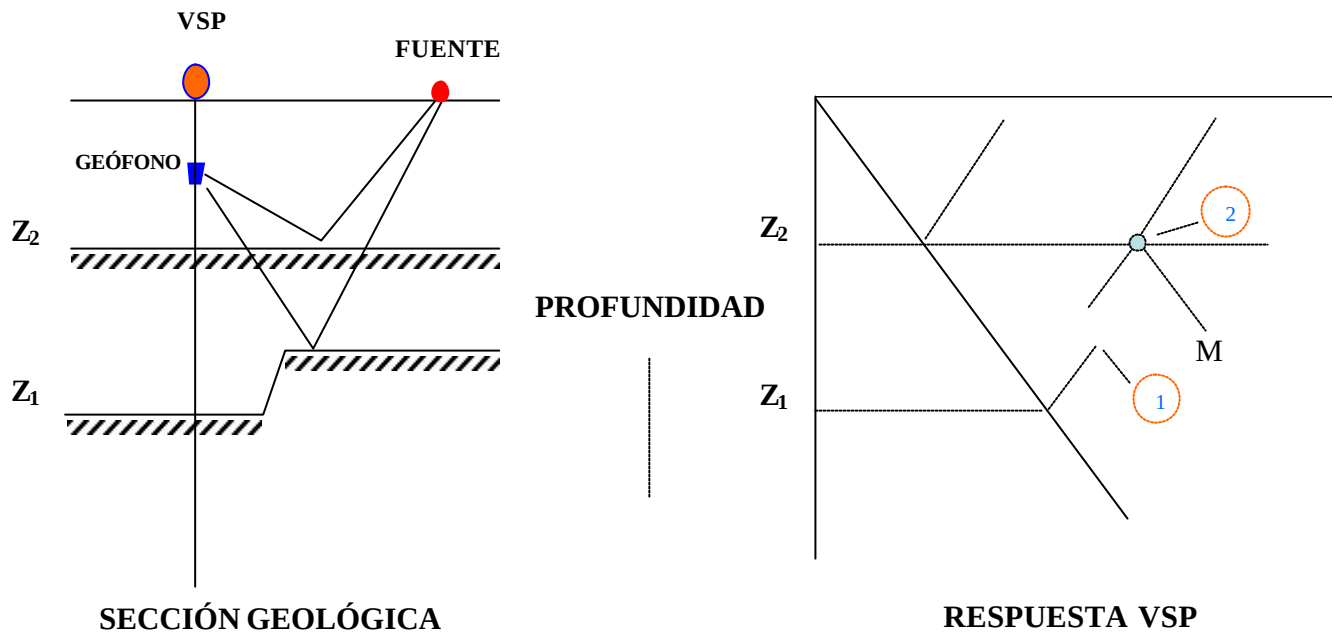


Figura 3.10. Durante el procesamiento, es de gran importancia preservar la ubicación, en tiempo y espacio, de las funciones “escalón”, contenidas en los datos VSP. La respuesta VSP que se muestra a la derecha, indica varios modos de ondas que se originan y mueren en puntos discretos tanto en tiempo como en espacio. La función escalón 1 marca la falla en la reflexión ascendente, Z_1 . La función escalón 2 define el origen de un múltiple descendente a la profundidad Z_2 . Es importante acotar que cualquier procesamiento que no determine con precisión los puntos donde estos eventos finalizan, ya sea en tiempo o en espacio, afectará la interpretación de los datos. (Modificado de Hardage 1993).

Igualmente, los múltiples descendentes dentro de la capa, M, generados en la profundidad Z_2 es una función “escalón” ya que no existe por encima de Z_2 . Otro ejemplo de función “escalón” sería el reflector fallado que se muestra en el caso 1.

En la mayoría de las aplicaciones VSP, es importante que se empleen procedimientos en el procesamiento que preserven estas funciones “escalón” y no cambiar su posición ni en tiempo ni en espacio. Cualquier procesamiento que no

precise en las terminaciones de estos eventos, afectará adversamente la interpretación de los datos.

3.1.4.10. Filtro de Mediana Buzante:

Así como el filtro de mediana puede ser usado para filtrar una traza en tiempo, también es usado frecuentemente como un proceso espacial, es decir, es posible alinear eventos en tiempo y luego aplicar el filtro en el espectro espacial; de esta forma se atenuarán los eventos buzantes. Los buzamientos que son rechazados son una función del ancho de banda espacial del filtro y de la longitud en tiempo del evento buzante. (Stewart, 1985)

3.1.4.11. Separación de los campos de onda con la técnica de sustracción

Si se puede estimar el campo de onda descendente, éste se puede sustraer del campo total de manera tal, que se puede ver fácilmente las reflexiones ascendentes débiles que se necesitan analizar. En la figura 3.11 ilustra una técnica para llevar a cabo esta técnica de estimación y sustracción. (Hardage, 1993).

El conjunto de datos (a) representan los datos VSP en su formato original de grabado en campo, donde se muestran los eventos descendentes resaltados en líneas sólidas, muestran un desplazamiento en tiempo con respecto a profundidad, hacia abajo y hacia la derecha y los eventos ascendentes se muestran en líneas punteadas y tienen un desplazamiento del tiempo hacia arriba y hacia la derecha. Primero se aplica un desplazamiento negativo del tiempo de los datos igual a los tiempos de las primeras llegadas, los cuales alinean verticalmente el tren de ondas descendentes como se muestra en el conjunto de datos (b).

Luego se aplica un filtro de la mediana en la dirección de la profundidad, a éstos datos con los tiempos desplazados, a lo largo de cada línea de tiempo constante. En este paso del filtraje, mostrado como el conjunto de datos (c), se logran dos cosas:

- Se atenúa el tren de ondas ascendentes.
- Sustrae del campo de ondas descendentes, la mayoría del ruido y hace que las ondículas se ajusten a una forma mucho más uniforme en todos los niveles de profundidad.

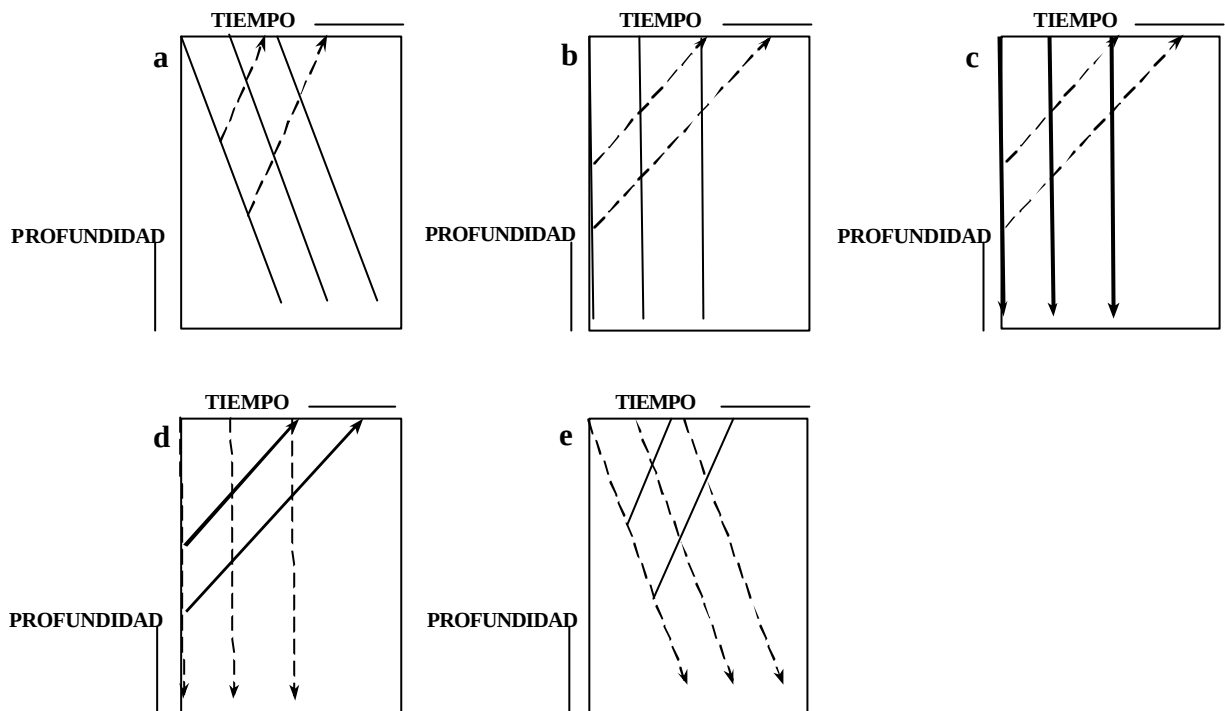


Figura 3.11. En esta ilustración se muestra como se remueve el campo de ondas descendentes a través de filtro de la mediana y sustracción aritmética. (Modificado de Hardage 1993).

Cuando el filtro de la mediana pasa a través de un evento no vertical, el filtro atenúa el evento buzante debido a que sus ondículas no presentan un alineamiento vertical uniforme de las fases en la dirección en que es aplicado el filtro. Estas amplitudes que no se encuentran alineadas verticalmente son, por lo general, valores anómalos que no caen en la posición de alguno de los conjuntos de datos abarcados por el filtro.

Se asume que los datos obtenidos por el filtro de la mediana en (c), son un estimado confiable del campo de ondas descendentes, el cual se puede restar traza a

traza de los datos originales. Se realiza este proceso de sustracción, restando los datos (c) de los datos (b), lo que proporciona los datos (d). Esta resta atenúa los eventos descendentes, pero no afecta los ascendentes. El resultado es una separación del campo de ondas ascendentes del campo de ondas total.

3.1.4.12. Filtro Pasa Banda

El filtro pasa banda está diseñado para dejar pasar únicamente a una banda específica de frecuencias y se elige de acuerdo con la longitud de barrido de los datos grabados en campo.

3.1.4.13. Deconvolución

El análisis teórico de la propagación de las ondas en un plano horizontalmente estratificado muestra que para el VSP “cero offset”, el campo de ondas ascendentes, a cualquier profundidad, puede ser descompuesto en las contribuciones de las interfases, ambas, por debajo y por arriba del receptor.

Usando esta descripción, el campo de ondas ascendentes es igual a la convolución del campo de ondas descendentes captado por el receptor con la respuesta de la reflexión del modelo del subsuelo que se encuentra debajo del receptor.

Por lo tanto, convolucionando el tren de ondas ascendentes con el inverso del campo de ondas descendentes se extraerían, teóricamente, todos los múltiples generados por encima del receptor, así como también los parámetros característicos de la fuente. Únicamente permanecerá las reflexiones generadas por debajo del receptor.

Este procedimiento de deconvolución se aplica únicamente para los VSP con deslazamiento corto, debido al hecho que la energía de las ondas descendentes choca con el receptor desde arriba y las reflexiones ascendentes chocarán al geófono desde abajo, de esta manera el tren de ondas descendentes puede ser extraído fácilmente.

Esto contrasta directamente con los datos de sismica de superficie, donde toda la energía grabada incide en el geófono desde abajo.

Debido a que el campo de ondas descendentes en un VSP es una medida cuantitativa y no un estimado como en el caso de la sismica de superficie, el campo de ondas descendentes del VSP es un proceso determinístico y no un proceso predictivo. (VSFusion, 2003).

Este proceso determinístico consiste en lo siguiente:

$$\begin{array}{ccc}
 \text{TRAZA GRABADA} & & \text{SERIE DE REFLECTIVIDAD DESEADA} \\
 | & & | \\
 x(t) = w(t) \bullet r(t) & & \\
 | & & \\
 \text{ONDÍCULA EQUIVALENTE A LA LLEGADA} & & \\
 \text{DIRECTA DE LAS ONDAS DESCENDENTES} & &
 \end{array}
 \quad
 \begin{array}{c}
 \boxed{\text{DOMINIO DEL TIEMPO}} \\
 \text{Ec. 3.6}
 \end{array}$$

Para obtener la serie de reflectividad, se aplica la transformada de Fourier a la ecuación anterior y se obtiene:

$$\begin{array}{ccc}
 \text{TRAZA GRABADA} & & \text{SERIE DE REFLECTIVIDAD} \\
 | & & | \\
 X(\omega) = W(\omega) \bullet R(\omega) & & \\
 | & & \\
 \text{ONDÍCULA EQUIVALENTE A LA LLEGADA} & & \\
 \text{DE LAS ONDAS DESCENDENTES} & &
 \end{array}
 \quad
 \begin{array}{c}
 \boxed{\text{DOMINIO DE LA FRECUENCIA}} \\
 \text{Ec. 3.7}
 \end{array}$$

La serie de reflejividad viene expresada por:

$$R = \underset{\substack{| \\ \text{OPERADOR INVERSO}}}{W^{-1}} \bullet \underset{\substack{| \\ \text{TRAZA GRABADA}}}{X} \quad \text{Ec. 3.8}$$

A partir de esta ecuación se deriva el operador inverso, W^{-1} , para colapsar el tren de ondas descendentes a un impulso, para que este tren de ondas pueda ser aislado (proceso exclusivo de los VSP). Este operador es luego aplicado al tren de ondas ascendentes. Este procedimiento remueve reflexiones múltiples e incrementa la resolución de los datos. (Hardage, 1993).

Luego de la deconvolución de los tiempos de la sección sísmica se transforman a tiempo doble.

3.1.4.14. Deconvolución del Campo Total de Ondas

El operador inverso calculado para el filtro puede aplicársele también a los datos grabados del VSP (antes de la separación de los campos de ondas). El resultado de esta operación puede ser utilizado como un control de calidad en el proceso de separación.

Debido a que los datos grabados del VSP son el resultado de la suma de los campos de ondas ascendentes y descendentes, se puede estimar si la suma de las ondas ascendentes y descendentes obtenidas (como se realizó en el paso de separación de campos de ondas dentro del procesamiento) generará el campo de ondas grabado con un margen de error razonable.

Si la suma de ondas ascendentes y descendentes es igual al campo de ondas grabado, entonces la deconvolución de estos campos de ondas debería ser igual campo total de ondas deconvolucionado. Si éste último es muy diferente de la suma, entonces la separación de los campos de ondas no fue precisa. Sin embargo, lo que se debe recordar es que en el procesamiento no es posible extraer los componentes exactos del campo de ondas grabado. (VSFusion, 2003)

3.1.4.15. Diseño del operador

Los operadores de deconvolución son diseñados a partir del campo de ondas descendentes. El objetivo esencial es generar un operador que logre comprimir el tren de ondas descendentes y llevarlo a la ondícula deseada. Si las ondas descendentes no muestran tipo alguno de reverberaciones residuales en la ventana, dentro de la cual fue aplicado el operador, entonces el proceso de diseño del operador fue exitoso y deben utilizarse para deconvolucionar el campo de ondas ascendentes. (VSFusion, 2003)

3.1.4.16. Franja Apilada (“Corridor Stack”)

Uno de los principales propósitos de realizar un VSP Cero “Offset” es producir un sismograma que pueda ser comparado con la sísmica de superficie grabada en la localidad donde se encuentra el pozo. El sismograma puede ser usado para determinar múltiples en la sísmica de superficie.

La identificación de un primario (por encima del receptor más profundo) en una sección del campo de ondas ascendentes es relativamente fácil. Un primario siempre se intercepta con la curva de primeras llegadas. Un múltiple, por su parte, nunca intercepta dicha curva, más bien, es truncado a la profundidad de la interfase que lo genera (una onda ascendente, físicamente no puede ser grabada por debajo de su profundidad de origen).

La principal meta que persigue el proceso para generar la franja apilada es producir una sección que contenga, únicamente, eventos primarios y apilarlos en una franja de ocho o más trazas repetidas, lo cual permite una mejor visualización del evento.

Para generar esta franja apilada se debe definir una ventana de apilamiento. Esta ventana es de un ancho variable y dentro de la cual se suman todas las trazas de las ondas ascendentes de manera tal que se sume únicamente la información más cercana a los geófonos. Esto quiere decir que la ventana debe abarcar una zona que incluya a las primeras llegadas debido a que, la mayoría del tiempo, esto evita incluir múltiples y ruido en el resultado final. Este criterio de selección del ancho de la ventana varía dependiendo de las condiciones particulares de los datos grabados. (Hardage, 1993)

3.1.4.17. Calibración del registro acústico y generación del sismograma sintético

La calibración consiste en la corrección de la deriva original y luego fijar en ésta ciertos niveles que presentan cambios de velocidad importantes, incluyendo la base y el tope del intervalo registrado, para producir un registro de correlación tiempo – profundidad.

La curva de deriva original consiste en la diferencia entre los tiempos del tiro de verificación (“checkshot”) y los tiempos del registro acústico. La corrección de la misma, consiste en obtener la diferencia entre el tiempo del tiro de verificación verticalizado al nivel más somero (en el intervalo con registro acústico) y el tiempo correspondiente del acústico; y añadiendo este valor a todos los valores de tiempo, el registro tiempo - profundidad es desplazado.

Luego se ubican determinados puntos de calibración a ciertas profundidades, escogidas de tal manera que dividan la curva de deriva en intervalos aproximadamente lineales y coincidan, a su vez, con contrastes de velocidades (típicamente límites de formación).

Posteriormente se procede a generar el sismograma sintético, el cual representa la reconstrucción de una traza sísmica en la dirección del pozo, mediante la convolución entre la serie de reflectividad producida por el subsuelo y la ondícula fuente.

La serie de reflectividad se obtiene a partir de la función de los coeficientes de reflexión. Dicha función se encuentra en términos de la densidad y la velocidad para cada interfase a una determinada profundidad.

$$R = \frac{r_2 V_{p_2} - r_1 V_{p_1}}{r_2 V_{p_2} + r_1 V_{p_1}} \quad \text{Ec. 3.9}$$

Los valores de velocidad V_p se obtienen a partir del registro sónico, el cual viene expresado en unidades de lentitud (microsegundos por pie $=\mu s/ft$). Tomando el inverso de estos valores y al multiplicarlos por determinadas constantes se llevan a unidades de velocidad (pies/s ó m/s) con lo cual se obtiene una curva de velocidades para determinada sección del pozo.

Por su parte, los valores de densidad se toman directamente del registro de densidad de formación, esta curva viene expresada generalmente en g/cm^3 .

Finalmente, con estos dos elementos fundamentales, se obtiene la serie de reflectividad en profundidad. Posteriormente es necesario realizar la conversión a tiempo doble para poder correlacionarlo con las secciones de sísmica de superficie.

Una vez obtenida la serie de reflectividad, se convoluciona con la ondícula fuente para poder obtener el sismograma sintético.

3.2. Metodología de procesamiento del VSP con desplazamiento corto

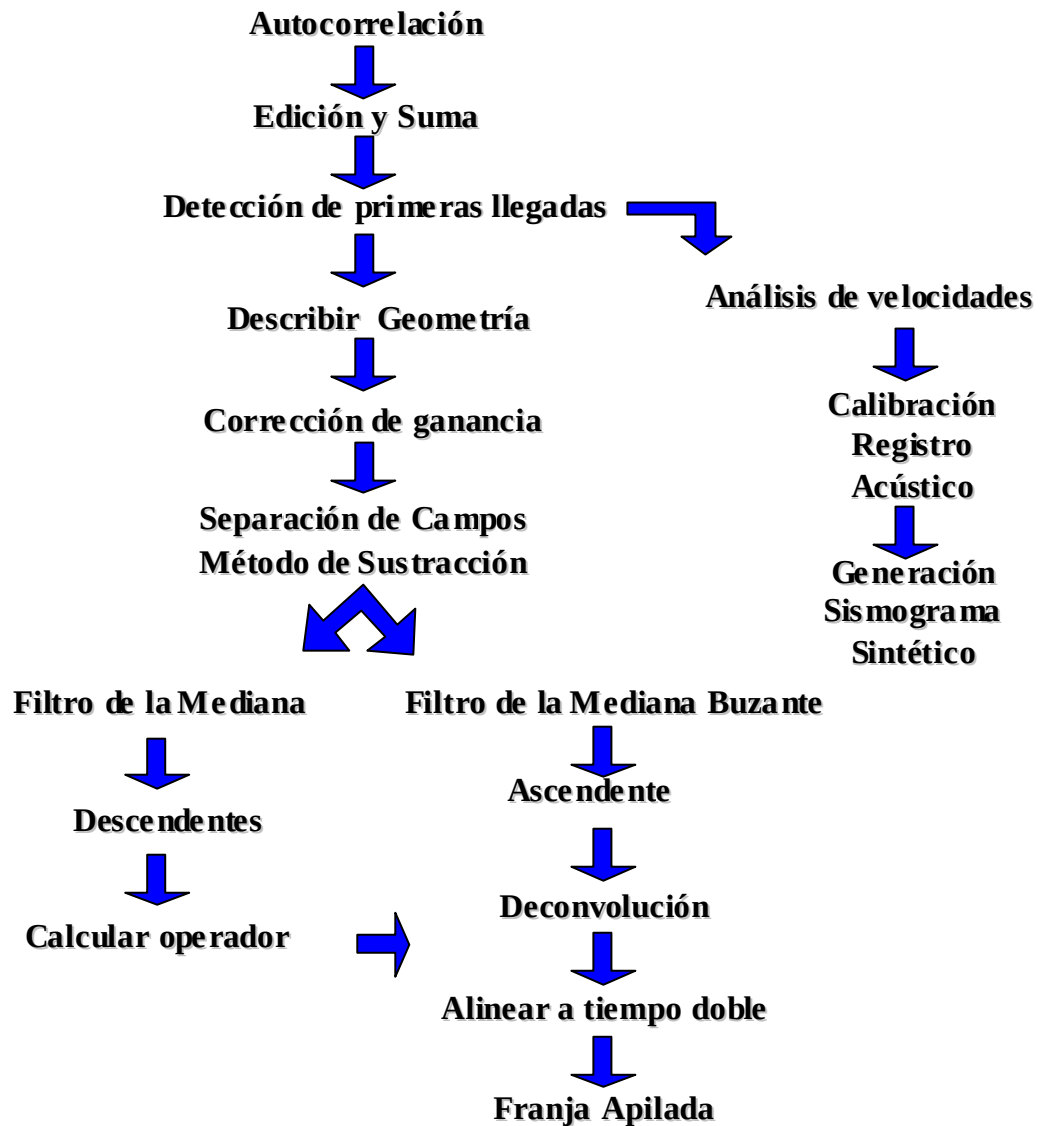


Figura 3.12. Flujograma del procesamiento de datos VSP con desplazamiento corto.

3.2.1. Edición y Suma

Los datos de entrada se asumieron como correlacionados, de manera que no se realizó ningún tipo de cambios en la longitud del barrido de la señal para realizar la autocorrelación y se procedió a editar y sumar cada uno de los disparos, por niveles de profundidad ordenados crecientemente.

En cuanto a los parámetros de edición se seleccionó:

- **Alineamiento de las trazas:** Correlación cruzada (“Cross Correlation”) y Alinear con respecto a una traza de referencia (“Align to Reference Trace”).
- **Tipo de Apilamiento:** Se escoge Promedio Aritmético (“Aritmetic Average”), en un principio, viendo que las trazas sean de buena calidad y no presenten mucho ruido o sean defectuosas. En el caso que la mayoría de las trazas eran defectuosas, se cambió al tipo de apilamiento de Mediana Promedio (“Median Clipped Mean”); el cual se encarga de eliminar los dos valores más defectuosos de la muestra, con lo cual se logra mejorar la edición y el apilamiento de los datos.

El proceso de Edición y Suma consistió, básicamente, en eliminar las trazas sin información, defectuosas, con poco o con mucho ruido, que afecten las primeras llegadas en cualquiera de las componentes. Esto debe hacerse sin borrar absolutamente todas las trazas para poder obtener la mayor cantidad posible de información en cada uno de los niveles.

Con esto se permite que en las componentes radiales 2 y 3 existan trazas con ruidos considerables, siempre y cuando, en la Componente 1 se tenga la mayor cantidad de información. Esto se debe a que la primera componente es la Componente Vertical, y es la más importante para el procesamiento del VSP con desplazamiento corto; las componentes 2 y 3 son las componentes horizontal y radial respectivamente.

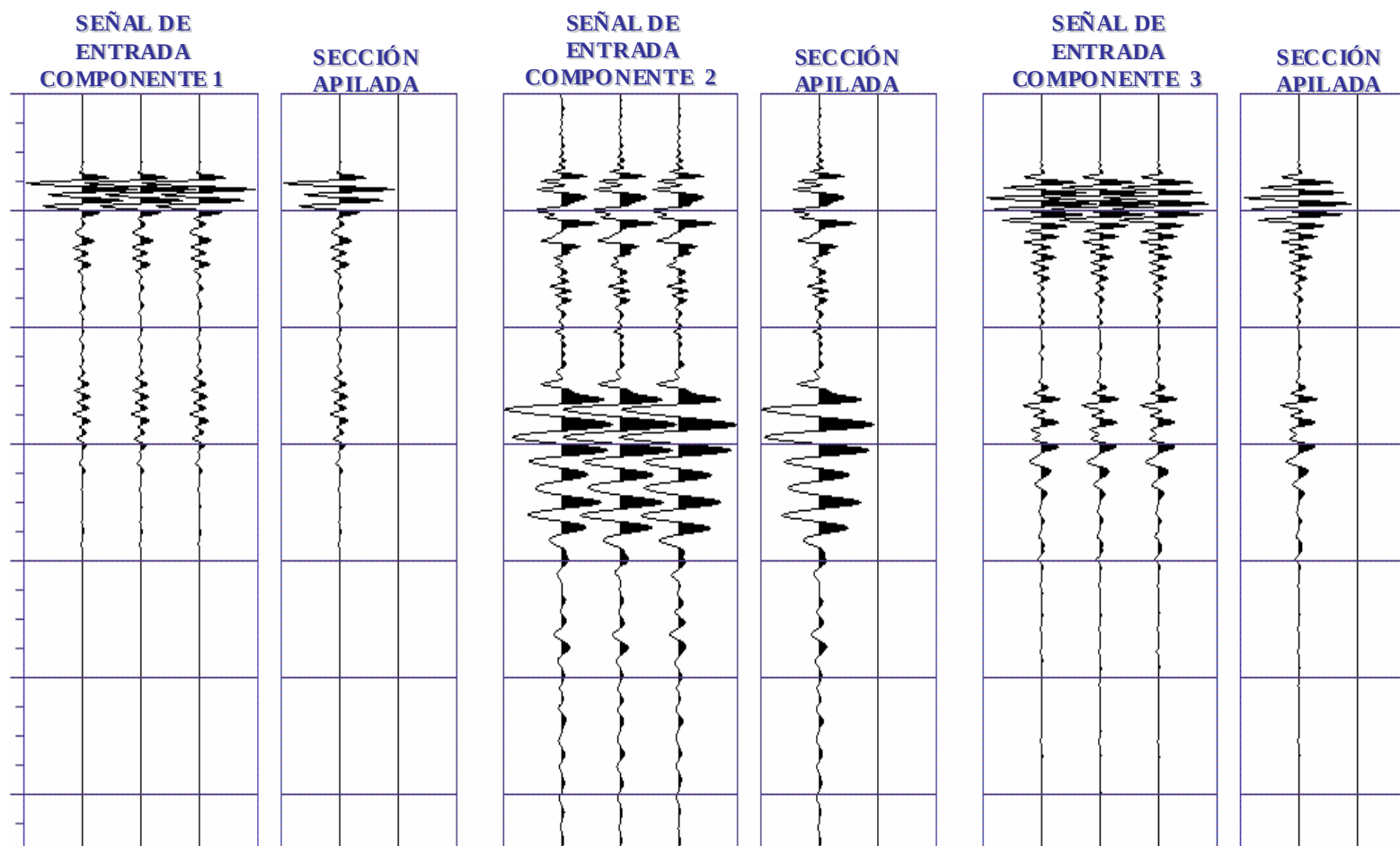


Figura 3.13. Ejemplo de un nivel con trazas con poco ruido donde se pueden observar, fácilmente, las primeras llegadas.

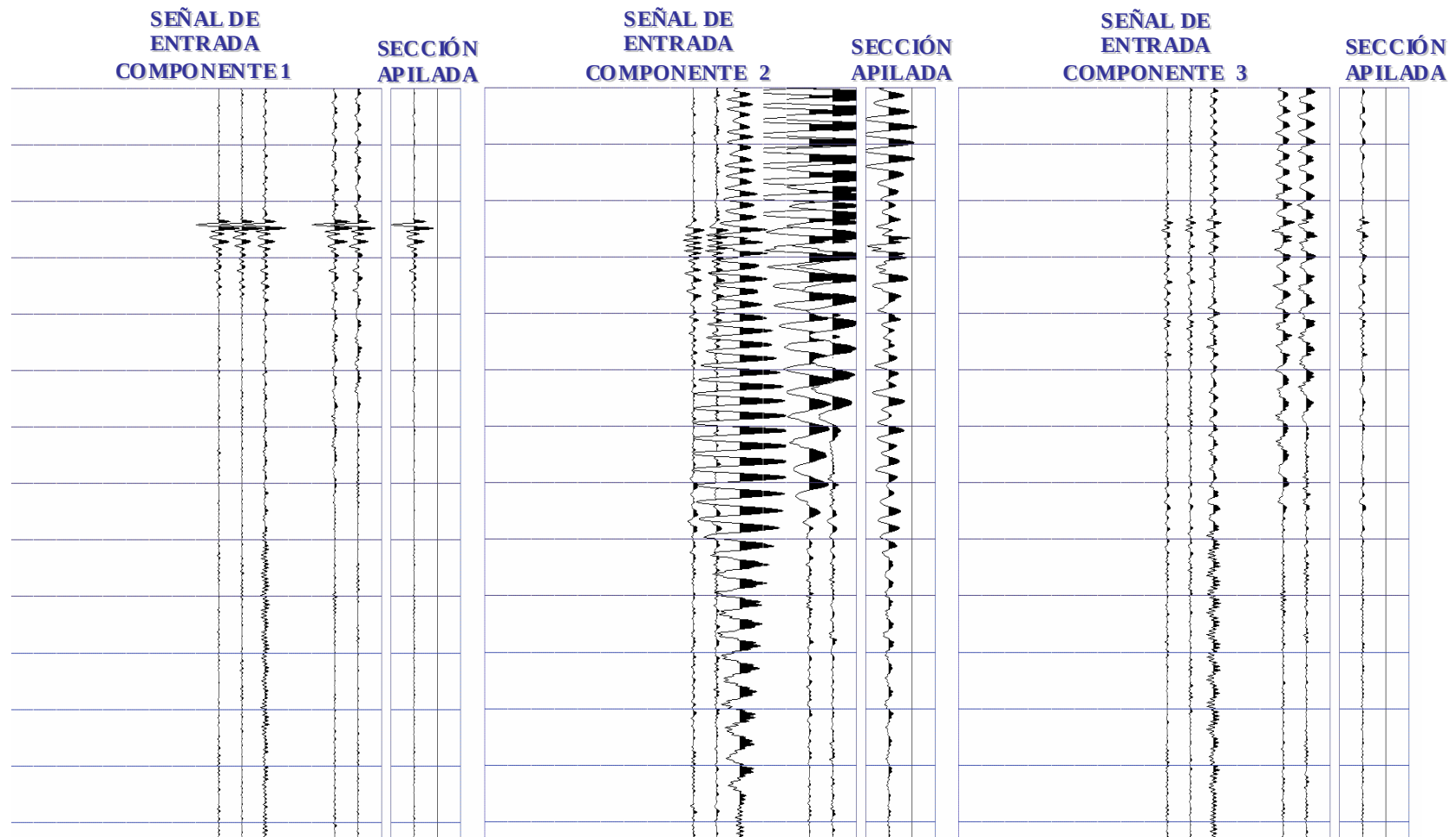


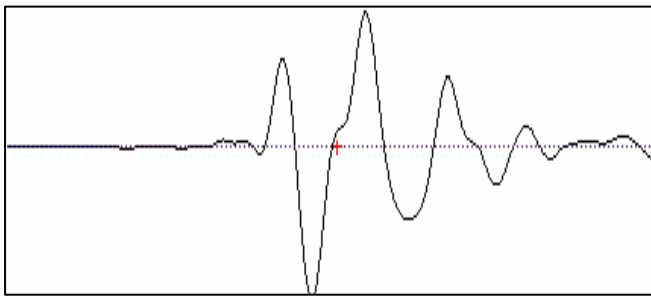
Figura 3.14. Nivel en el cual se muestran trazas defectuosas y con mucho ruido que afecta gravemente la detección de las primeras llegadas.

3.2.2. Detección de las primeras llegadas

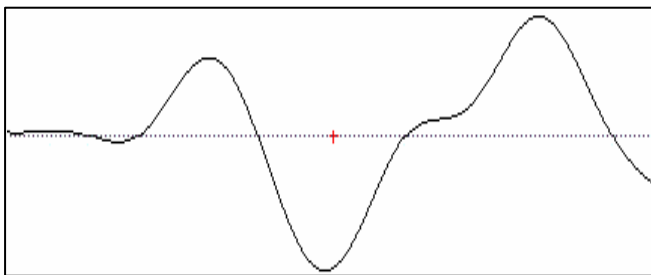
Para cada uno de los niveles se identificó y seleccionó la primera llegada, en el punto en el que la señal alcanza su mayor amplitud, en este caso se trata de un valle.

En el momento preciso de elegir las primeras llegadas, se presenta una pantalla que muestra todo el conjunto de datos donde se pueden diferenciar claramente dos subconjuntos de datos (ver figura 3.16) :

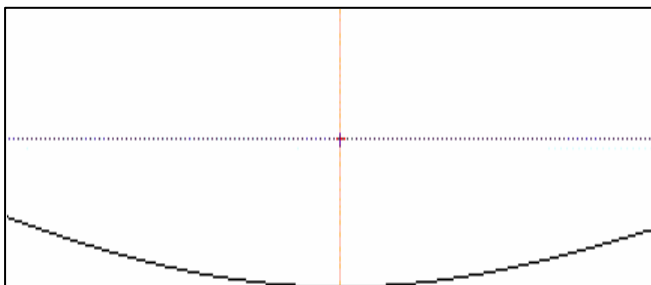
- Datos de Tiros de verificación o “Checkshot”.
- Datos de VSP con desplazamiento corto.



- Se hace una elección manual y una interpolación lineal con lo cual se puede lograr ubicar la primera llegada lo más cerca del punto deseado.



- Luego se realizan los acercamientos necesarios para poder ubicar la primera llegada en el punto deseado.



- Hasta, finalmente, alcanzar el punto de máxima amplitud

Figura 3.15. Selección de las primeras llegadas.

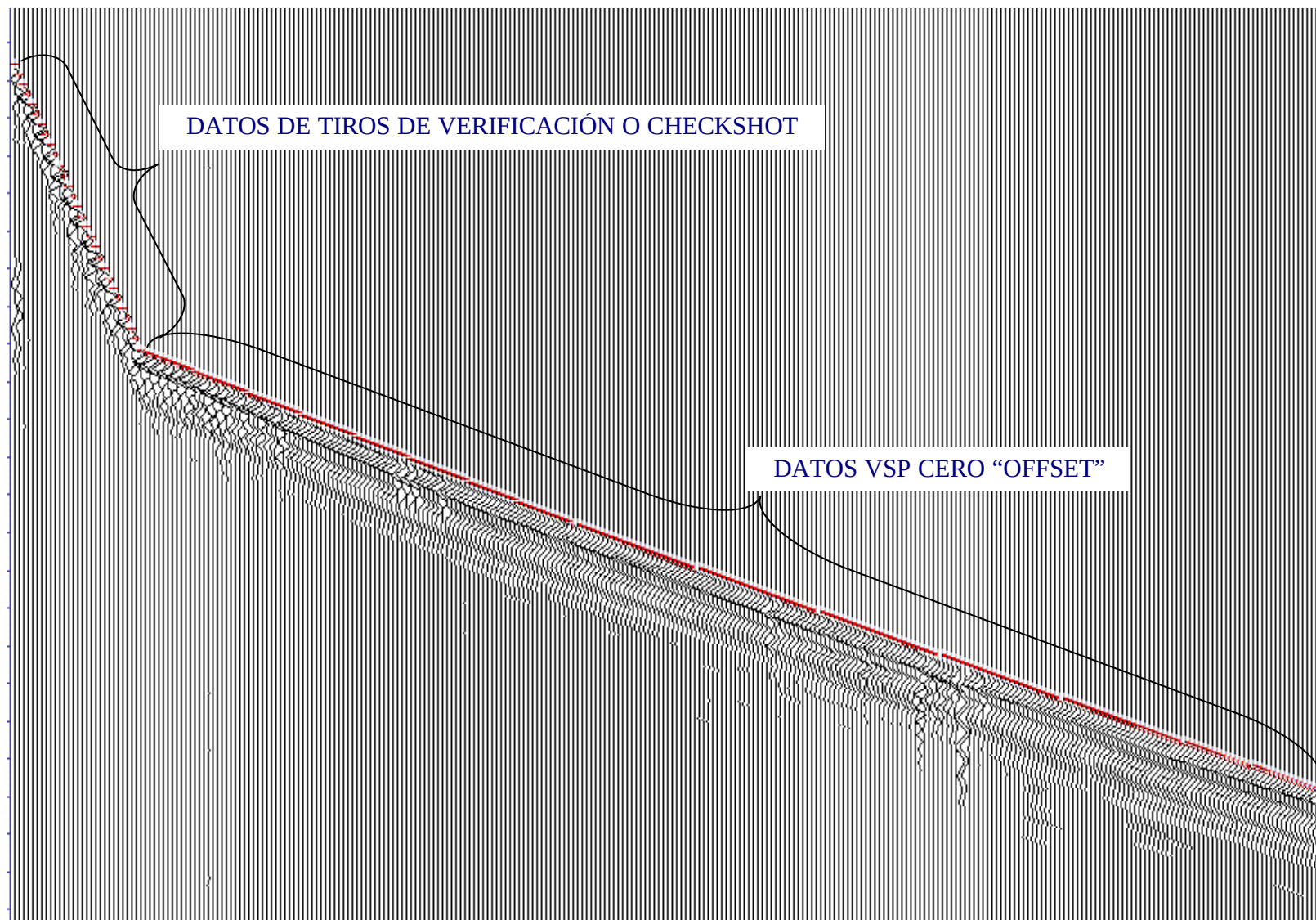


Figura 3.16. Datos VSP considerados para el procesamiento. En rojo se muestran las primeras llegas de la onda P.

3.2.3. Descripción de la Geometría

Se procedió a definir la geometría estándar del VSP en base a la elevación de la mesa rotaria, la velocidad de corrección, elevación del receptor de referencia.

Posteriormente se introdujeron los valores de acimut, distancia y elevación del disparo, así como los valores de desviación; con lo cual el programa calcula la ubicación del pozo, de la fuente, de los receptores y la desviación del pozo.

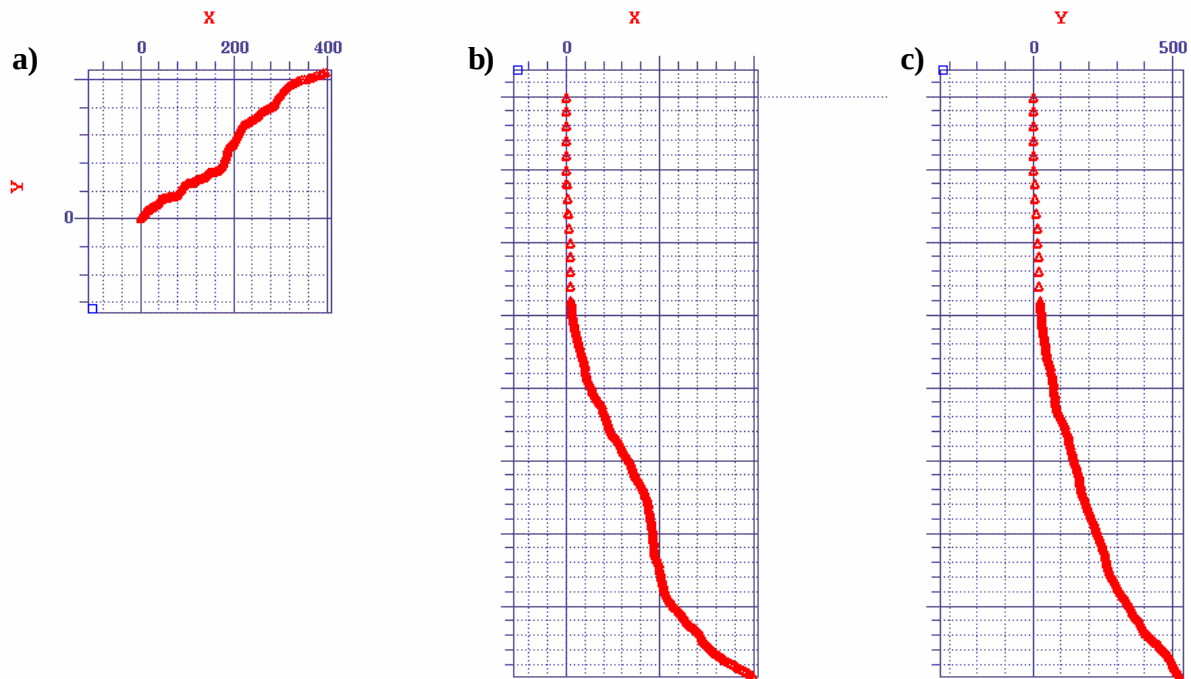


Figura 3.17. Geometría de adquisición del VSP con desplazamiento corto. a) Mapa en planta XY donde se observa el rumbo de la adquisición. b) y c) Mapas X y Y en función de la profundidad, respectivamente, donde se muestra la desviación del pozo.

3.2.4. Análisis de Velocidades

En el análisis de velocidades se procede a obtener como datos:

- Elevación de la fuente
- Tiempo de Primeras llegadas.
- Corrección Coseno del Tiempo

de las tablas generadas a partir de los procedimientos, anteriormente mencionados.

En estas tablas se puede observar que el tiempo para el primer punto de medición (Al nivel de la KB o Mesa Rotaria) no es cero por lo cual se debe modificar la Velocidad de Corrección.

Para poder calcular la nueva Velocidad de corrección se aplica la siguiente fórmula:

Ec. 3.10

$$\text{Velocidad de corrección al Datum} = \frac{\text{Elevación de la Fuente}}{\text{Tiempo de Primeras llegadas} - \text{Corrección Coseno del Tiempo}}$$

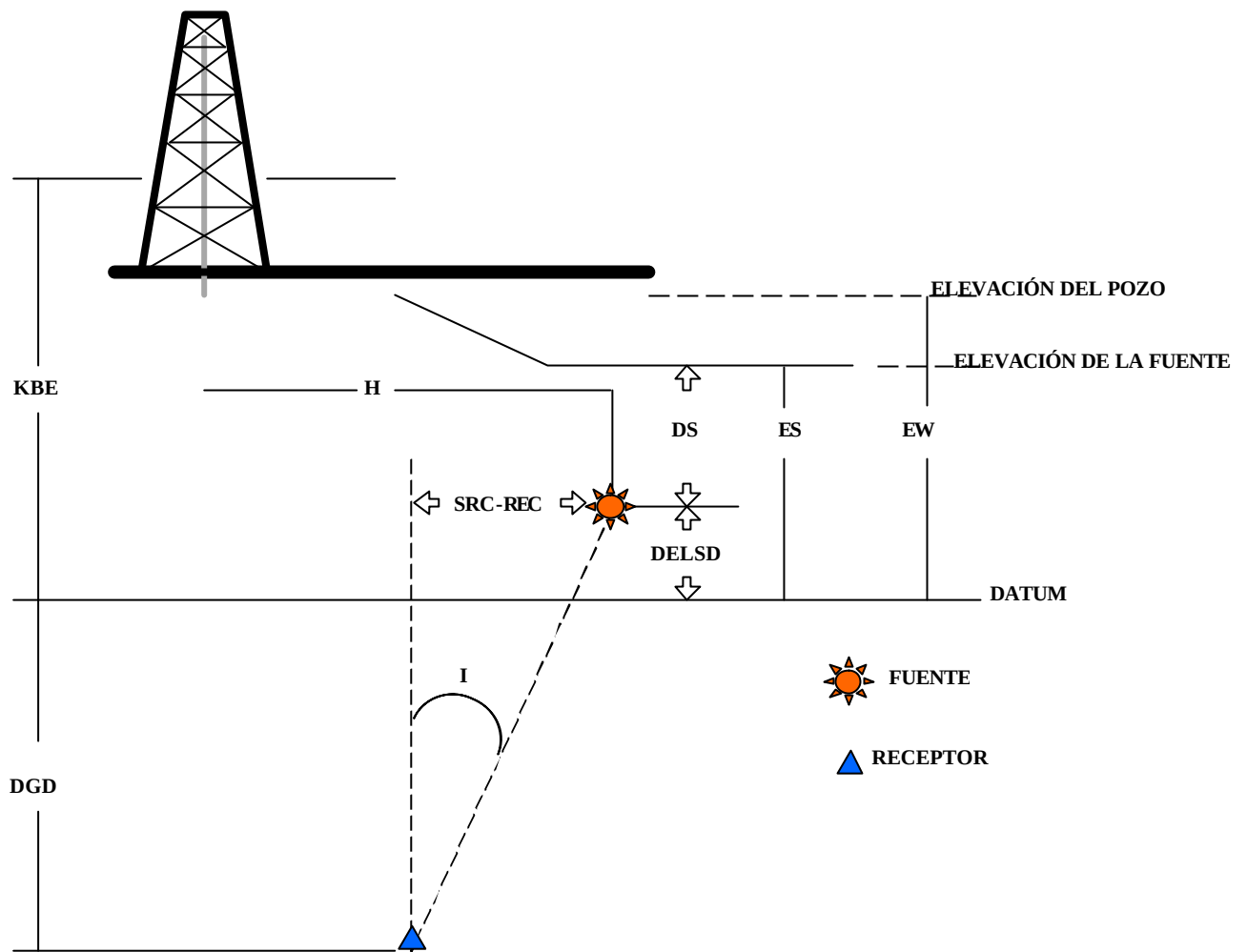
La Elevación de la Fuente es un dato que se obtiene a partir del Reporte de Adquisición en Campo, el Tiempo de Primeras llegadas se obtiene a partir del proceso interactivo que se explicó anteriormente en **Detección de las Primeras llegadas**.

3.2.5. Corrección Coseno del Tiempo

Para la adquisición de un VSP con deslazamiento corto, no debería de existir distancia alguna entre la fuente y el pozo; pero por motivos operacionales, para facilitar el trabajo de los operadores de adquisición, la fuente se dispone a unos pocos pies o metros del pozo (100-200 m), siempre dependiendo del objetivo que se quiera iluminar en el subsuelo.

Es por ello que el tiempo para el nivel “0” de adquisición, es decir, el nivel de la mesa rotatoria no es cero. Esto se debe corregir verticalizando los tiempos de llegada de las ondas y de esta forma obtener los tiempos para el caso en que la distancia entre la fuente y el pozo es realmente cero.

Para ello, en la fórmula 3.11 se aplica $\cos^{-1}$ a ambos lados de la igualdad y se obtiene el ángulo I que se necesita para verticalizar los tiempos de llegada de las ondas que se obtuvieron en la adquisición.



- **SRC-REC:** distancia horizontal fuente-receptor
- **KBE:** elevación de la mesa rotaria
- **EW:** elevación del pozo
- **ES:** Elevación de la Fuente
- **DS:** Profundidad de la Fuente
- **H:** Distancia Horizontal FuentePozo
- **DELS:** ES - DS
- **DGM:** Profundidad del Geófono.(medida a partir de la mesa rotatoria a lo largo del pozo).
- **DGD:** Profundidad vertical del geófono medida a partir del Datum.
- **TGD:** Tiempo Corregido al Datum.
- **VE:** Elevación de la Velocidad de corrección .
- **DELDGD:** Intervalo de profundidad vertical
- **DELDGT:** Tiempo interválico.

$$\cos(I) = \frac{DGD + DELSD}{\sqrt{(SRC - REC)^2 + (DGD + DELSD)^2}}$$

Ec. 3.11

Figura 3.18. Esquema general de la ubicación del pozo y la fuente en una adquisición estándar VSP

Finalmente, al calcular la nueva velocidad de corrección y al actualizar los encabezados de los datos, se verificó que el tiempo vertical al nivel de la Mesa Rotatoria fuera cero o muy aproximado a cero; lo cual indicó que la velocidad de corrección fue bien calculada.

3.2.6. Calibración del Registro Acústico y Generación del Sismograma Sintético

Este proceso consistió en calibrar los tiempos de las primeras llegadas del VSP con desplazamiento corto, con los tiempos que se leen a partir del registro acústico. Este ajuste se realizó conservando la tendencia de la curva de deriva original. Esta curva de deriva calcula la diferencia entre los tiempos del registro acústico y los tiempos de las primeras llegadas del VSP.

Al realizar la corrección de los tiempos, la curva de deriva se suavizó y la curva de velocidades del VSP se superpuso a la del registro acústico original.

Luego de haber obtenido una curva de deriva suavizada, y un buen acoplamiento entre las curvas de registro acústico, se eligieron puntos de calibración en los niveles donde se encontraban cambios de velocidad importantes.

Después de haber elegido los puntos, se aplica la calibración a los registros mostrados en pantalla y se obtienen los valores de deriva final, en teoría estos no deben exceder a 1 ms.

Luego, a partir de estos datos, se genera un archivo que contiene una curva calculada a partir del tiro de verificación para la calibración tiempo-profundidad, la curva del acústico calibrado y los tiempos dobles de las curvas.

Por último, tomando el registro acústico calibrado y el registro de densidad; se generó el sismograma sintético como se presenta en la figura 3.21.

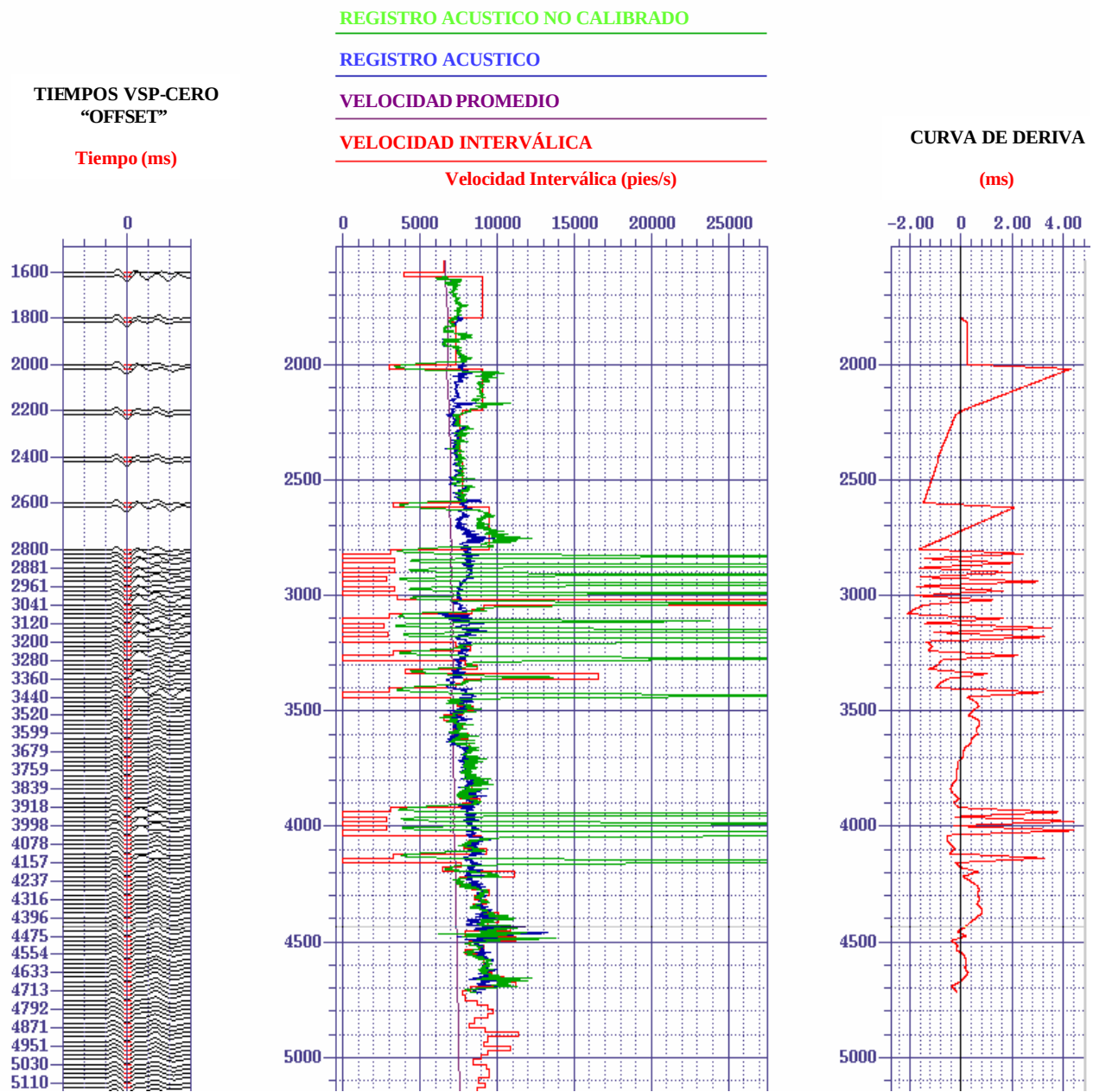


Figura 3.19. Registro acústico sin calibrar y curva de deriva inicial.

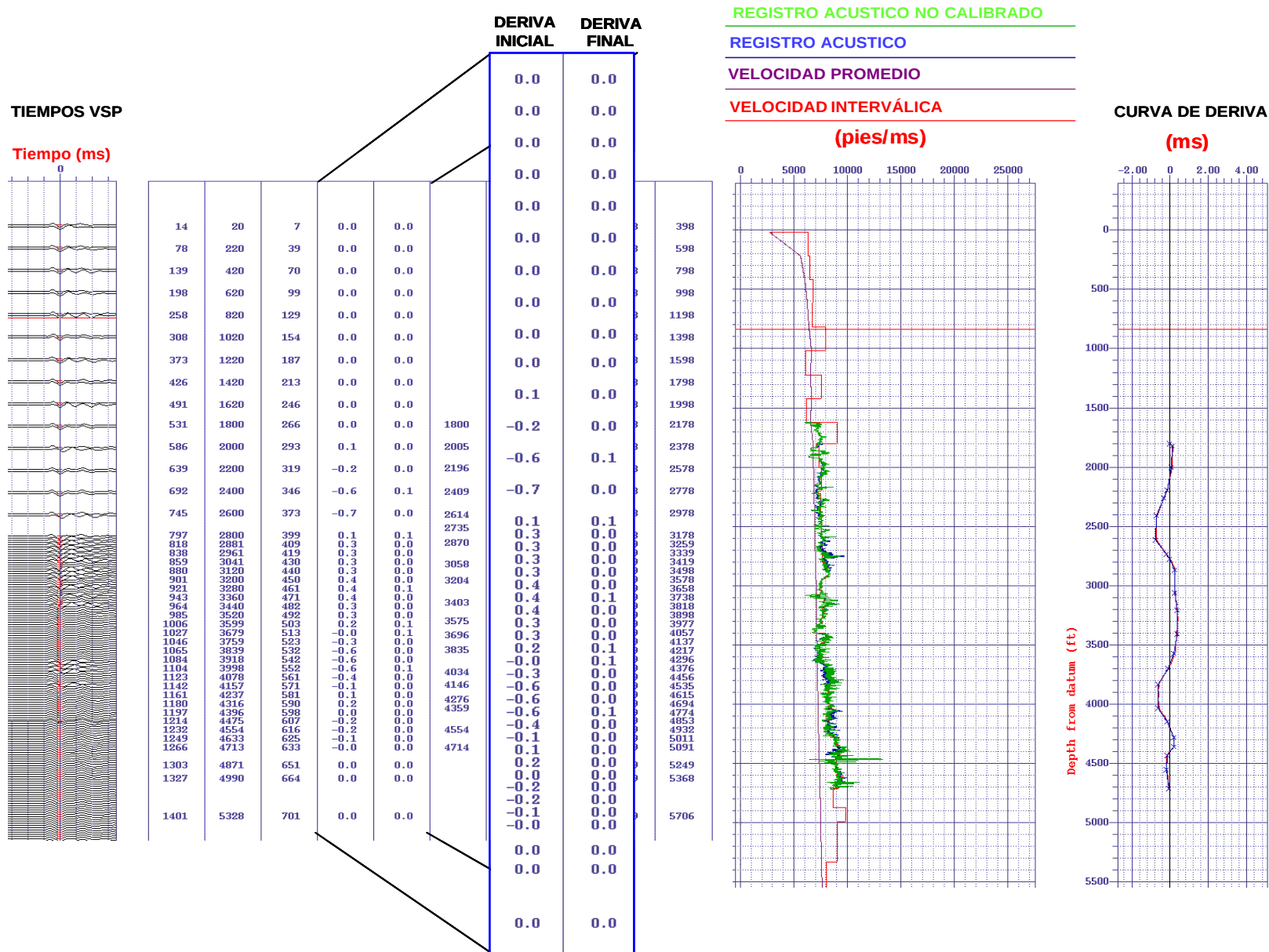


Figura 3.20. Registro acústico calibrado con valores de deriva inicial y final.

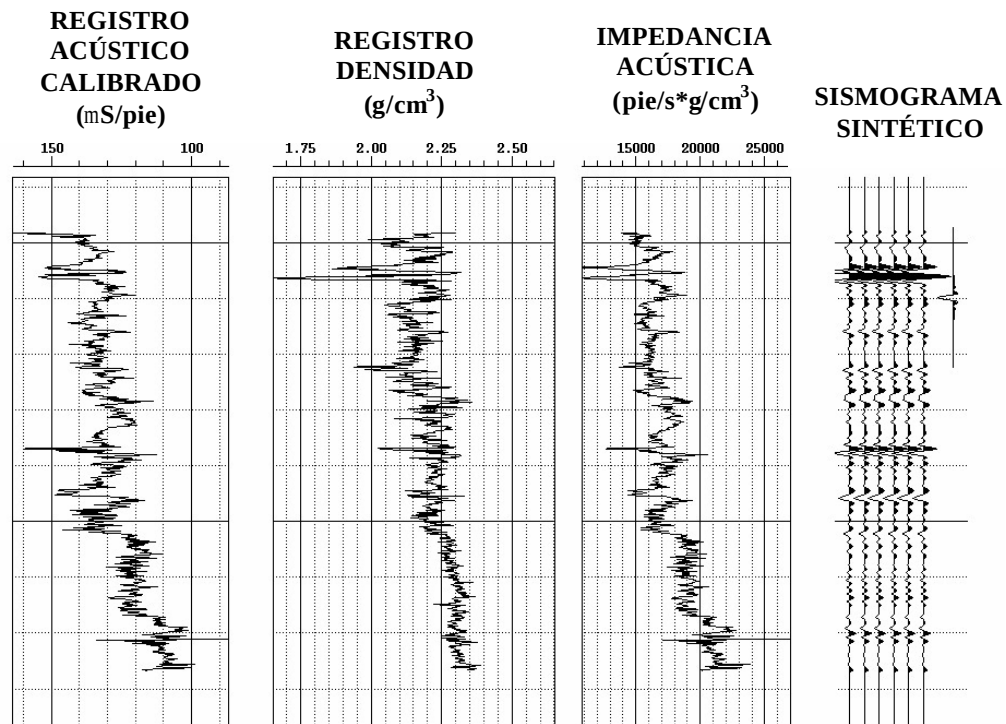


Figura 3.21. Sismograma sintético.

3.2.7. Corrección de Ganancia

Para elegir la ganancia adecuada y eliminar el decaimiento que produce la Divergencia Esférica sobre las amplitudes de las ondas sísmicas, se decidió tomar una función de la forma:

$$G(t) = A * T^n$$

Para poder obtener una función tal, a partir de los datos obtenidos hasta los momentos, se decidió tomar los valores de velocidades RMS y sustituirlos en la expresión $V_{RMS}^2 * T$ y graficarlos en función del tiempo simple T. De este modo se obtuvo el siguiente gráfico en el programa de hoja de cálculo Excel™:

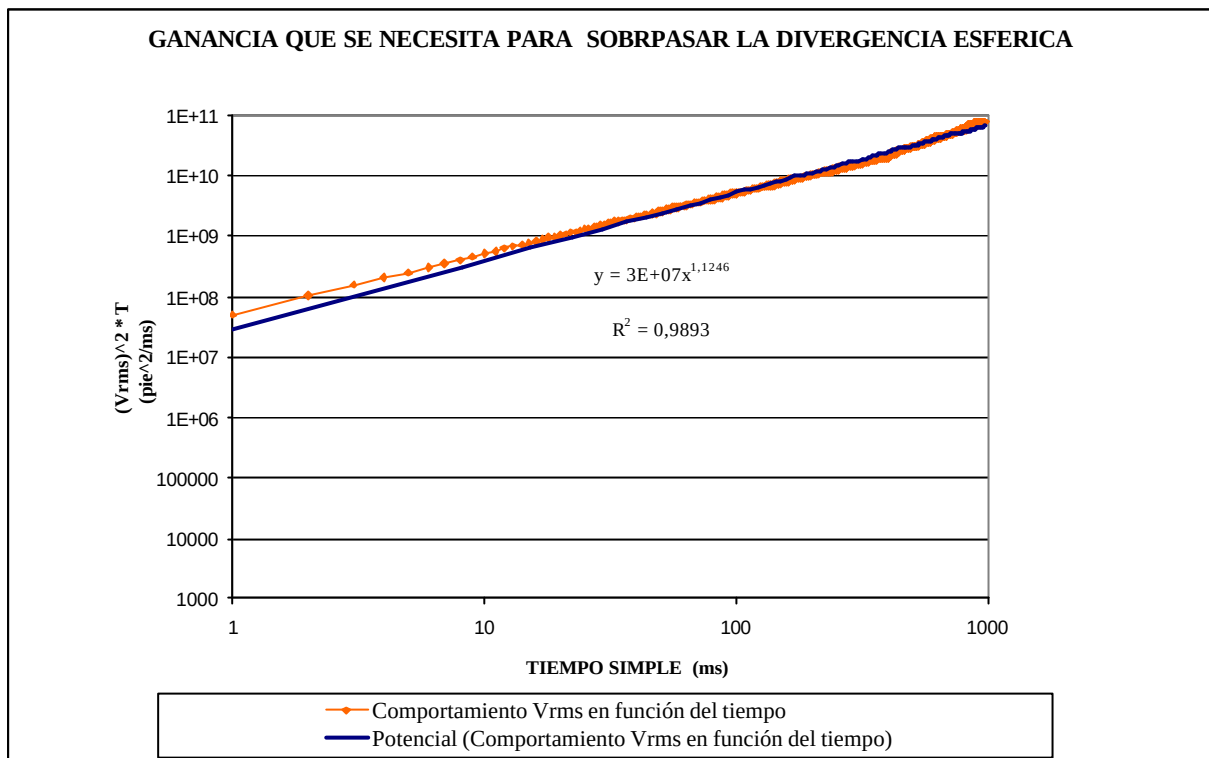


Figura 3.22. Cálculo de la ganancia

Este mismo programa obtiene la expresión de la función y la desviación estándar de la recta de ajuste a los datos graficados.

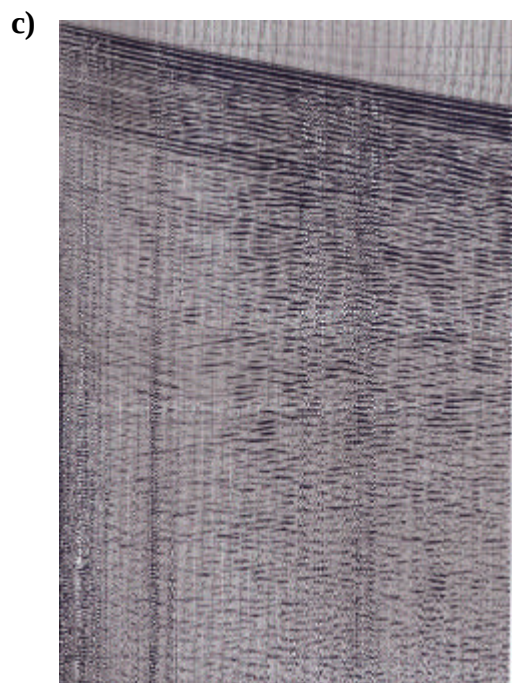
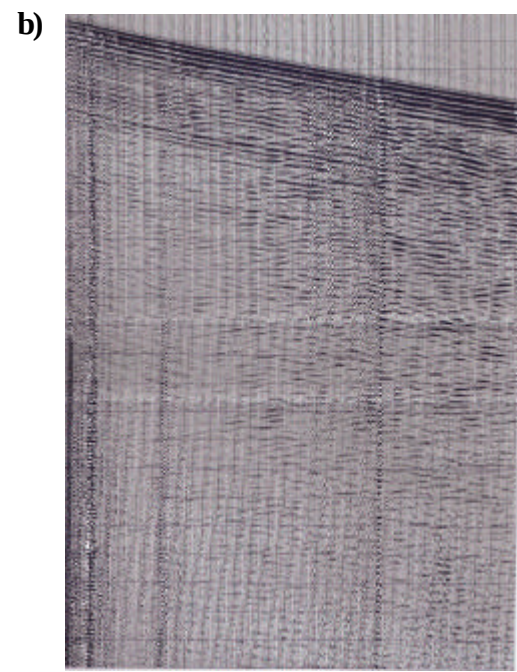
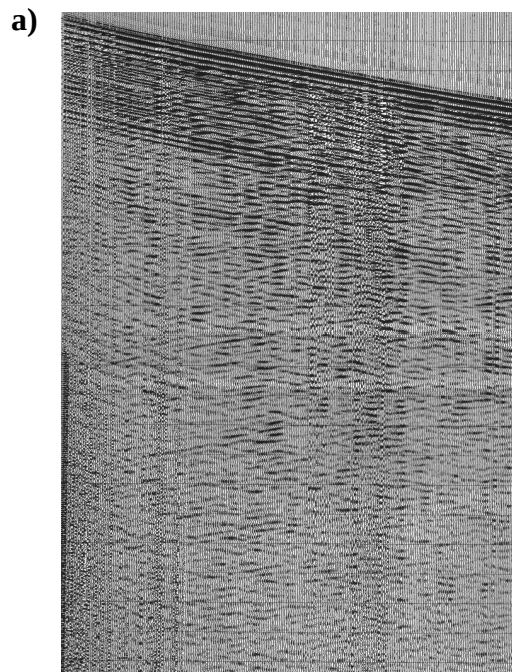
En la expresión de la función:

$$y=3E+07^{1,1246}=30.000.000 * x^{1.1246}=A * T^n$$

se puede observar que el resultado se ajusta a la forma de la función propuesta por Hardage, y donde el exponente 1,1246 expresa el coeficiente de la ganancia que se debe aplicar.

Posteriormente se realizan diferentes gráficos para comparar este coeficiente con 1,2; 1,3; 1,4; 1,6; 1,8 y 2,0. Luego de elaborar estos gráficos y compararlos entres sí, se obtuvo una mejor visualización de los eventos para coeficientes de 1,6; 1,8; y 2,0. Por esta razón se decidió aplicar los pasos subsiguientes de la secuencia de procesamiento para

determinar finalmente cual de los tres ofrece una mejor visualización de los eventos de interés.



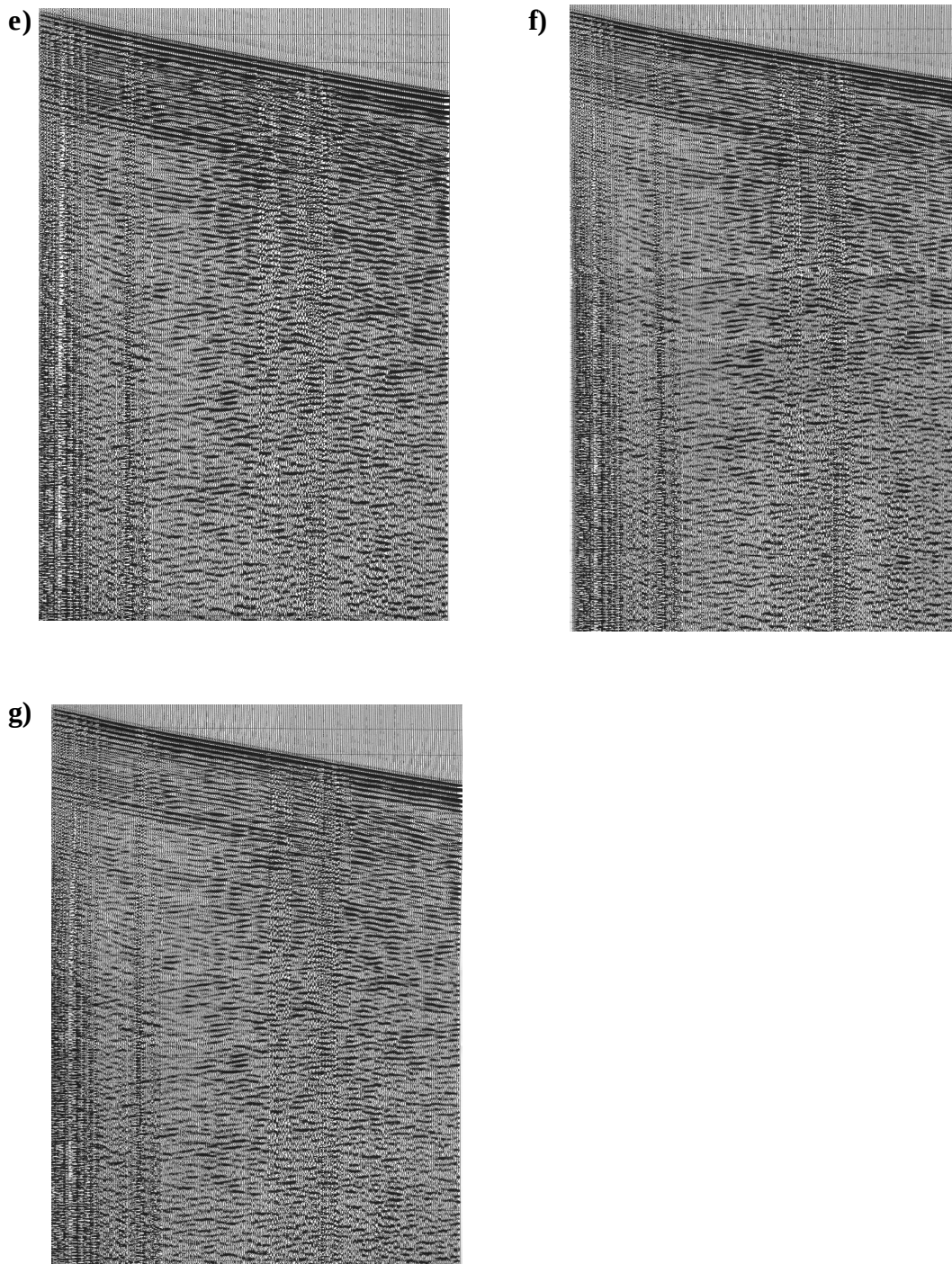


Figura 3.23. Comparación de ganancias en datos crudos. Datos con ganancia a) 1.1246 b) 1,2 c) 1,3
d) 1.4 e) 1,6 f) 1,8 g) 2,0.

3.2.8. Separación de los campos de onda

Se realizaron separaciones de campos a los datos con ganancia 1,6; 1,8 y 2,0 con filtros de Mediana de longitud 33, 39 y 45 trazas respectivamente.

Por lo tanto, se obtuvieron campos de ondas ascendentes y descendentes para los tres casos de ganancia. Se compararon los 3 pares de campos de ondas y se decidió que, visualmente, los más adecuados para identificar los eventos de interés eran los provenientes del conjunto de datos con una ganancia de 1,6 y 2,0. (Se puede observar los paneles e) y g) de la figuras 3.20)

Tanto para el campo de ondas ascendentes como el descendente, se aplica un filtro pasabanda con las características mostradas en la figura

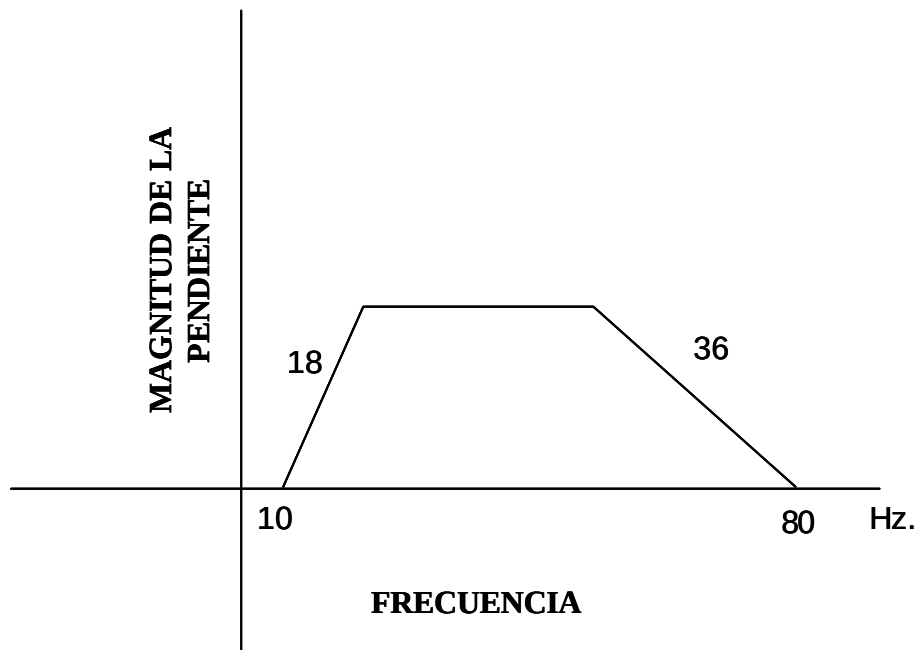


Figura 3.24. Filtro pasa banda.

En la figura 3.25 se muestran los campos de ondas ascendentes de los tres tipos de ganancias.

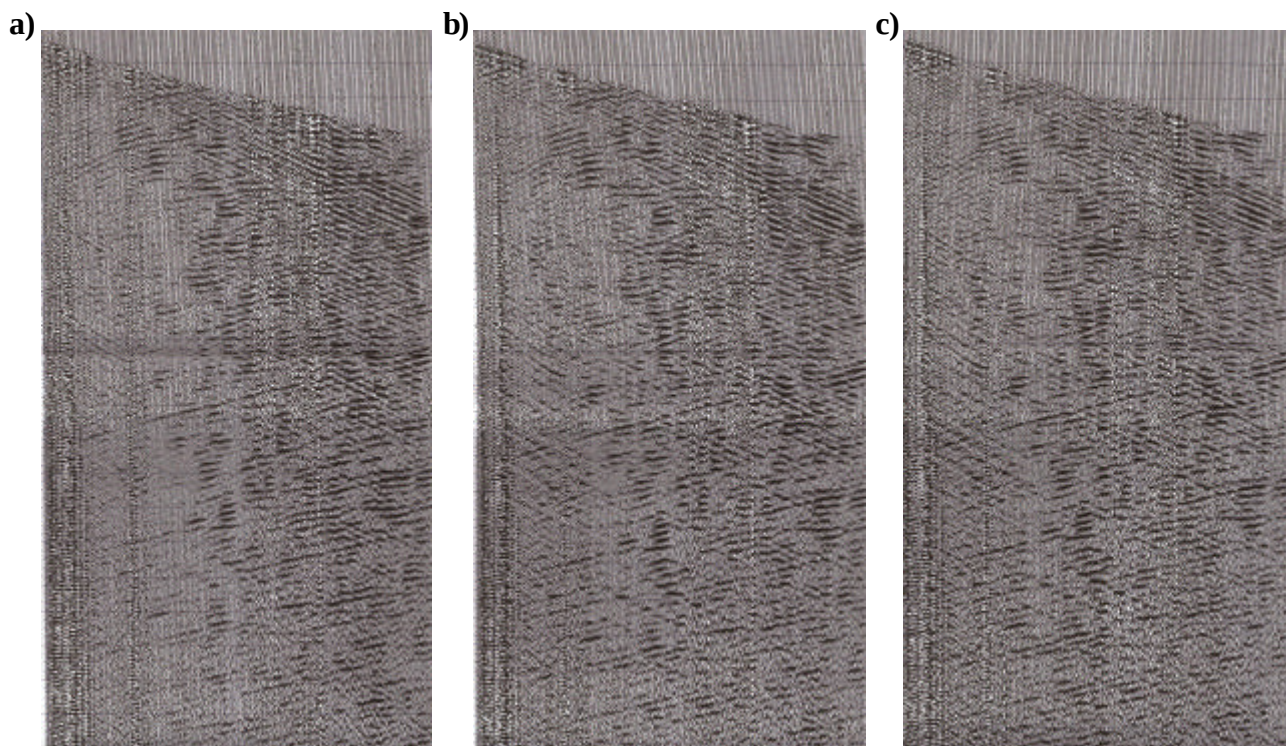


Figura 3.25. Comparación de ganancias en los campos de ondas ascendentes. a) Campo de ondas ascendentes con ganancia 1,6 b) Campo de ondas ascendentes con ganancia 1,8 c) Campo de ondas ascendentes con ganancia 2,0.

Los campos de ondas ascendentes aún poseían ruido y rastros de otros eventos descendentes por lo cual se fueron “limpiando” con filtros de Mediana Buzante de 15, 17 y hasta 21 trazas.

3.2.9. Deconvolución

La ondícula se observa bastante consistente hasta aproximadamente 1000 ms., por lo que se escogió dicha longitud para el operador de deconvolución. Este operador es calculado a partir de cada una de las trazas del campo de ondas descendentes obtenido en el proceso de separación de campos de ondas.

Posteriormente de debió agregar 6% de ruido blanco para limpiar el conjunto de datos del ruido restante. Luego se aplicó un filtro pasabanda de 10,18,60,36 Hz.

La deconvolución aplicada fue del tipo determinística y se usó una ondícula de pulso positivo y fase cero. Se escogió de pulso positivo para mantener la polaridad original en el conjunto de datos deconvolucionados.

La misma deconvolución fue aplicada igualmente a los datos con ganancias 1,6 y 2,0 y se observó como la ganancia 1,6 preserva mucho mejor los eventos y con menos presencia de ruido a lo largo y ancho de toda la sección.

Esta última apreciación llevó a decidir que el conjunto de datos con ganancia 1,6 eran los más idóneos para obtener los mejores resultados, dejando de un lado los datos 1,8 de ganancia.

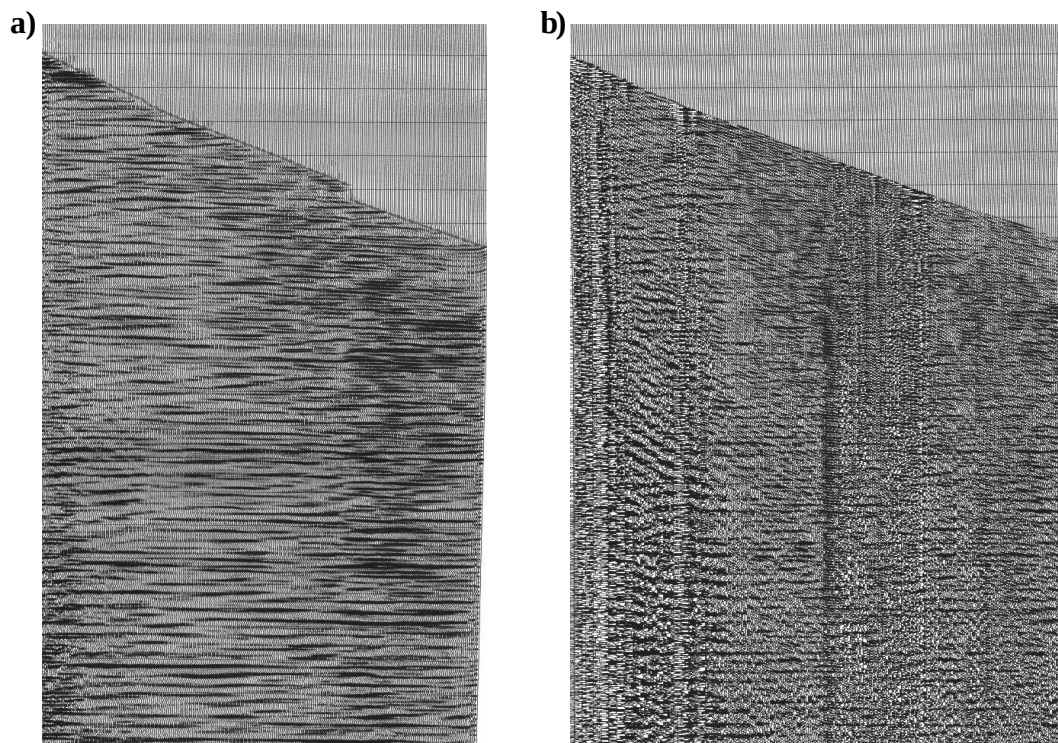


Figura 3.26. Comparación de las deconvoluciones entre los conjuntos de datos. a) con 1,6 y b) con 2,0 de ganancia aplicada.

3.2.10. Ventana de Apilamiento

Para crear una traza suma que fuera un producto representativo de los datos y que solo contuviese las primeras reflexiones, se seleccionó una zona cuyas amplitudes no estuviesen afectadas por el decaimiento de la señal, que excluyera la mayor parte del ruido y no hubiera presencia de múltiples. Esto llevó a seleccionar una ventana de aproximadamente 200 ms a partir de las primeras llegadas seleccionadas anterior mente en las primeras etapas del procesamiento.

Finalmente se aplicó un filtro pasabanda de 10,18,70,36 Hz. y se obtuvo la franja apilada para poder correlacionar con la sísmica de superficie.

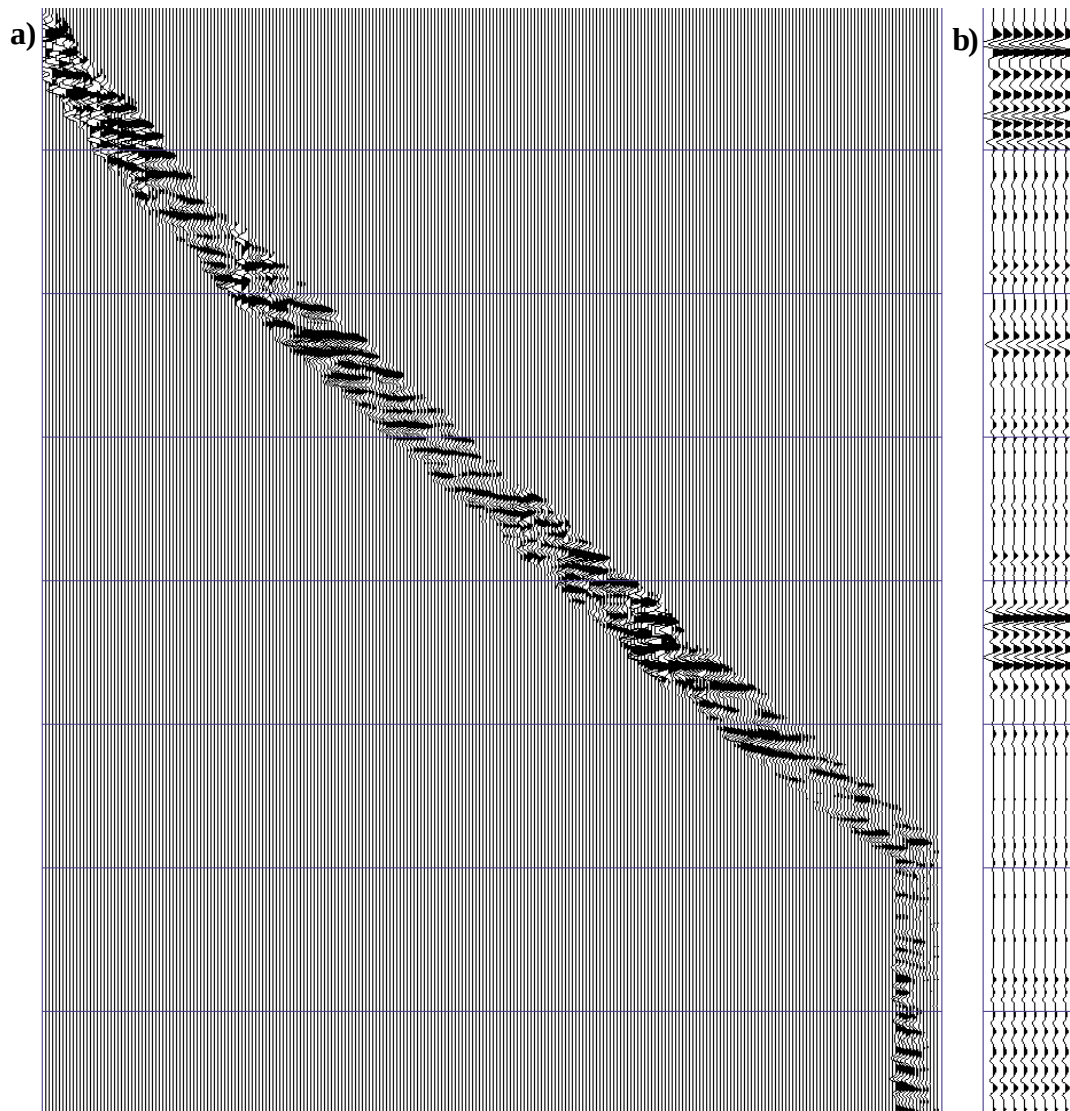


Figura 3.27. Producto final del procesamiento del VSP con desplazamiento corto. a) Zona limitada para realizar el apilamiento (en el campo de ondas ascendentes en tiempo doble). b) Franja apilada.

CAPÍTULO IV

4. VSP CON DESPLAZAMIENTOS MÚLTIPLES

4.1. Consideraciones Teóricas

4.1.1. Generalidades del VSP con desplazamientos múltiples

En las adquisiciones realizadas bajo el tipo de geometría de desplazamientos múltiples, se utiliza un arreglo de receptores dentro del pozo, que consta de una serie de geófonos ubicados a diferentes profundidades. Los receptores permanecen fijos en su posición, mientras que la fuente se va moviendo en una línea recta alejándose del pozo. De esta manera se puede generar una imagen lateral 2D de las cercanías del pozo, con una mayor resolución que la que puede ofrecer sísmica de superficie, que ayuda a realizar calibraciones tiempo-profundidad, los reflectores de interés, delimitar fallas, refinar la geometrías de las estructuras que rodean al pozo a determinada profundidad. Dado que el procesamiento del VSP se vale del campo de ondas ascendentes y descendentes para obtener la imagen lateral del pozo, es necesario que el arreglo de receptores se sitúe siempre por encima del reflector o intervalo de interés.

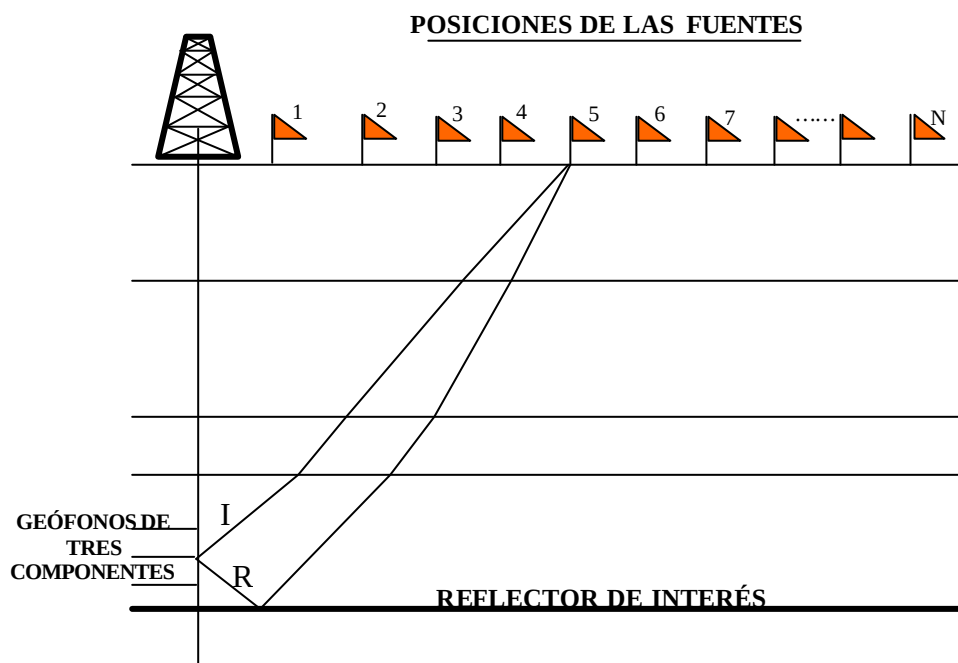


Figura 4.1. Diagrama de una adquisición VSP con desplazamientos múltiples. Se muestra el campos de ondas descendentes o directa (I) y el campo de ondas ascendentes o reflejada (R). Nótese que el arreglo de receptores se encuentra por encima del reflector de interés. (Modificado de Coulombe et al., 1996)

4.1.2. Procesamiento del VSP con desplazamientos múltiples

4.1.2.1. Separación del campo de ondas

Los datos VSP de geófonos de 3 componentes permiten identificar y separar las ondas compresionales (P) y de cizalla (S), además pueden ser utilizados para determinar el ángulo de llegada de una ondícula sísmica, aprovechándose del movimiento ortogonal de sus partículas.

El fenómeno de la propagación de una onda sísmica es un problema tridimensional, debido a que cada componente sólo logra captar la proyección del evento a la cual es más sensible; de ahí que no se pueden recuperar las amplitudes y la forma de onda correcta del registro con grabaciones en sensores con un solo componente. Sólo se puede recuperar esta información con grabaciones multi-componentes las cuales preservan la propiedad vectorial del campo de ondas elástico generado por la fuente sísmica.

Al utilizar un geófono multicomponente con sensores ortogonales es posible reconstruir el campo elástico completo, grabado en el VSP. Las tres componentes del geófono generalmente son llamados H1, H2 y V. Las componentes H1 y H2 tienen sus ejes perpendiculares al eje más largo de la herramienta y son perpendiculares entre sí. Las componentes H1 y H2 son llamadas, generalmente, componentes horizontales o radiales; son muy sensitivas al movimiento horizontal de partículas.

La componente V tiene su eje paralelo al eje más largo de la herramienta. Comúnmente es llamada componente vertical y es sensible al movimiento vertical de las partículas.

Generalmente, cuando un geófono baja a lo largo de un pozo, va conectado a un cable y el mismo tiende a rotar y habitualmente no se tiene un dispositivo giroscópico; por lo cual, para poder analizar los datos grabados en las componentes horizontales debe ser comprobada la orientación de la herramienta en cada nivel y los datos deben ser manipulados de manera tal, que en todos se tenga la misma orientación.

4.1.2.2. Hodogramas de rotación

Un hodograma es una representación del movimiento de la partícula, proyectada sobre un plano. Se pueden generar dos hodogramas particulares de interés: horizontales y verticales. Los hodogramas horizontales se construyen en el plano horizontal definido por las componentes H1 y H2. Los hodogramas verticales son contruidos sobre el plano vertical definido por las componentes V y H1.

Los hodogramas, son esencialmente, gráficos cruzados de 2 dimensiones en los cuales se comparan las amplitudes grabadas de cada muestra, entre cualquiera de los 2 pares de componentes anteriormente mencionados. Para el análisis de una señal dependiente del tiempo, el hodograma muestra la relación de un vector que se desplaza como una función dependiente de X , Y y el tiempo. Los hodogramas nos permiten analizar la relación de amplitud entre las dos componentes, la polarización de onda y la orientación relativa de la herramienta.

4.1.2.3. Rotación horizontal

Consiste en hacer coincidir la dirección de una de las componentes horizontales, H1 por ejemplo, con la dirección de la proyección horizontal del vector, rotándola un ángulo " α ". Este ángulo es determinado mediante autovalores, los cuales son obtenidos a través de un procedimiento matemático denominado *Método de los Momentos de Inercia*.

Con esta rotación se busca canalizar la mayor cantidad de energía radial en la componente H1 y la mínima en H2. Este procedimiento se realiza para todos los niveles, para conseguir que todos los receptores se encuentren referenciados a un mismo eje coordenado.

Luego de realizada la rotación horizontal, las componentes del vector original se encuentran alineadas en el plano horizontal. Una de las componentes horizontales sigue la dirección de la proyección horizontal del vector y ahora es llamada componente radial, la cual contiene la mayor parte de la información de las ondas en el plano horizontal. La otra componente horizontal es denominada transversal. (VSFusion, 2003)

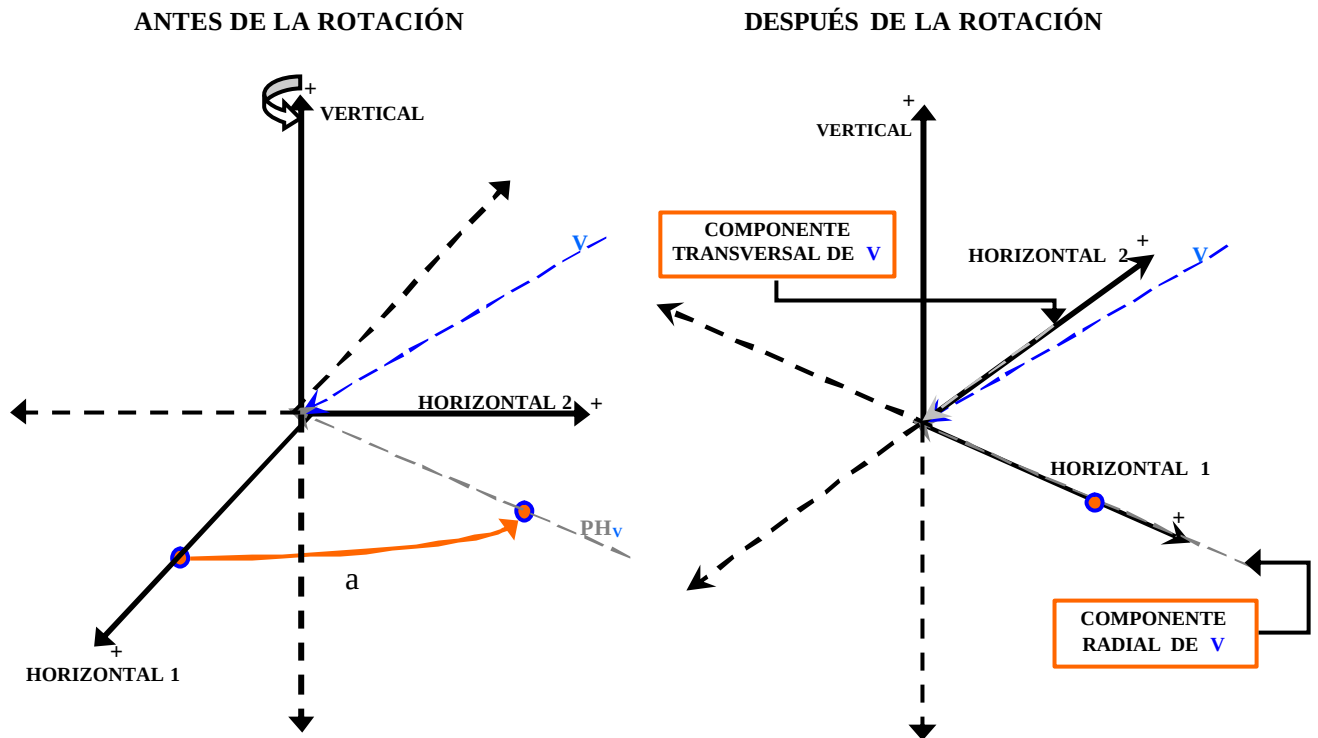


Figura 4.2. Rotación horizontal. Antes de la rotación horizontal se observa la onda directa o incidente (V) y su proyección horizontal en el plano formado por los ejes HORIZONTAL 1 y HORIZONTAL 2 (PH_v). Después de la rotación horizontal se puede ver como el eje HORIZONTAL 1 se hace coincidir con la PH_v y se define la componente RADIAL de la onda V y como consecuencia se origina la componente TRANSVERSAL. (Modificado de VSFusion, 2003)

4.1.2.4. Rotación vertical

En el momento inicial, antes de realizar la rotación vertical, se posee una componente vertical o Directa (D), y dos componentes horizontales; una componente denominada Radial y otra llamada Transversal.

Al realizar la rotación vertical, la componente Radial se orienta hacia la dirección de la energía incidente o campo de ondas descendentes, y pasa a denominarse componente Directa (D).

Para determinar este ángulo de rotación β , el paquete de procesamiento debe realizar, al igual que en el caso de la orientación horizontal, un análisis de polarización de las señales (en el caso del paquete procesamiento SEISLINK® se realiza por el método de los momentos de inercia).

La componente vertical negativa se sitúa a 90 grados, en el sentido de las agujas del reloj, de la componente Directa y pasa a llamarse componente Perpendicular (P).

Por su parte, la componente transversal permanece sin variar puesto que es el eje de rotación. (VSFusion, 2003)

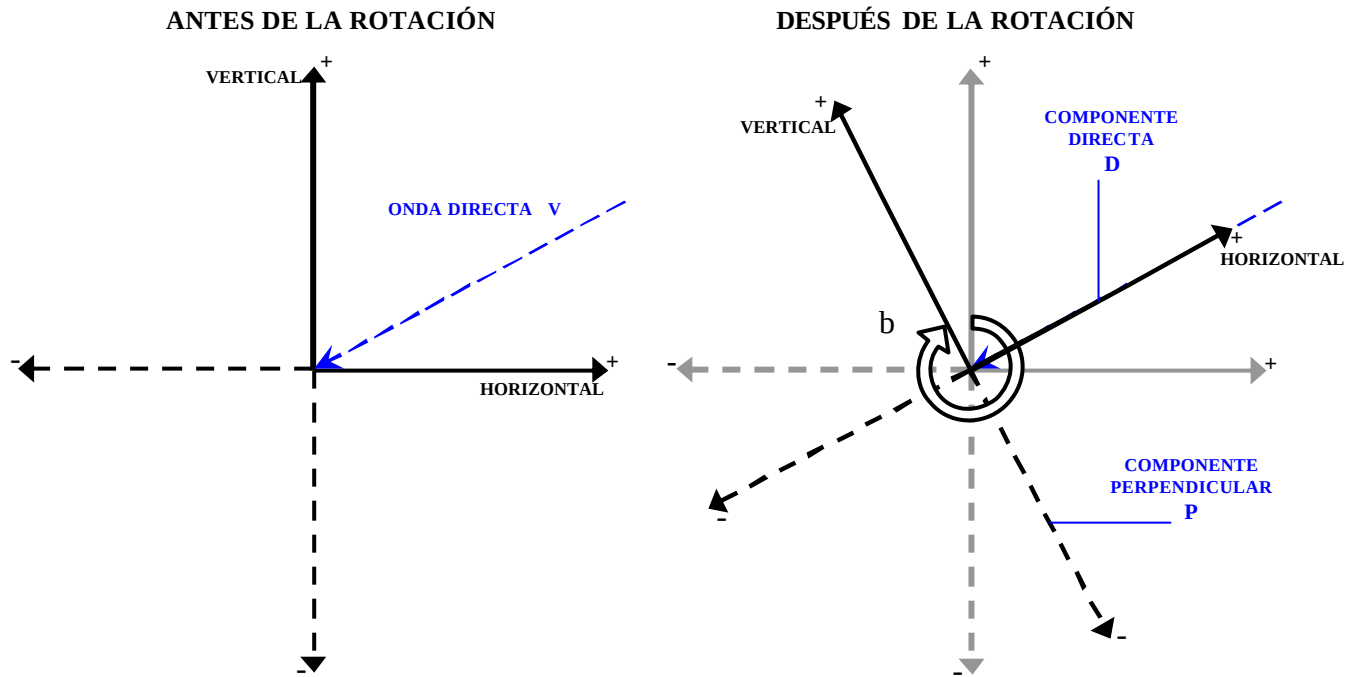


Figura 4.3. Rotación vertical. Antes de la rotación vertical se muestra la onda directa V respecto al plano horizontal (HORIZONTAL 1 proveniente de la anterior rotación horizontal) y vertical. Después de la rotación vertical, en sentido horario, se hace coincidir el eje horizontal con la onda directa V y el eje vertical es perpendicular a la misma. De esta forma se divide la energía recibida por el receptor en dos componentes, la DIRECTA en el eje horizontal y la PERPENDICULAR en el eje vertical. (Modificado de VSFusion, 2003)

4.1.2.5. Rotación inversa

Consiste en devolver la rotación vertical para volver al sistema de referencia justo después de la rotación horizontal y para poder realizar la rotación basada en modelo.

4.1.2.6. Rotación vertical basada en un modelo de velocidades del medio

Se busca separar el campo de ondas ascendentes P de las ascendentes P-S. Dado un modelo de velocidades se realiza un trazado de rayos sobre éste, y se

calculan los tiempos de llegada a los receptores y los ángulos de incidencia de campos de ondas provenientes de reflexiones, estos ángulos son asignados a los tiempos calculados y se interpolan para las muestras restantes de la traza.

Cuando se desea extraer el campo de ondas P ascendentes se utilizan las velocidades de onda P del modelo, los ángulos y los tiempos calculados anteriormente y de este modo, la componente vertical es rotada hacia las reflexiones, por lo tanto recibirá las mejores P ascendentes. En la componente H1 queda el residual de la rotación, la otra componente no es alterada. La rotación es ilustrada en la figura 4.4 , donde el ángulo de rotación es θ , en cambio, cuando se desea extraer el campo de ondas P-S se utilizan las velocidades de onda P cuando ésta va bajando y velocidades de onda S cuando el frente de onda es reflejado y tiene una dirección ascendente, cambiando el ángulo de incidencia con respecto a las P descendentes.

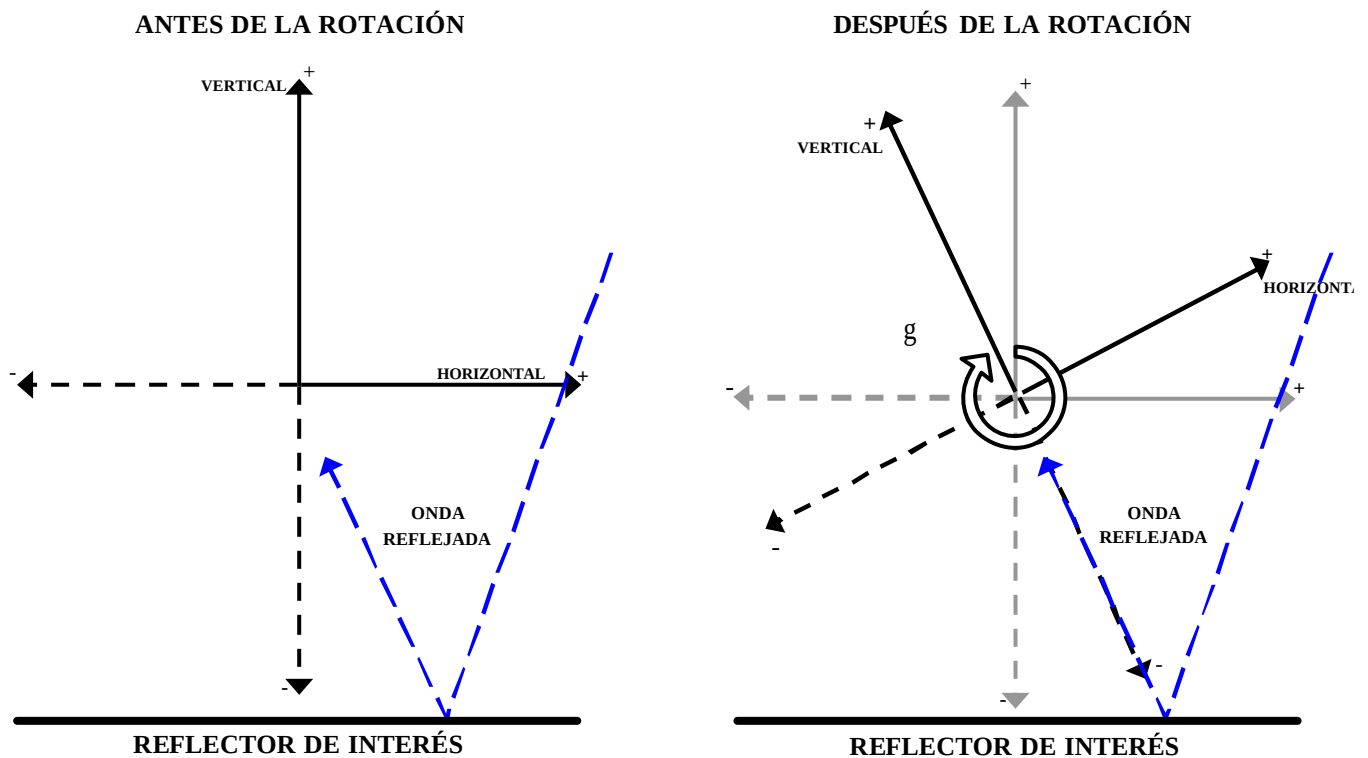


Figura 4.4. Rotación basada en modelo. Luego de haber aplicado la rotación vertical y la rotación vertical inversa se muestra como antes de la rotación basada en modelo la onda reflejada incide en el reflector de interés y de refleja hacia el sistema coordenado que representa el arreglo de receptores. Después de la rotación se nota como se hace coincidir el eje vertical para obtener la información del campo de ondas ascendentes, proveniente del reflector de interés. (Modificado de VSFusion, 2003)

4.1.2.7. Transformación VSP-CDP

Cuando se habla del concepto del apilamiento horizontal de un conjunto de datos VSP, generalmente, se suele hacer referencia a lo que comúnmente es denominado “VSP-CDP *mapping*” o simplemente transformación VSP-CDP. (Hardage, 2000)

Si la geometría de adquisición de un VSP es tal, que las interfases reflectoras son iluminadas por diversos radios de las zonas de Fresnel, más allá de las cercanías del pozo, entonces el trazado VSP-CDP puede ser definido como cualquier proceso que transforme las trazas de un VSP en una sección sísmica vertical que se inicia desde el mismo pozo y se extiende lateralmente hasta el punto de reflexión más lejano que se encuentre en los datos proveídos por el VSP.

Este tipo de transformación ha recibido una considerable atención puesto que reproduce una imagen del subsuelo, que posee una mayor resolución que la que es construida a partir de los datos grabados en sísmica de superficie. Esto es el resultado de tener un receptor VSP muy cercano a la geología de la cual se quiere obtener una imagen.

Este principio de reducir las zonas de Fresnel, colocando receptores muy cercanos a la superficie del objetivo que se quiere definir se usa similarmente en el perfilaje sísmico profundo en el agua.

Innumerables investigaciones han desarrollado una amplia variedad de algoritmos para esta transformación VSP-CDP tanto para VSP con desplazamiento largo y VSP con desplazamientos múltiples. Estos procedimientos de procesamiento son usados, generalmente, en el desarrollo de yacimientos donde es esencial obtener imágenes detalladas de las facies del mismo y ubicaciones precisas de las fallas.

El concepto de la figura 4.5 muestra un procedimiento de transformación a CDP para una traza VSP. Para algunos intérpretes, la traza arqueada (“arcuate”), apariencia distorsionada de una traza graficada en este formato es un tipo muy poco familiar y extraño de enseñar los datos. Por lo tanto, lo deseado es un

procedimiento de transformación que logre trazas CDP verticales y uniformemente espaciadas.

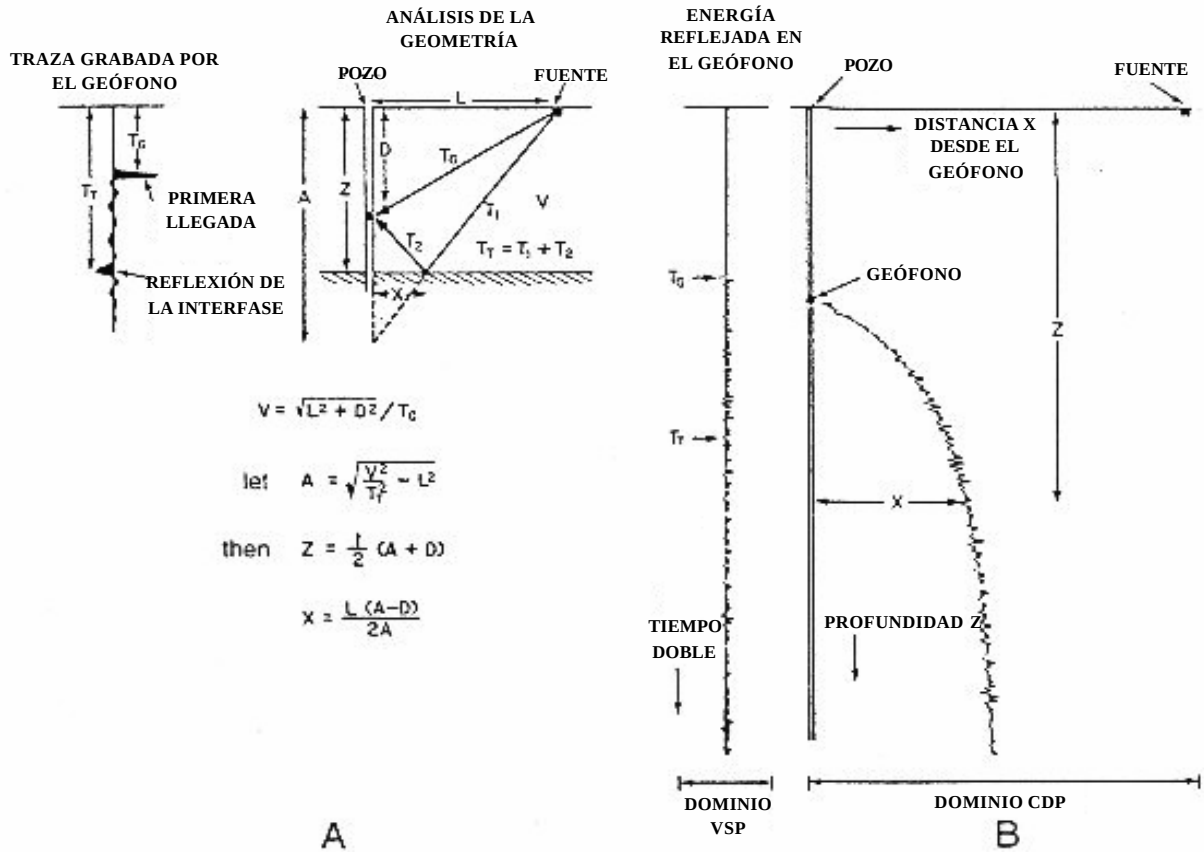


Figura 4.5. (A) Modelo del subsuelo de una sola capa y las asunciones que se realizan en cuanto a la trayectoria de los rayos rectos y que se toman en cuenta en la mayoría de los procedimientos de transformación VSP-CDP de primera generación. (B) Aspecto que posee una traza VSP luego de ser transformada al dominio CDP, utilizando el procedimiento señalado en A. (Modificado de Hardage, 2000).

Este tipo de visualización de las trazas puede conseguirse, introduciendo el concepto de una ventana de apilamiento en el dominio del tiempo-CDP.

Un mallado hipotético de ventanas de apilamiento verticales se muestran, en la figura 4.6, sobrepuestos en una secuencia de, aproximadamente, 90 trazas VSP que se graficaron individualmente en el dominio CDP en tiempo.

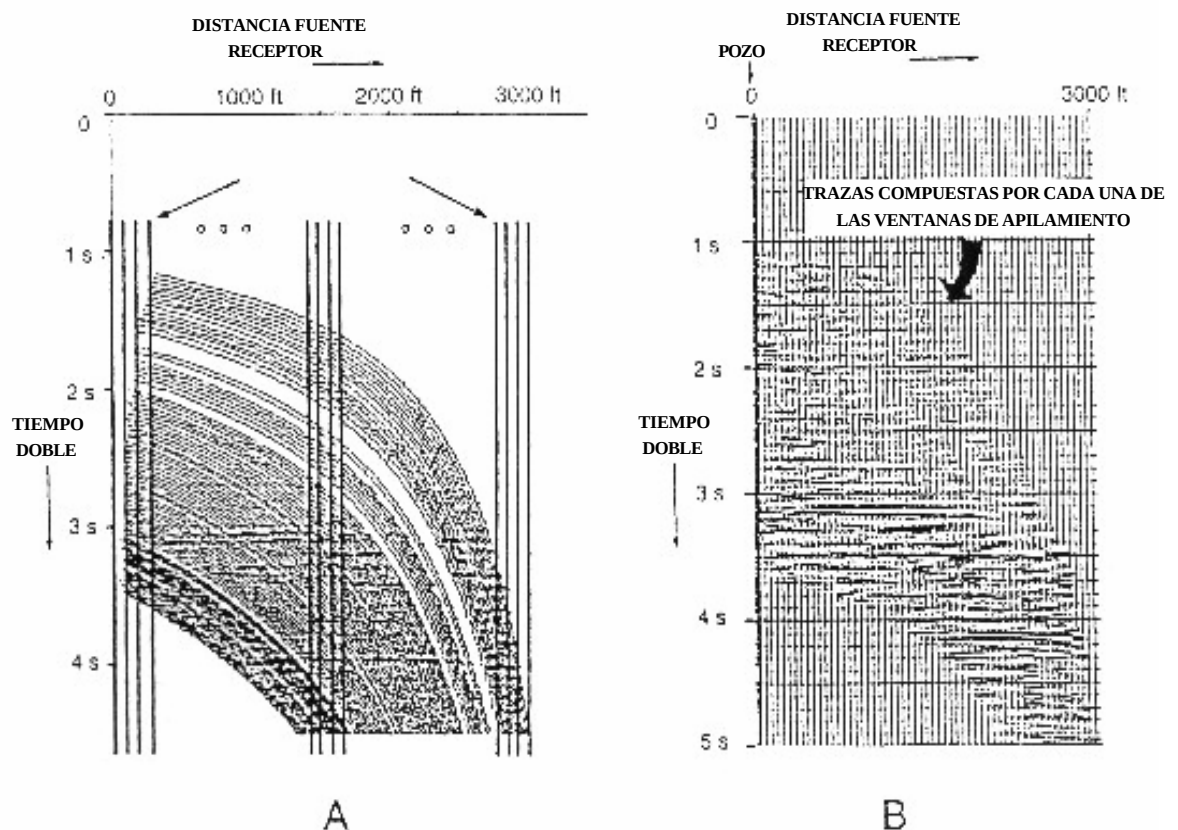


Figura 4.6. Presentación de una transformación VSP-CDP. Los intérpretes sísmicos se encuentran mucho más familiarizados con este tipo de presentación que con la traza arqueada mostrada en la figura 4.5 y que puede lograrse mediante la introducción del concepto de ventana de apilamiento. En (A) se muestra un mallado hipotético de una ventana vertical de apilamiento puesto sobre las trazas VSP transformadas. Los datos contenidos dentro de cada ventana de apilamiento pasan a formar una traza verticalmente orientada, lo cual se muestra en (B). Esta forma de mostrar la transformación VSP es muy similar a la que se utiliza para mostrar datos apilados de sísmica de superficie.
(Modificado Hardage, 2000).

El número de ventanas de apilamiento este mallado es arbitrario y se encuentra determinado por el espaciamiento del CDP que el intérprete desee crear y por cuan grande sea la cobertura del apilamiento que se necesite para obtener una traza CDP con una relación señal-ruido adecuada. En este caso, en particular,

en la sección B se observan 56 trazas en la imagen CDP puesto que el procesador definió 56 ventanas a través de las trazas transformadas del VSP.

Si se observan cuidadosamente las trazas transformadas en la sección A, se percibe que la cobertura de los datos (número de trazas) con la ventana de apilamiento se incrementa con respecto al tiempo (y profundidad). Este incremento en la cobertura de apilamiento se muestra a través de las líneas más gruesas que van contando la cobertura en la figura 4.7.

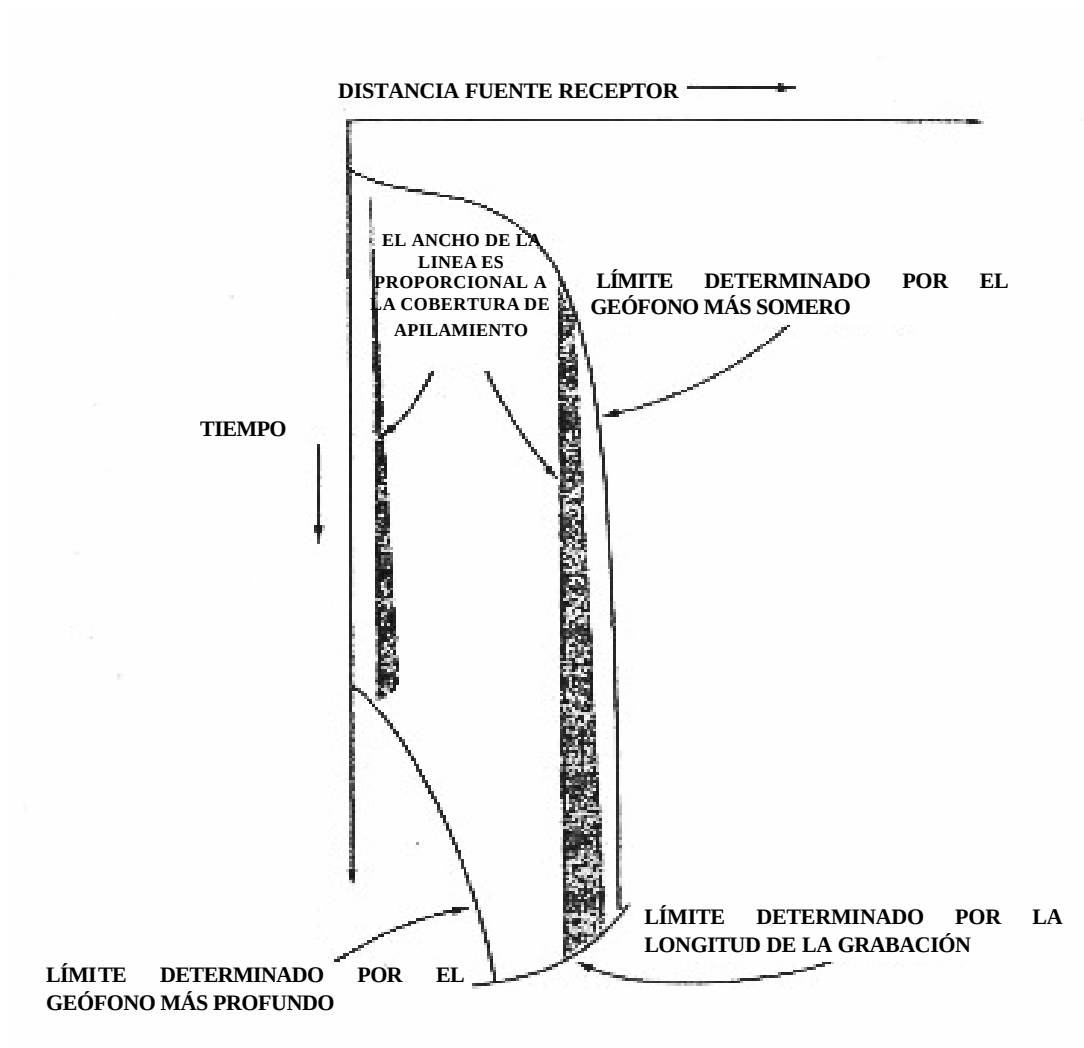


Figura 4.7. La cobertura de apilamiento en un proceso de transformación VSP-CDP. La cobertura varía a través de toda la imagen del subsuelo. Las dos líneas verticales y oscuras son gráficos que llevan el conteo de la cobertura y muestran el comportamiento de la cobertura de apilamiento para una distancia fuente-receptor fija. Mientras más ancha sea la línea de conteo, mayor será la cobertura. Por lo general, la cobertura de apilamiento para una distancia fija en un VSP, aumenta conforme aumenta el tiempo o la profundidad y a medida que aumente la distancia fuente-receptor. (Modificado Hardage, 2000).

Esta cobertura de apilamiento también se incrementa con la distancia fuente receptor en el CDP para cada distancia fija fuente receptor del VSP, lo cual no se ve con facilidad en la figura 4.6.

Este último incremento en la cobertura de apilamiento se muestra en la figura 4.7 por un ligero engrosamiento en las líneas del conteo de cobertura para distancias mayores.

El valor interpretativo de una imagen CDP, creada de la forma en que se muestra en la figura 4.5 es limitado, en primer lugar, por el hecho que la construcción de la imagen se basa en un modelo de capas horizontales y un trazado de rayos recto. Algunos algoritmos permiten que las capas tengan un buzamiento diferente a cero, pero con la restricción que todas las capas tengan el mismo. Estas asunciones simplifican los cálculos matemáticos y el procedimiento de transformación, pero generalmente prohíben que los programas construyan imágenes precisas del subsuelo cuando existe una presencia cercana de estructuras geológicas complejas.

La técnica más rigurosa para realizar una transformación VSP-CDP que evada mucha de las limitaciones de los primeros algoritmos para rayos rectos, es un procedimiento de modelado que asigne una velocidad particular para cada unidad estratigráfica alrededor del pozo, lo cual permite que esas capas tengan un buzamiento variable, y luego ubica los puntos de reflexión de esa superficie en el subsuelo, iluminada por el VSP, trazando rayos por medio de esta velocidad a partir de cada ubicación de fuente hasta cada receptor.

Esos rayos se refractan, preferentemente, para cada cambio de impedancia en vez de asumir que ellos viajan como rayos rectos como en los algoritmos de primera generación. Existen ciertas situaciones donde las asunciones del programa de computación construyen un procedimiento de transformación VSP-CDP que no viola las condiciones geológicas en las cercanías del pozo, esas transformaciones VSP-CDP pueden proporcionar una imagen confiable de alta resolución del subsuelo.

Un ejemplo actual de un procedimiento de transformación VSP-CDP la cual se usa en una situación donde las asunciones del programa de computación y la geología armonizan para proporcionar una imagen de alta calidad se muestra en las figuras 4.8 y 4.9.

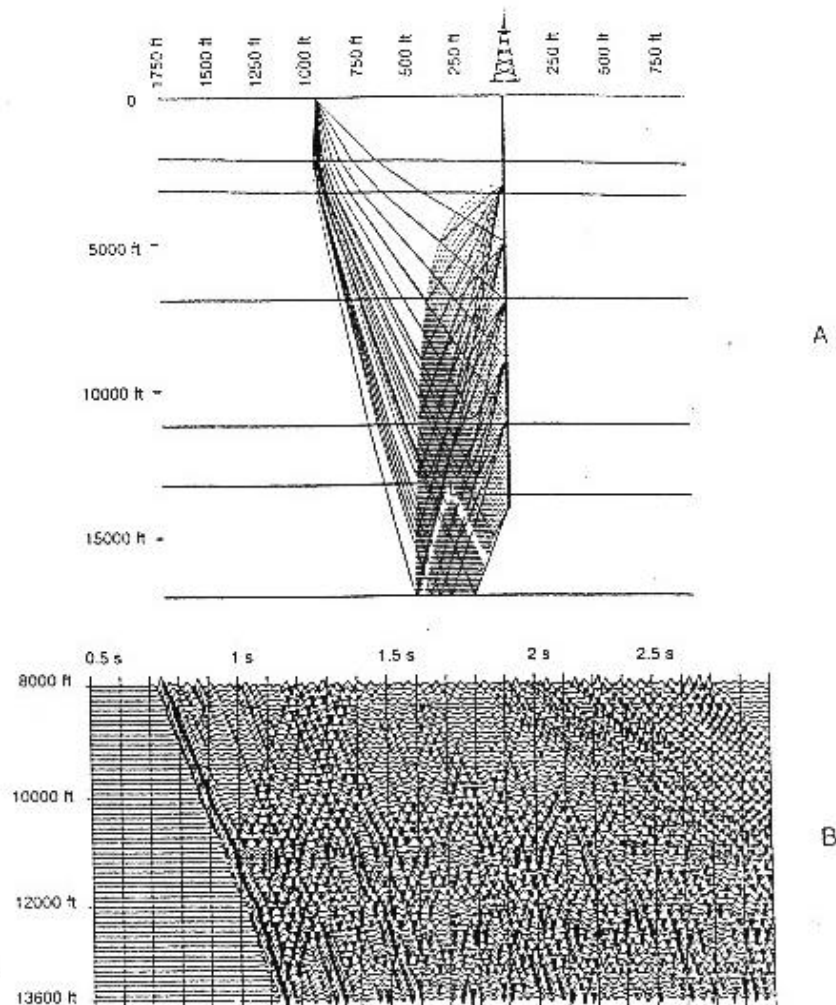


Figura 4.8. (A) Un modelo de trazado de rayos para un VSP con desplazamiento largo donde el objetivo era detectar una supuesta falla a una profundidad aproximada de 13000 pies. (B) Datos VSP grabados. (Modificado Hardage, 2000).

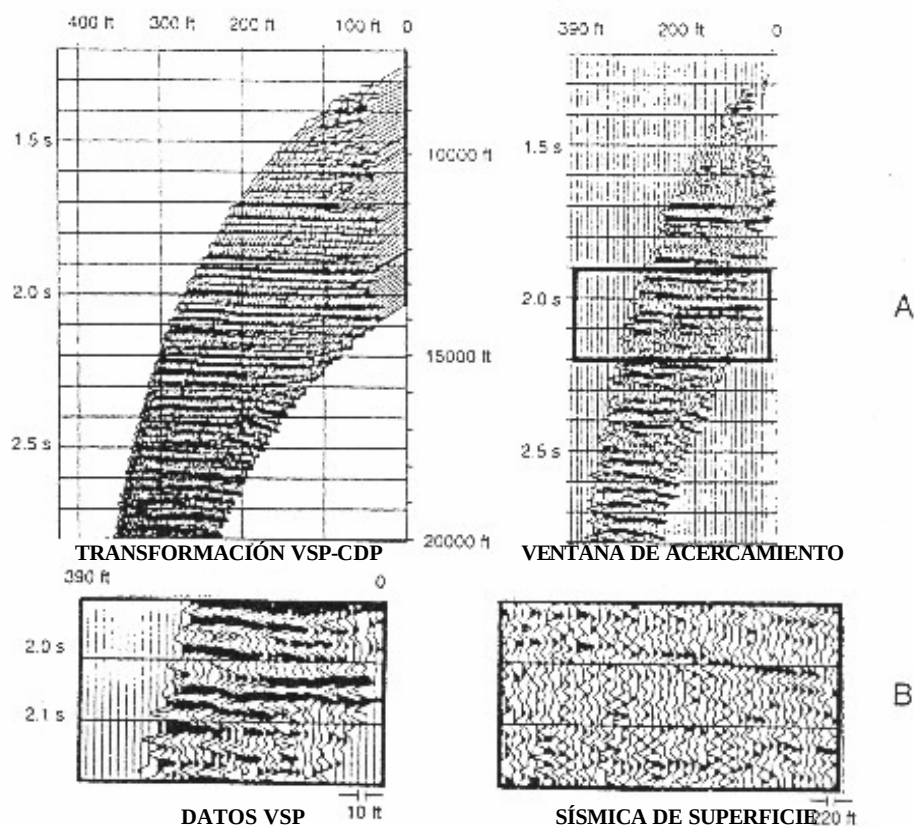


Figura 4.9. (A) Transformación VSP-CDP y ventana de acercamiento de las reflexiones primarias ascendentes, extraídas del panel B de la figura 4.8. (B) Comparación entre la imagen generada por los datos VSP y la originada por los datos de sísmica de superficie, dentro del intervalo estratigráfico en que se sospecha está la falla.
(Modificado Hardage, 2000).

4.1.1.8. Técnicas avanzadas de migración para datos VSP

Aunque las técnicas de transformación VSP-CDP que se encuentran disponibles en la industria se han usado para producir imágenes del subsuelo de alta relevancia en las cercanías del pozo, diversos investigadores consideran la migración como una forma mucho más rigurosa mediante la cual se pueden generar imágenes del subsuelo a partir de datos VSP. (Hardage, 2000)

Existe, por lo menos, una distinción importante que destacar entre la migración y la transformación VSP-CDP la cual lleva a concluir lo siguiente: en el contexto en que es usado el término de migración se refiere a un proceso de canales múltiples, mientras que la transformación VSP-CDP es un proceso que manipula, únicamente, una traza a la vez. Debido a esta diferencia fundamental, se formula una migración VSP que tiene el potencial de generar una imagen de mucha mayor calidad que la producida traza a traza por la transformación VSP-CDP.

Cuando se diseña un algoritmo de migración VSP, existen variadas diferencias de importante relevancia, que se tienen en mente, entre las condiciones bajo las cuales se realiza la migración de datos de sísmica de superficie y las condiciones bajo las cuales se deben migrar los datos VSP, así como:

- a)** El perfil horizontal de la velocidad es general y razonablemente constante a través de una gran propagación de geófonos en la superficie, mientras que la velocidad a lo largo de un arreglo vertical de receptores para un VSP varía enormemente. Por esta razón, los operadores de migración para datos VSP deben ser mucho más consistentes que los operadores que migran datos de sísmica de superficie, ya que deben funcionar en un campo de velocidades que varía mucho más en las posiciones de cada receptor.
- b)** Las trazas VSP constan de una información escasa, comparadas con el número de trazas en una línea de sísmica de superficie. Por ello, los efectos de borde representan un gran problema en la imagen migrada de un VSP.
- c)** Un campo de ondas ascendentes arriba perpendicularmente a una línea de receptores ubicados en la superficie, pero se propaga paralelamente a una línea de receptores verticales como se utiliza en los VSP. Por consiguiente una migración VSP en tiempo debe propagar el campo de ondas ascendentes en una dirección perpendicular a la dirección en la que el operador de migración mueve los datos en superficie.
- d)** Como es evidente, la fuente y el receptor se encuentran bastante cercanos en la grabación de datos de sísmica, mientras que en la adquisición de un VSP se

encuentran bastante separados. Esta diferencia hace que varias de las asunciones que presentan ciertos algoritmos para la migración de datos de sísmica de superficie, sean violadas cuando se aplican a datos de VSP.

- e) Los datos VSP, generalmente, poseen eventos correspondientes a ondas P y SV difractadas lo que quiere decir que ambos campos de velocidades deben ser utilizados para migrar los datos, o en su defecto, que todos los eventos SV deben ser extraídos cuidadosamente del campo de ondas P-ascendentes antes que éste sea migrado.
- f) Una migración VSP debe operar tanto con el campo de ondas ascendentes como el descendente, mientras que en el caso de la migración de sísmica de superficie solamente el campo de ondas ascendentes se encuentra envuelto en el proceso.

Algunas de estas diferencias se pueden minimizar; restringiendo el proceso de migración VSP para un conjunto de datos grabados bajo un tipo de geometría de desplazamientos múltiples, en la cual el arreglo de receptores en el subsuelo no se extiende a lo largo de una distancia vertical. Específicamente, en un VSP de este tipo, la condición descrita en el punto **a** (con respecto a la variación de la velocidad a través de un despliegue vertical de receptores) y en el punto **c** con respecto al efecto geométrico (dirección del arribo del campo de ondas ascendentes a los receptores) se convierten en las mismas condiciones con las que los procesadores deben lidiar con la migración de datos de sísmica de superficie.

Una formulación bastante frecuente que se utiliza para migrar datos VSP es la integral de Kirchhof. De acuerdo con la teoría, los eventos ascendentes y descendentes pueden ser migrados simultáneamente en el campo total de ondas por el algoritmo de Kirchhof si el campo de ondas descendentes es migrado apropiadamente e incrementa su fase para convertirse en una señal muy fuerte de una amplitud extremadamente alta, de modo que represente la salida inicial de la fuente.

Aunque el resultado de esta migración resulta de poco interés desde el punto de vista geológico, sirve para confirmar si se cumple o no lo siguiente:

- El algoritmo fue formulado apropiadamente
- Ha sido usada la velocidad adecuada para extrapolar el campo de ondas
- Los datos VSP violan alguna de las asunciones incorporadas en el cálculo matemático del proceso de migración.

Estas ideas, a su vez, crean seguridad en la imagen creada mediante la migración del campo de ondas ascendentes. Por ello ciertos procesadores prefieren no migrar el campo de ondas descendentes, y primero separan los eventos ascendentes de los descendentes para luego mirar únicamente el campo de ondas ascendentes.

El hecho que los receptores puedan estar ubicados cerca de las interfases reflectoras de las cuales se quiere obtener una imagen, introduce un problema adicional en la evaluación de la integral de Kirchhof, debido que el integrando posee un término $1/R$, donde R es la distancia entre el receptor y el punto de difracción en el subsuelo. Esto conlleva a modificar la evaluación a medida R se hace cada vez menor.

La migración de Kirchhof para datos VSP se realiza, generalmente, en dos pasos. En primer lugar se utiliza el comportamiento de la velocidad entre la superficie y los receptores en el subsuelo (determinado a partir de las primeras llegadas obtenidas del VSP o a partir de un registro sísmico corrido en el pozo) para proyectar matemáticamente las fuentes al mismo nivel en que se encuentran los receptores en el subsuelo.

La respuesta típica del VSP se ve alterada por este proceso, de manera tal que se hace equivalente a la respuesta que tendría si las fuentes estuvieran realmente a esta profundidad. Los cambios más resaltantes en los datos son que los tiempos de viaje son menores y las reflexiones ascendentes muestran una curvatura mayor.

La importancia de este primer paso radica en una vez que la fuente y los receptores se encuentran a una misma profundidad, los algoritmos que se utilizan para sismica de superficie pueden ser utilizados para migrar los datos VSP.

En el segundo paso, asumiendo un comportamiento de velocidad determinado para profundidades por debajo del receptor, el campo de ondas ascendentes VSP alterado anteriormente se migra hacia los puntos en el subsuelo donde se originó.

Un cambio de tiempo estático puede aplicársele a los datos migrados del VSP de forma que la imagen se observe en tiempo doble como en el caso de los datos de sismica de superficie.

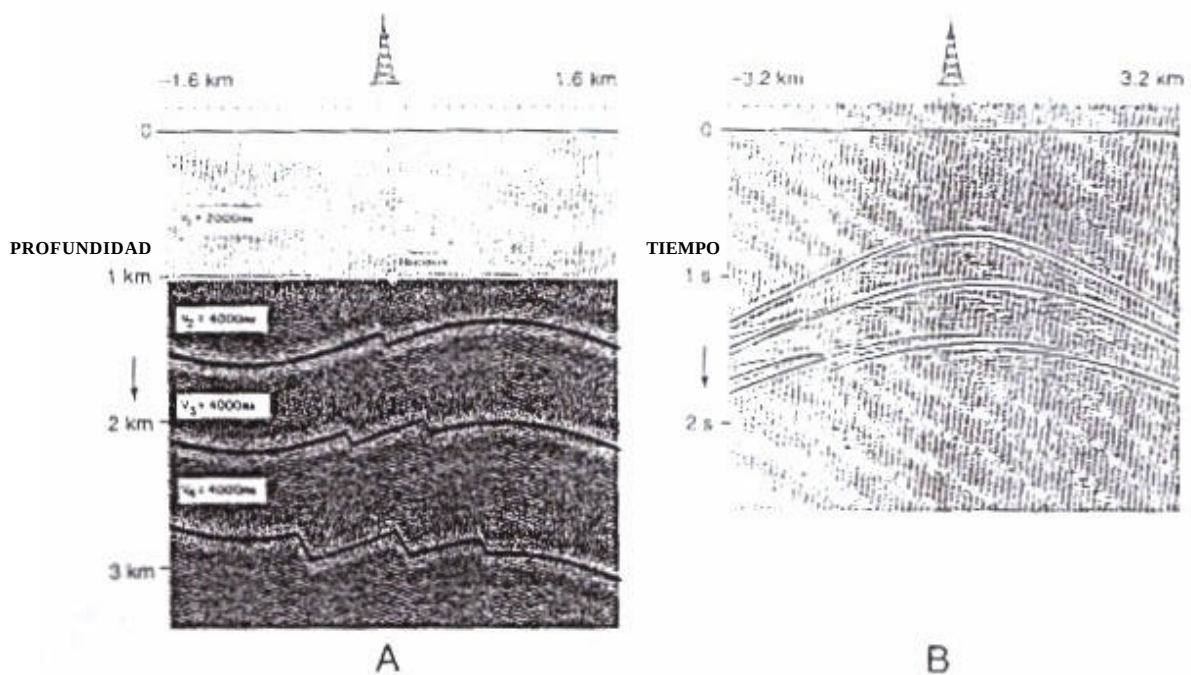


Figura 4.10. VSP sintético con desplazamientos múltiples. (A) Modelo estratificado sobre el cual se aplicará el VSP. (B) Campo de ondas ascendentes del VSP.
(Modificado Hardage, 2000).

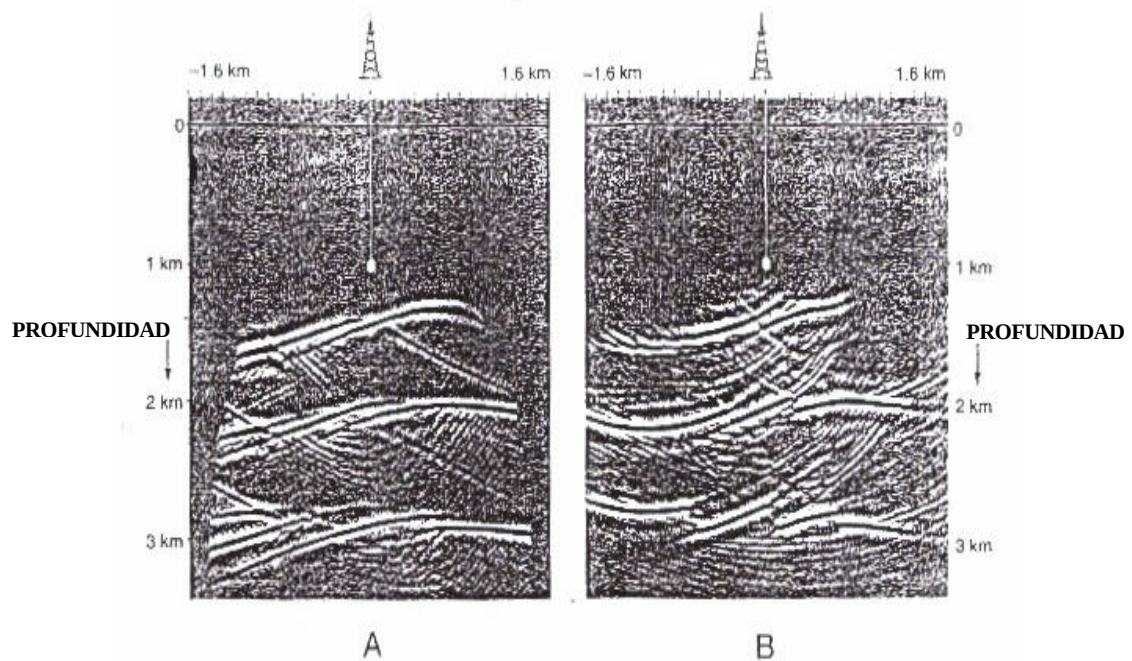


Figura 4.11. (A) Transformación VSP-CDP de un VSP sintético con desplazamientos múltiples. Se muestra la transformación VSP-CDP convertida a profundidad, de los datos del VSP “walkaway” mostrada en el panel B de la figura 4.10. El algoritmo que genera la transformación asume un modelo de capas planas. (B) Migración de Kirchhof, convertida a profundidad, de los datos del VSP “walkaway” mostrada en el panel B de la figura 4.10. En este ejemplo la migración produce una imagen mucho más precisa de la que se presenta en el panel (A). (Modificado Hardage, 2000).

4.2. Metodología de procesamiento del VSP con desplazamientos múltiples

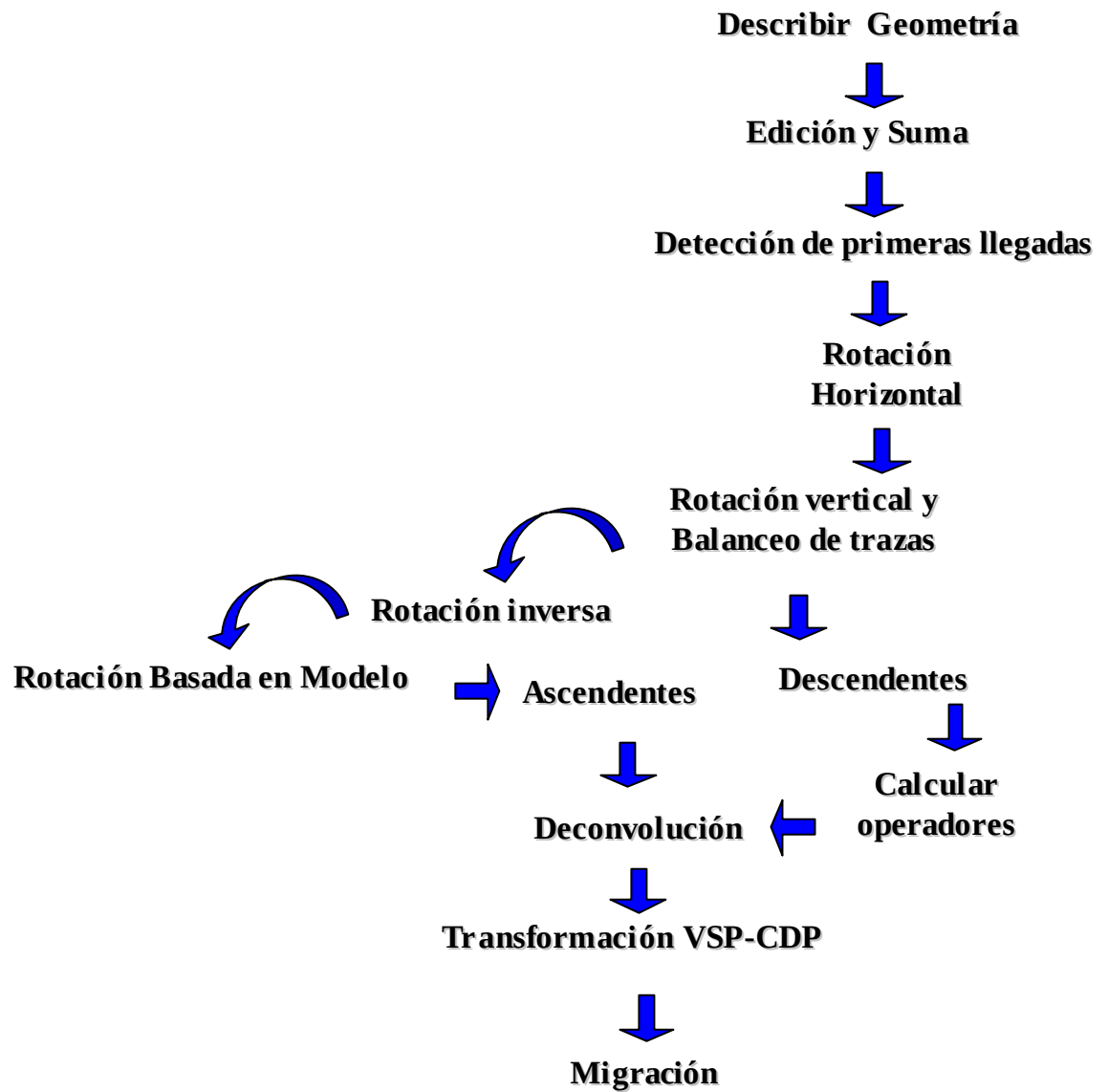


Figura 4.12. Flujograma simplificado de procesamiento para un VSP con desplazamientos múltiples.

4.2.1. Descripción de la geometría

En este paso se verificaron y corrigieron los encabezados del conjunto de datos para poder definir como se encuentran localizadas las fuentes con respecto al pozo.

Se especificaron coordenadas y elevaciones para las 37 posiciones de fuente de la adquisición, así como la ubicación de los 2 receptores dentro del pozo.

Se tiene un conjunto de datos de 3 componentes por cada receptor en el pozo, donde cada una representa la información grabada en las diferentes direcciones por cada uno de los receptores: (figura 4.13)

- **2 Componentes 1:** representan la componente vertical.
- **2 Componentes 2:** representan la componente horizontal 1.
- **2 Componentes 3:** representan la componente horizontal 2.

4.2.2. Preprocesamiento de Receptores de Niveles Múltiples (MLR)

Para poder simplificar los datos y llevarlos a un formato de 3 componentes, y poder procesarlos, fue necesario realizar un preprocesamiento multinivel MLR.

Mediante este preprocesamiento, el paquete SEISLINK®, reordena todas las componentes de una misma dirección en forma ascendente, con respecto a la profundidad medida, en un grupo de datos denominado “Common Receiver Gathers”.

4.2.3. Edición y Suma

Los datos se presentan como un conjunto de “CRG’s” “Common Receiver Gathers”, lo que se podría definir como aquel conjunto de trazas originadas a partir de diferentes fuentes que poseen un receptor en común.

De forma que los datos se van sumando grupo por grupo, verificando las trazas defectuosas y eliminándolas según el caso.

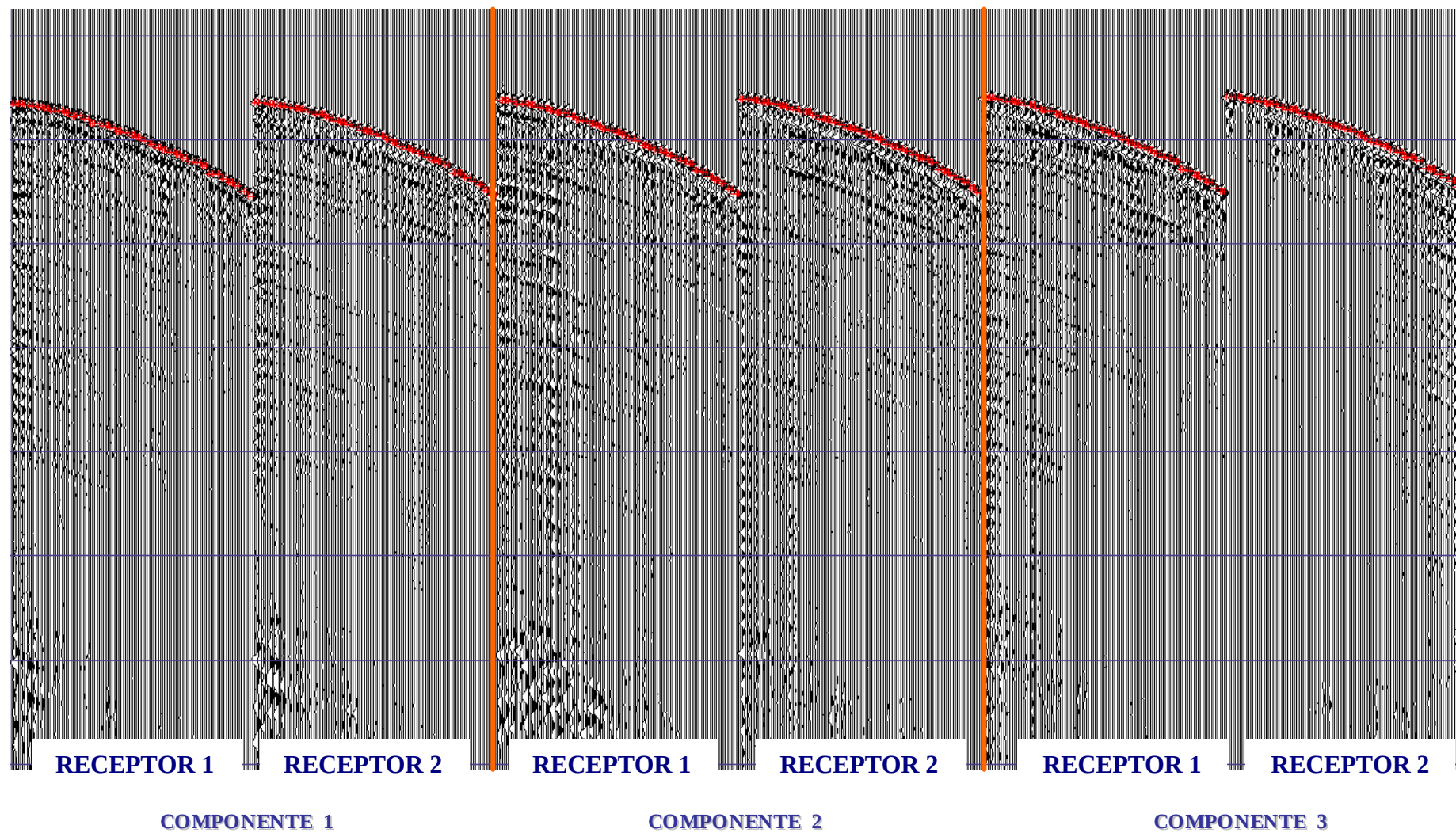


Figura 4.13. Datos VSP con desplazamientos múltiples de tres componentes antes del procesamiento MLR. Estos datos fueron grabados con una herramienta de dos niveles.

4.2.4. Detección de las primeras llegadas

Se eligió una de las componentes, y se detectaron las primeras llegadas en el pico de mayor amplitud, en este caso un valle, luego se copió el tiempo de estas primeras llegadas a las componentes restantes.

4.2.5. Rotación horizontal

Para realizar la rotación horizontal, el programa realiza un procedimiento matemático de autovalores entre las dos componentes horizontales, alineando la horizontal 1 con la horizontal 2 y se obtiene la rotación horizontal en base a una ondícula completa, a partir de las primeras llegadas obtenidas anteriormente.

- **Componente 1:** Vertical.
- **Componente 2:** Radial.
- **Componente 3:** Transversal.

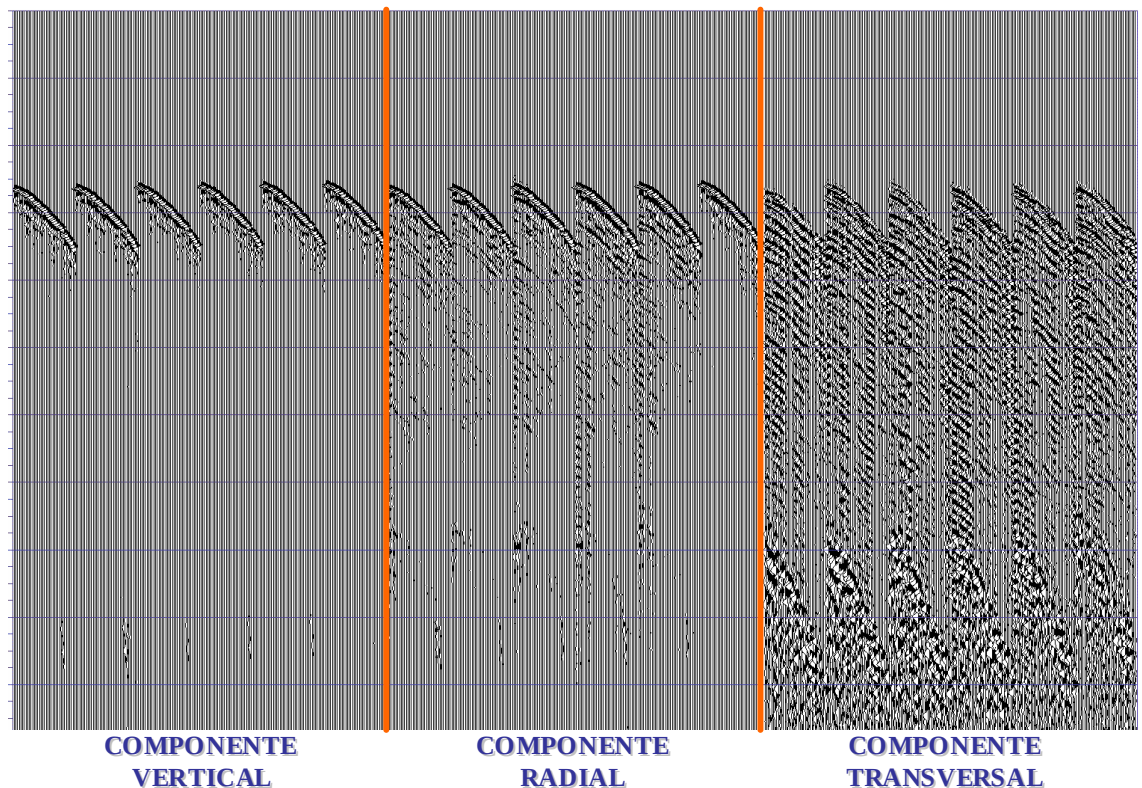


Figura 4.14. Datos VSP después de la rotación horizontal.

4.2.6. Rotación vertical

Al igual que en el paso anterior, se introduce al archivo obtenido de la rotación horizontal en el mismo modulo de rotación de tres componentes y luego se selecciona la opción Rotación vertical y el programa procede a realizar el mismo procedimiento entre la componente radial (resultado de las dos componentes horizontales) y la vertical.

Luego de esto la energía queda repartida en tres componentes de la siguiente manera:

- **Componente 1:** Perpendicular.
- **Componente 2:** Directa.
- **Componente 3:** Transversal.

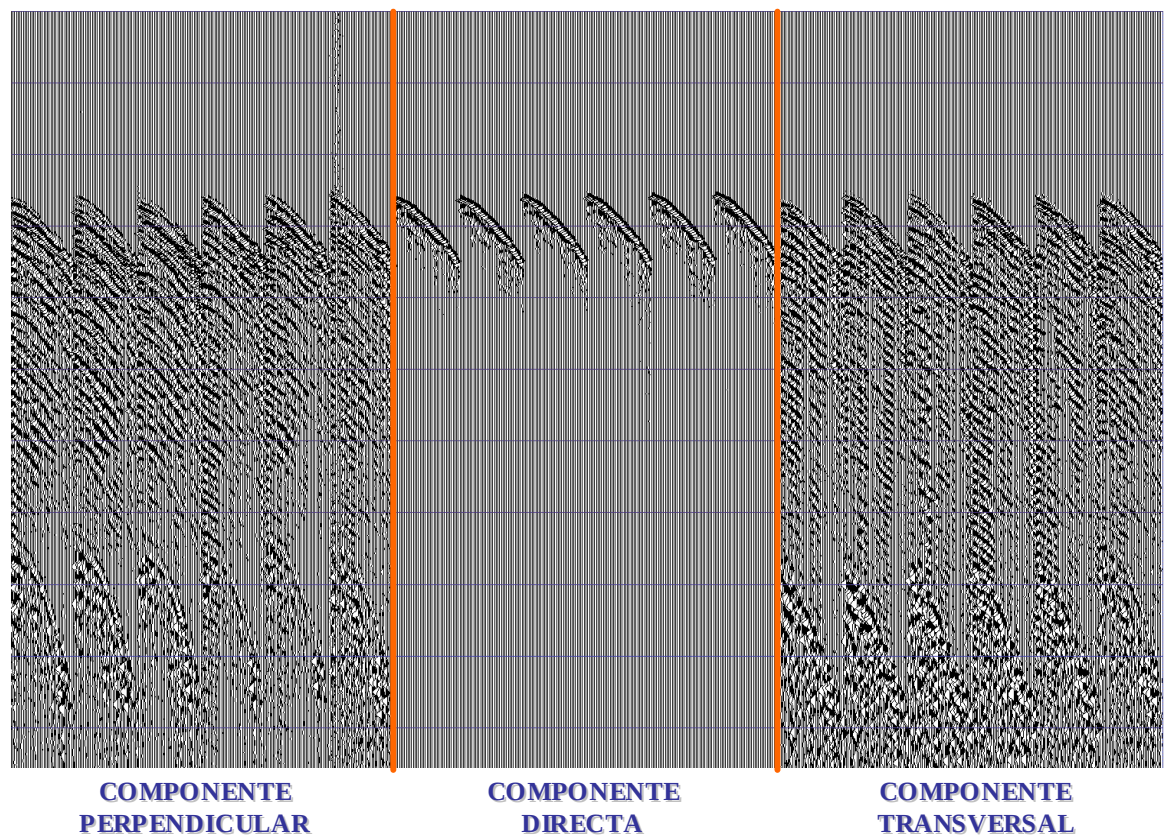


Figura 4.15. Datos VSP después de la rotación vertical.

4.2.7. Balanceo de trazas

En el caso de los datos VSP con múltiples desplazamientos, los cuales van a ser utilizados para un posterior análisis AVO, para realzar los eventos y no modificar el comportamiento de las amplitudes se utilizó un balanceo de trazas por un escalar de 2000 unidades.

4.2.8. Clasificación de conjuntos (“Batch Sorting”)

En este aparte de la metodología se deben ordenar los datos de una manera apropiada para poder continuar con el siguiente paso.

Lo que se hizo, básicamente, fue ordenar el conjunto de datos en base a tres datos principales, contenidos en los encabezados.

- Coordenada “Y” de las fuentes
- Profundidad medida de los receptores
- Numero de la traza

De esta forma se obtiene un conjunto de trazas para cada una de las fuentes, que van aumentando de acuerdo a la profundidad de los receptores y el número de estas. Esto es lo que se llama comúnmente CSG (Common Shot Gather).

4.2.9. Separación de componentes y aplicación de filtros de h mediana y mediana buzante

Luego de revisar los encabezados y verificar que los datos, en efecto, se encontraban ordenados como se esperaba, se procede a copiar cada una de las tres componentes, del cual consta el archivo que se ha venido trabajando, en archivos separado.

- **Primera componente:** Se le aplica un filtro de mediana buzante de 3 trazas con cuyo procedimiento se obtuvieron dos tipos de datos más.

Datos filtrados: se obtuvo un archivo correspondiente a las ondas S descendentes.

Datos substraídos: se obtuvo un conjunto de datos correspondiente a la diferencia de las ondas S descendentes.

- **Segunda componente:** Se le aplica un filtro de la mediana de 5 trazas y luego se obtuvieron, al igual que para la primera componente, dos tipos diferentes de datos adicionales.

Datos filtrados: se obtuvo un archivo correspondiente al campo de ondas P descendentes.

Datos substraídos: se obtuvo un conjunto de datos correspondiente a la diferencia del campo de ondas P descendentes.

- **Tercera componente:** esta componente se reserva para un paso posterior en el procesamiento. Contiene información, que para los efectos del presente procesamiento, se considera un desecho.

4.2.10. Unión de las componentes de diferencia (Merge Diff)

Del paso anterior se seleccionan los conjuntos de datos correspondientes a:

- Diferencia de ondas S descendentes.
- Diferencia de ondas P descendentes.
- Tercera componente del arreglo por conjuntos

se procede a unir estos datos para formar uno similar al que se introdujo al principio de la cadena de procesamiento.

Estos archivos pasarán a sustituir un tipo de componente dentro del nuevo conjunto de datos que se quiere crear:

- **Componente 1:** Diferencia de ondas S descendentes. Contiene información de ondas P ascendentes.
- **Componente 2:** Diferencia de ondas P descendentes. Contiene información de ondas S ascendentes.
- **Componente 3:** Tercera componente del arreglo por conjuntos.

El programa va tomando una traza de cada uno de los archivos y las va intercalando entre sí para obtener un conjunto de datos de tres componentes, denominado Fusión de las diferencias.

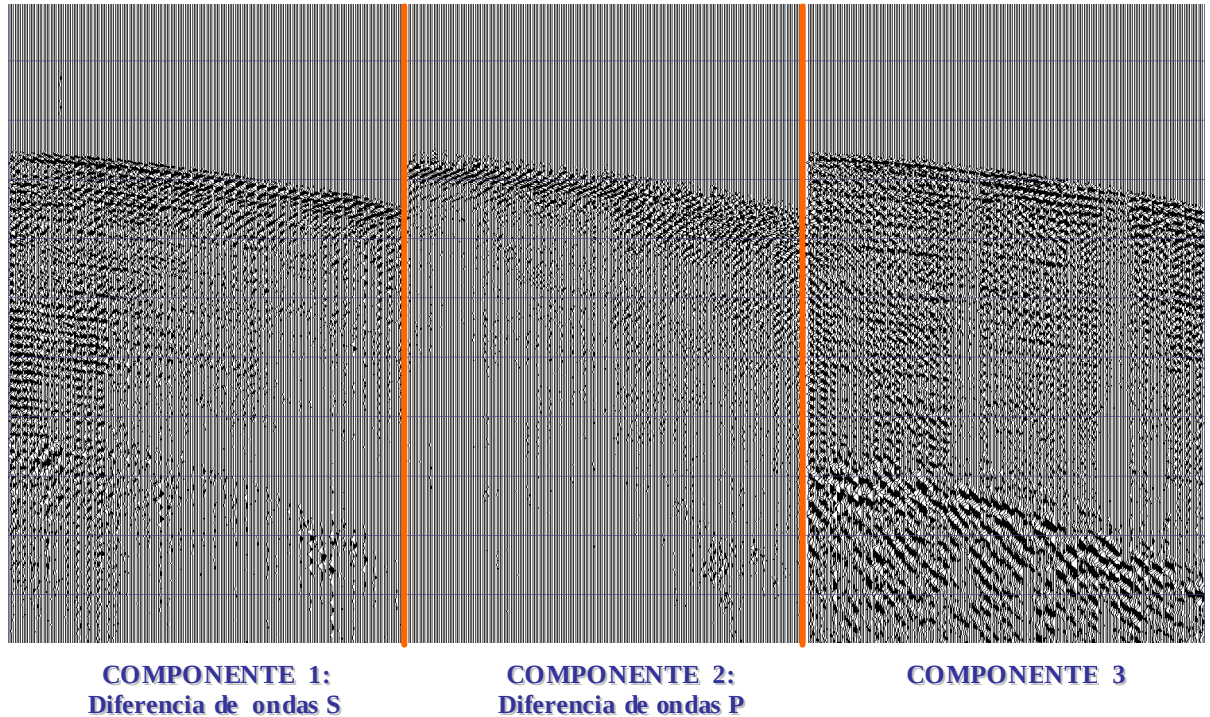


Figura 4.16. Unión de las componentes de diferencia. Resultado de la separación de los campos de ondas .

4.2.11. Rotación vertical inversa

Una vez obtenido el producto de la sección anterior se procedió a realizar la rotación vertical inversa. Con esta rotación se obtuvo un conjunto de datos de tres componentes cuyo sistema de referencia se encuentra justo como estaba antes de realizar la rotación vertical.

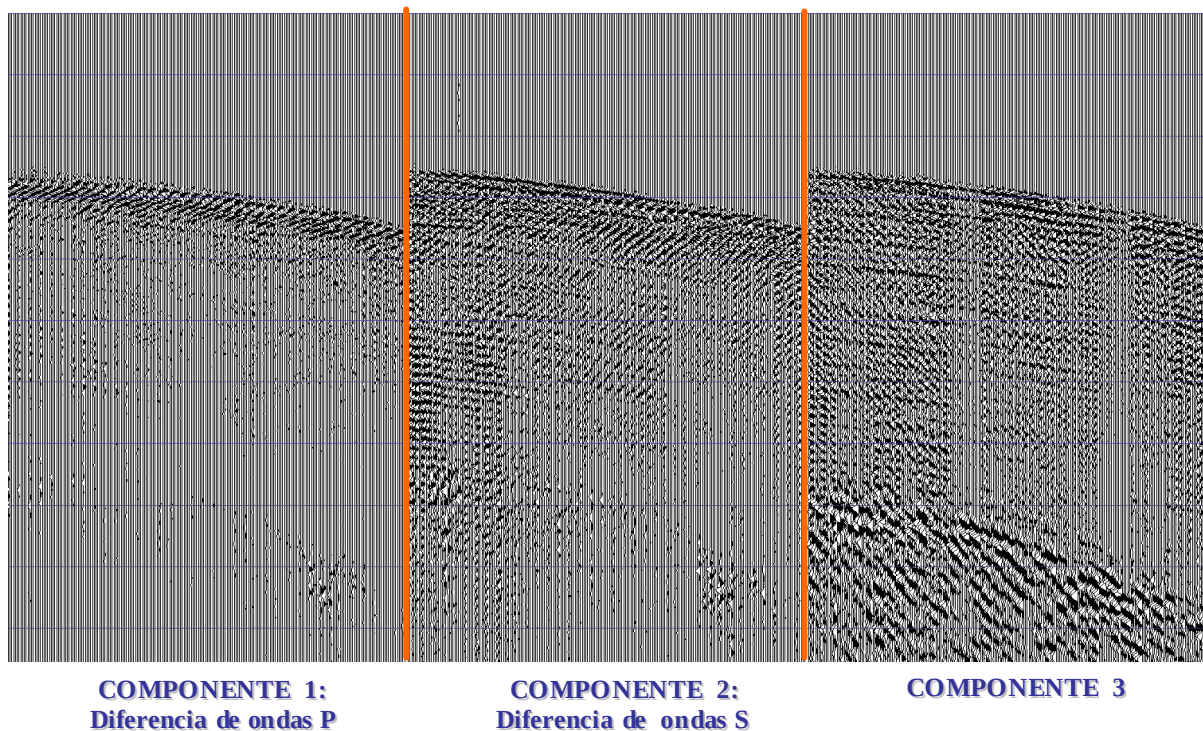


Figura 4.17. Datos VSP después de la rotación vertical inversa.

4.2.12. Rotación basada en modelo

Generación del Modelo de velocidades

Este momento es propicio para recordar el procesamiento del VSP con desplazamiento corto que se describió con anterioridad en la sección 3.2.6.

En este procesamiento se realizó una calibración del registro acústico que va a resultar de gran utilidad para la Rotación basada en modelo.

La calibración obtenida, si se observa con detalle, propone un rango de velocidades para cada disparo; esto viene a significar un número determinado de capas con diferentes rangos de velocidades.

Lo que se realiza en estos momentos, en base a estas velocidades, es promediar las mismas para obtener un menor número de capas con rangos de velocidades promedios.

Se realizó entonces, en base a la calibración anterior, un modelo de velocidades de 14 capas, que simplifica un poco las características geológicas y estructurales de la zona, y a su vez le brinda mayor definición a la zona de interés.

Esto hace que los cálculos que son realizados por el programa y el tiempo de máquina se reduzcan. Una vez obtenido el modelo de velocidades, se procede a introducir los datos provenientes de la rotación vertical inversa y el modelo de velocidades. El programa calcula los ángulos de reflexión y los asigna para cada tiempo de reflexión correspondiente a cada una de las trazas.

De este procedimiento se obtiene un conjunto de datos de tres componentes con la siguiente información:

- **Componente 1:** Ondas P ascendentes.
- **Componente 2:** Ondas S ascendentes.
- **Componente 3:** Información residual.

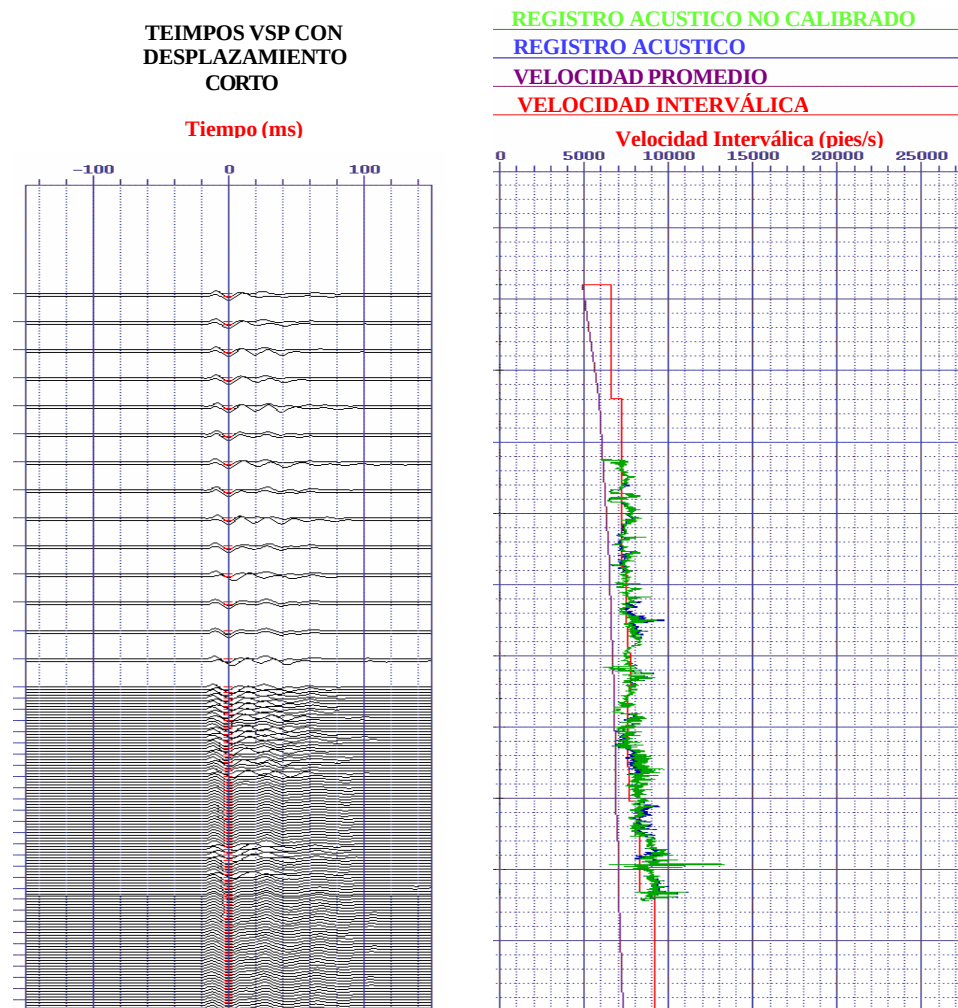


Figura 4.18. Modelo de velocidades generado a partir de la calibración del registro sísmico en el procesamiento del VSP con desplazamiento corto.

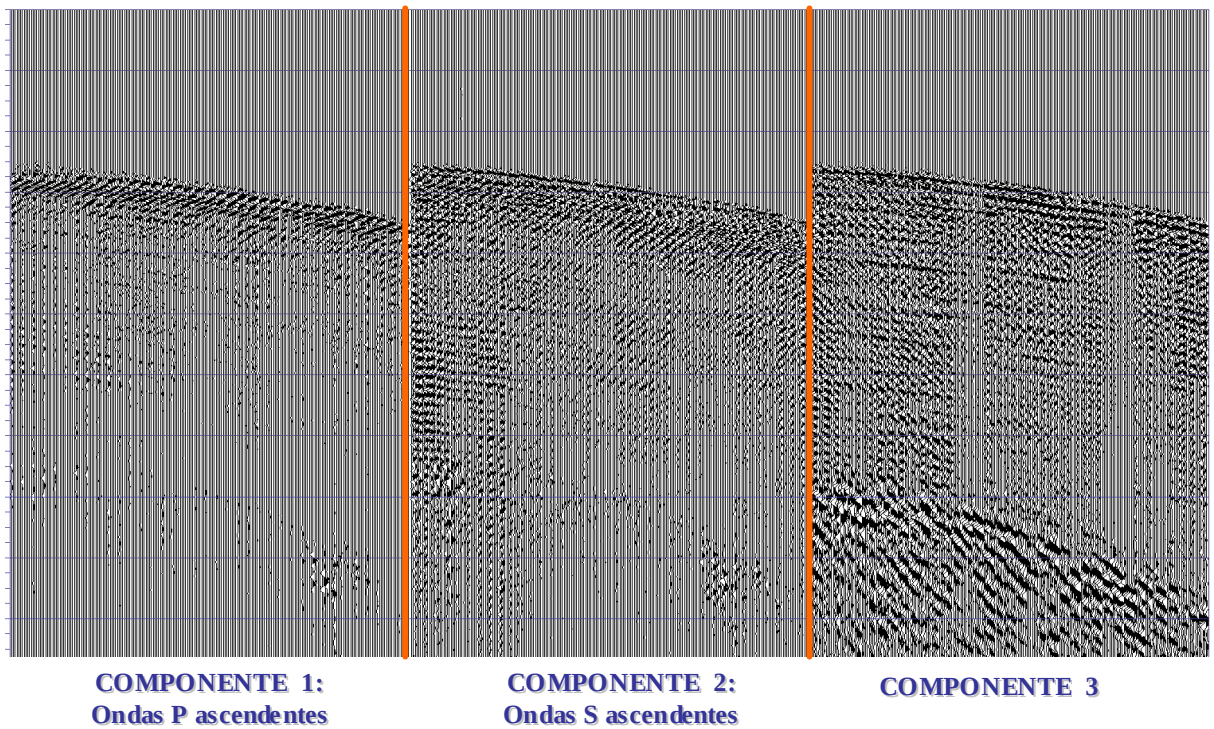


Figura 4.19. Datos VSP después de la rotación basada en modelo.

4.2.13. Deconvolución

Ya, habiendo realizado la rotación basada en modelo y haber separado las componentes del producto final de dicha rotación, se procedió a realizar la deconvolución determinística.

Esta deconvolución necesita de las ondas P descendentes, generadas en la sección 4.2.9, para poder calcular el operador con el cual se deconvolucionará el campo de ondas P ascendentes, que se encuentra en la primera componente del conjunto de datos obtenido en la sección 4.2.12.

Al deconvolucionar el campo de ondas P ascendentes se obtienen los campos de ondas P ascendente y P descendente deconvolucionados.

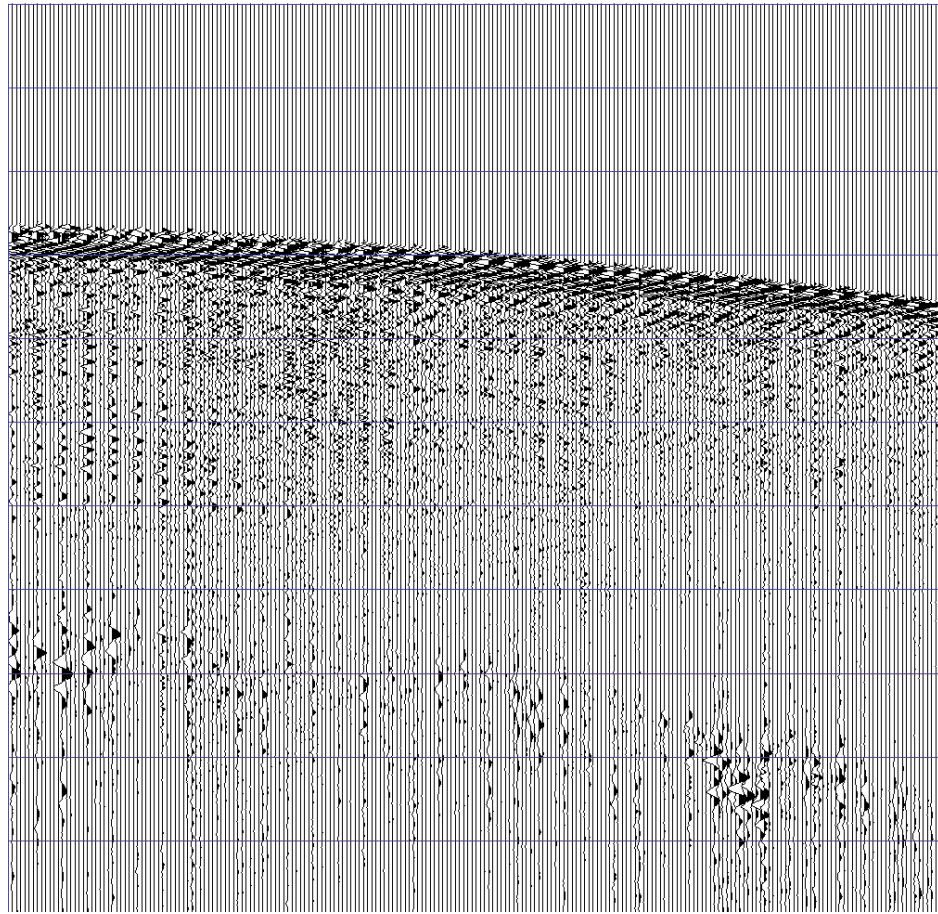


Figura 4.20. Campo de ondas ascendentes deconvolucionado.

4.2.14. Transformación VSP-CDP

Se toma el campo de ondas P ascendentes para realizar la transformación que se podrá correlacionar con la sísmica de superficie.

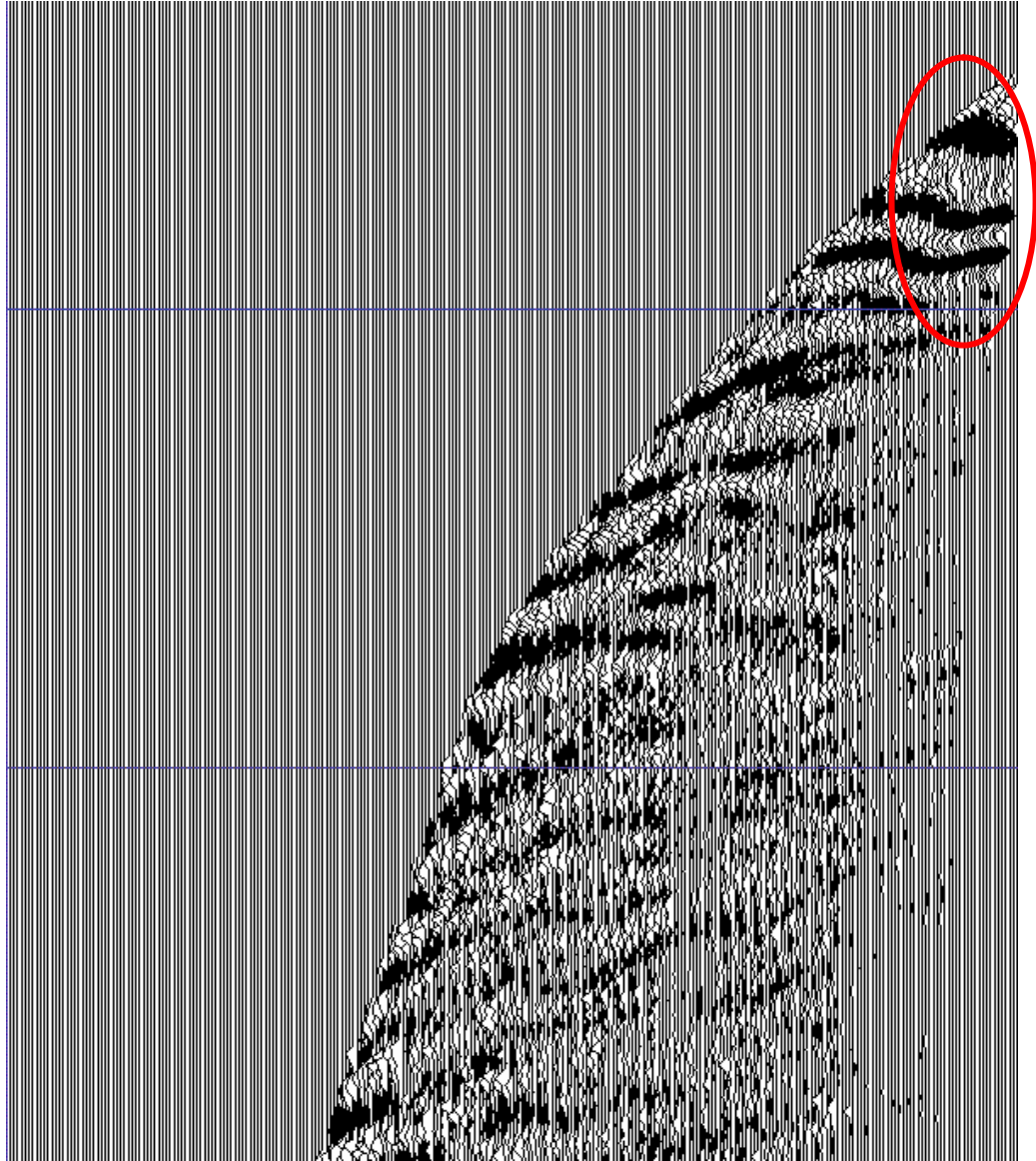


Figura 4.21. Producto final del procesamiento del VSP con desplazamientos múltiples. Es una imagen CDP, donde la zona de interés se encierra en el óvalo rojo.

CAPITULO V

5. ANÁLISIS AVO

5.1. Consideraciones Teóricas

5.1.1. Análisis de amplitud en función de la distancia fuente receptor

El análisis de amplitud en función de la distancia fuente receptor, AVO por sus siglas en inglés, consiste en el estudio del crecimiento o decrecimiento de las amplitudes de las ondas sísmicas en función del aumento de la distancia fuente-receptor. Para estudiar esta función es necesario conocer las ecuaciones de Zoeppritz (1919) las cuales nos describen los coeficientes de reflexión y transmisión para las ondas planas en función de los parámetros elásticos y el ángulo de incidencia.

Previamente a estudiar las ecuaciones de Zoeppritz es necesario revisar la Ley de Snell, la cual explica que cuando una onda se encuentra con un cambio en las propiedades elásticas, parte de su energía es reflejada y el resto refractada.

La ley de Snell requiere que:
$$\frac{\sin q_1}{V_{p1}} = \frac{\sin f_1}{V_{s1}} = \frac{\sin q_2}{V_{p2}} = \frac{\sin f_2}{V_{s2}} = p \quad \text{Ec. 5.1}$$

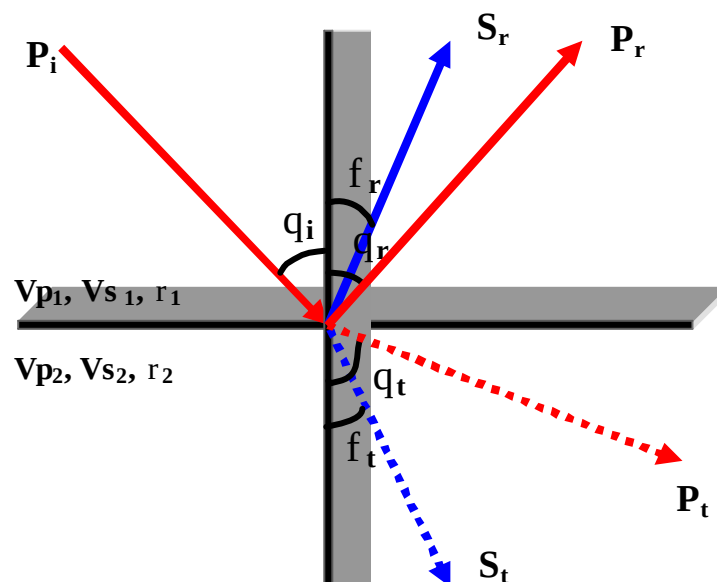


Figura 5.1. Modelo de la conversión de modos de onda para el caso de una onda P incidente (Pi) en la interfase entre dos medios.

5.1.2. Ecuaciones de Zoeppritz

Zoeppritz da la solución a la repartición de energía de una onda P incidente sobre una interfase que separa dos medios. El modelo de Zoeppritz supone que las ondas son planas, la interfase entre los dos medios es plana y uniforme, y ambos medios son semi-infinitos, homogéneos, isotrópos, sólidos y elásticos. (Hilterman, 2001).

La forma matricial de las ecuaciones es la siguiente:

$$\begin{pmatrix} \sin(q_1) & \cos(f_1) & -\sin(q_2) & \cos(f_2) \\ -\cos(q_1) & \sin(f_1) & -\cos(q_2) & -\sin(f_2) \\ \sin(2q_1) & \frac{C_{p1}}{C_{s1}} * \cos(2f_1) & \frac{r_2 C_{s2}^2 C_{p1}}{r_1 C_{s1}^2 C_{p2}} * \sin(2q_2) & \frac{r_2 C_{s2} C_{p1}}{r_1 C_{s1}^2} * \cos(2f_2) \\ \cos(2q_1) & -\frac{C_{s1}}{C_{p1}} * \sin(2f_1) & -\frac{r_2 C_{p2}}{r_1 C_{p1}} * \cos(2q_2) & -\frac{r_2 C_{s2}}{r_1 C_{p1}} * \sin(2f_2) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} A \\ B \\ C \\ D \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sin(q_1) \\ -\cos(q_1) \\ \sin(2q_1) \\ \cos(2q_1) \end{pmatrix}$$

Ec. 5.2

A es el coeficiente de reflexión de onda P, B es el coeficiente de reflexión de onda Sv, C es el coeficiente de transmisión de onda P y D es el coeficiente de transmisión de la onda Sv.

Suponiendo que la onda P posee una incidencia normal, se tiene que los ángulos son aproximadamente cero ($\theta_1 = \theta_2 = \phi_1 = \phi_2 = 0$): con lo cual las ecuaciones se simplifican y se obtiene lo siguiente:

$$B + D = 0 \quad \text{Ec. 5.3}$$

$$-A - C = -1 \quad \text{Ec. 5.4}$$

$$B \frac{V_{p1}}{V_{s1}} - D \frac{r_2 V_{s2} V_{p1}}{r_1 V_{s1}^2} = 0 \quad \text{Ec. 5.5}$$

$$A - \frac{\rho_2 V_{p2}}{\rho_1 V_{p1}} C = -1 \quad \text{Ec. 5.6}$$

$$B \left(\frac{V_{p1}}{V_{s1}} + \frac{\rho_2 V_{s2} V_{p1}}{\rho_1 V_{s1}^2} \right) = 0 \quad \text{Ec. 5.7}$$

$$C \left(1 + \frac{\rho_2 V_{p2}}{\rho_1 V_{p1}} \right) = 2 \Rightarrow C = \frac{2\rho_1 V_{p1}}{\rho_2 V_{p1} + \rho_2 V_{p2}} \quad \text{Ec. 5.8}$$

$$A = 1 - C \Rightarrow A = \frac{\rho_2 V_{p2} - \rho_1 V_{p1}}{\rho_2 V_{p2} + \rho_1 V_{p1}} \quad \text{Ec. 5.9}$$

$$R = \frac{\rho_{i+1} V_{p_{i+1}} - \rho_i V_{p_{i+1}}}{\rho_2 V_{p_{i+1}} + \rho_1 V_{p_{i+1}}} = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{Z_{i+1} + Z_i} \quad \text{Ec. 5.10}$$

donde:

R= coeficiente de reflexión

ρ =densidad

V_p = velocidad onda P

V_s = velocidad onda S

Z= impedancia acústica

La capa i+1 subyace a la capa i

5.1.3. Razón de Poisson

A parte se conoce de una constante elástica denominada razón de Poisson: la cual relaciona la velocidad de onda P con la velocidad de onda S de la siguiente manera:

$$s = \frac{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{2\left[\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1\right]} \quad \text{Ec. 5.11}$$

Por lo tanto se puede observar que las ecuaciones que determinan las variaciones de amplitudes en función de la variación de la distancia fuente-receptor dependen de las velocidades de onda P, la razón de Poisson y la densidad. Estas se derivan de la continuidad de desplazamiento y esfuerzos en las direcciones normales y tangenciales a lo largo de la interfase entre dos capas.

5.1.4. Aproximaciones a las ecuaciones de Zoeppritz

Dada la complejidad para poder resolver estas ecuaciones, diversos autores han realizado aproximaciones que toman en cuenta diversos parámetros y desprecian otros en función de las propiedades y condiciones que se deseen estudiar.

Las aproximaciones que se presentan a continuación toman en cuenta lo siguiente:

- a) Las variaciones de las propiedades de las rocas son pequeñas.
- b) El coeficiente de incidencia normal es pequeño (para ángulos cercanos a 0).

Se debe tomar en cuenta para estas ecuaciones, lo siguiente:

$$V_p = \frac{V_{p1} + V_{p2}}{2} \quad \text{Ec. 5.12}$$

$$\Delta V_p = V_{p2} - V_{p1} \quad \text{Ec. 5.13}$$

$$V_s = \frac{V_{s1} + V_{s2}}{2} \quad \text{Ec. 5.14}$$

$$\sigma = \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2} \quad \text{Ec. 5.15}$$

$$\Delta V_s = V_{s2} - V_{s1} \quad \text{Ec. 5.16}$$

$$\rho = \frac{\rho_1 + \rho_2}{2} \quad \text{Ec. 5.17}$$

$$\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1 \quad \text{Ec. 5.18}$$

$$\Delta \sigma = \sigma_2 - \sigma_1 \quad \text{Ec. 5.19}$$

$$\Delta \mu = \mu_2 - \mu_1 \quad \text{Ec. 5.20}$$

5.1.5. Aproximación de Bortfeld (1961)

En 1961, Bortfeld derivó varias formulas para calcular los coeficientes de reflexión y transmisión como una función del ángulo de incidencia.

Un aspecto importante acerca de las ecuaciones de Bortfeld es la idea que proveen al intérprete a la hora de predecir como varía la amplitud con la distancia fuente-receptor, en función de las propiedades de las rocas.

El primer término de esta ecuación es el coeficiente de reflexión fluido-fluido y el segundo es el denominado término de rigidez por su dependencia de la velocidad de onda S (Vs) y por lo tanto, del módulo de rigidez. (Hilterman, 2001)

$$CR(q_1) = \underbrace{\frac{1}{2} * \ln \left(\frac{V_{p2} * r_2 * \cos(q_1)}{V_{p1} * r_1 * \cos(q_2)} \right)}_{\text{COEFICIENTE DE REFLEXIÓN FLUIDO-FLUIDO}} + \underbrace{\left(\frac{\sin(q_1)}{V_{p1}} \right)^2 * (V_{s1}^2 - V_{s2}^2) * \left[3 * (V_{s1}^2 - V_{s2}^2) + 2 * \left(\frac{V_{s2} r_1 - V_{s1} r_2}{r_2 + r_1} \right) \right]}_{\text{TÉRMINO DE RIGIDEZ}} \quad \text{Ec. 5.21}$$

5.1.6. Aproximación de Aki-Richards-Frasier (1980)

En 1980, Aki-Richards generaron una aproximación a las ecuaciones de Zoeppritz:

$$CR(q_1) = \left[\frac{1}{2} - \left(\frac{2 * V_s * \sin(q_1)}{V_p} \right) \left(\frac{\Delta r}{r} \right) \right] - \left(\frac{1}{2 \cos^2(q_1)} \right) * \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} \right) + \left(\frac{2 * V_s * \sin(q_1)}{V_p} \right)^2 * \left(\frac{\Delta V_s}{V_s} \right)$$

Ec. 5.22

Como se puede observar, la fórmula se encuentra expresada en función de las propiedades de las rocas, densidad, velocidad de onda P y velocidad de onda S.

5.1.7. Aproximación de Shuey (1985)

Shuey, después de aprender acerca de las contribuciones del trabajo de Koefoed y de la dependencia de la amplitud en función de la razón de Poisson, decidió plantear la ecuación de Aki y Richards en términos de la razón de Poisson. (Hilterman, 2001)

Básicamente se reemplaza el término $\Delta V_s/V_s$ por σ , y se deriva la expresión:

$$V_s^2 = \frac{(0.5 - s)}{(1 - s)V_p^2} \Rightarrow \frac{\Delta V_p}{V_p} - \frac{1}{4} \left[\frac{\Delta s}{1 - s} \right] \left[\frac{1}{(0.5 - s)} \right]$$

Ec. 5.23

Luego se aplican ciertas propiedades del álgebra y se obtiene finalmente:

$$CR(q_1) = \frac{1}{2} * \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta r}{r} \right) * \left[1 - \left(\frac{2 * V_s * \sin(q_1)}{V_p} \right)^2 \right] + \frac{\Delta s * \sin^2(q_1)}{(1 - s)^2} + \left(\frac{\Delta V_p}{2V_p} \right) * \left(\tan^2(q_1) - \frac{2 * V_s * \sin(q_1)}{V_p} \right)$$

Ec. 5.24

De acuerdo con Castagna, 1998; la ecuación de Shuey también puede ser expresada de la siguiente forma:

$$CR(q_1) = \frac{1}{2} * \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta r}{r} \right) + \frac{1}{2} * \frac{\Delta V_p}{V_p} - 2 \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2 \left(2 \frac{\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta r}{r} \right) \sin^2(q) + \frac{1}{2} * \frac{\Delta V_p}{V_p} (\tan^2(q) * \sin^2(q))$$

Ec. 5.25

$$\mathbf{A} = \mathbf{I} = \mathbf{R}\mathbf{o} = \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta r}{r} \right)$$

Ec. 5.27

$$\mathbf{B} = \mathbf{G} = 2 \left(\frac{V_s}{V_p} \right)^2 \left(2 \frac{\Delta V_s}{V_s} + \frac{\Delta r}{r} \right)$$

Ec. 5.26

$$\mathbf{C} = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p}$$

Ec. 5.28

Otra alternativa de representar la ecuación de Shuey puede ser:

$$R(\theta) = R_0 + \left[R_0 A_0 + \frac{\Delta \sigma}{(1 - \sigma)^2} \right] \sin^2 \theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_p} (\tan^2 \theta - \sin^2 \theta)$$

Ec. 5.29

$$B = \frac{\frac{\Delta V_p}{V_p}}{\frac{\Delta V_p}{V_p} + \frac{\Delta \rho}{\rho}}$$

Ec. 5.30

$$A_0 = B - 2(1 + B) \frac{1 - 2s}{1 - s}$$

Ec. 5.31

(Tomado de VSFusion, 2003)

Una de las mayores contribuciones de Shuey es que logró identificar como varias propiedades de las rocas, se pueden encontrar asociadas con rangos de ángulos cercanos, intermedios y lejanos.

De esta manera logró diagonalizar la relación de múltiples variables entre las propiedades elásticas y los rasgos que determinan la curva de coeficiente de reflexión en función del ángulo de incidencia.

El coeficiente para ángulos medios se divide en dos términos: uno es proporcional a al contraste de la razón de Poisson en la interfase ($\Delta\sigma$), y el otro término es A_0 el cual describe el decrecimiento del coeficiente de reflexión en ausencia de $\Delta\sigma$. (Shuey, 1985).

5.1.8. Trabajo de Koefoed

En las aplicaciones para la exploración de hidrocarburos, lo más importante es el estudio del rango de ángulos de incidencia cercanos al ángulo crítico. En cuanto a este tópico Koefoed, en 1955, fue el primero en señalar las posibilidades darle un uso práctico al análisis AVO como un indicador de la variación de la relación V_p/V_s . (Castagna, 1993)

Koefoed estableció, empíricamente, cinco reglas que serían verificadas posteriormente por Shuey en 1985, para ángulos de incidencia moderados:

- a) Cuando el medio subyacente tiene un valor mayor en cuanto a velocidad de onda P, y las demás propiedades relevantes de los estratos son aproximadamente iguales; un aumento en la razón de Poisson para este medio, causa un aumento en el coeficiente de reflexión para ángulos de incidencia lejanos.
- b) Para el caso antes mencionado, si la razón de Poisson aumenta para el medio donde incide directamente la onda, en un rango de ángulos lejanos, el coeficiente de reflexión disminuye.
- c) Para el caso **b**, si la razón de Poisson aumenta para ambos medios y es aproximadamente igual, el coeficiente de reflexión disminuye para ángulos lejanos.

- d) El efecto mencionado en el caso **a** se hace más pronunciado a medida que el contraste de velocidades se hace más pequeño.
- e) La interfase entre el medio incidente y el subyacente afecta ligeramente la curva AVO, al menos, hasta ángulos de incidencia cercanos a los 30° grados. (Castagna, 1993)

A partir de estas cinco reglas; Koefoed concluyó, básicamente, lo siguiente en cuanto a los usos prácticos del AVO:

En primer lugar, el hecho que el coeficiente de reflexión pueda cambiar en función del ángulo de incidencia, acentúa la posibilidad de mejorar las reflexiones en un sismograma mediante una elección adecuada de la distancia entre los receptores y la fuente.

En segundo lugar, el hecho que exista una relación funcional entre el coeficiente de reflexión y el ángulo de incidencia y que además pueda ser diferente para diferentes interfases reflectoras en un área determinada, provee una base cuantitativa para la correlación a través de una falla.

En tercer lugar, Koefoed sugirió que en un futuro lejano podría ser posible sacar conclusiones concernientes a la naturaleza litológica de los estratos rocosos, a partir de la forma de las curvas de los coeficientes de reflexión de las interfases por las cuales se encuentran limitados. (Koefoed, 1955)

5.1.9. Modelo de Ostrander

Bill Ostrander, en 1982, con su trabajo de verificación AVO con datos de campo y el hallazgo de pozos exploratorios exitosos, incentivó a los geofísicos a revisar el análisis AVO y logró sustentar excelentemente las afirmaciones que realizara Koefoed en su tercera conclusión acerca de las aplicaciones del AVO.

Ostrander planteó el siguiente modelo de arena gasífera, propio de estratos jóvenes y someros, con las siguientes características:

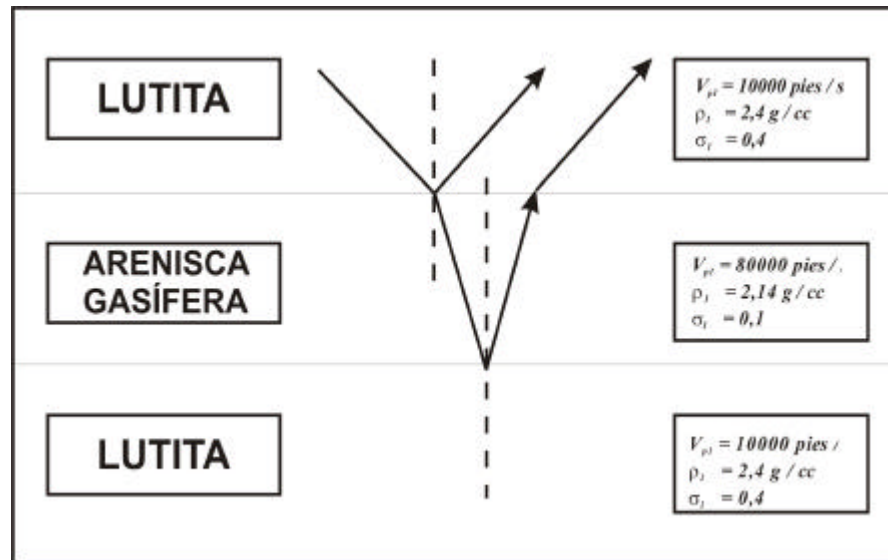


Figura 5.2: Modelo de arena gasífera de Ostrander

Este modelo propone una arena con una razón de Poisson de 0.1 y las lutitas que la rodean poseen un valor de 0.4. Es importante hacer notar las lutitas tienen un aumento del 30 por ciento en relación a la velocidad de onda P y otro aumento del 10 por ciento respecto a la razón de Poisson, lo que proporciona una reflexión a incidencia normal.

A partir de este trabajo se pueden sacar dos conclusiones básicas:

- La razón de Poisson tiene una fuerte influencia en los cambios de los coeficientes de reflexión en función del ángulo de incidencia.
- El análisis de amplitud de reflexión sísmica en función de la distancia fuente receptor puede distinguir en muchos casos entre anomalías relacionadas con la presencia de gas y otro tipo de anomalías.

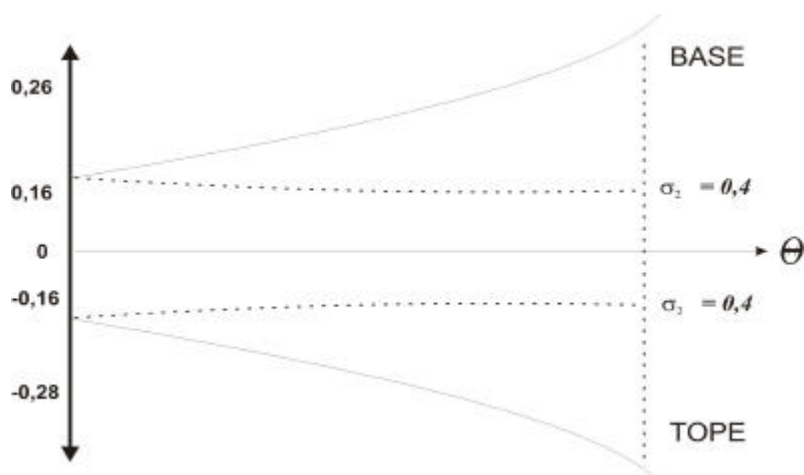


Figura 5.3: Respuesta de los coeficientes de reflexión en función del ángulo de incidencia para el modelo de Ostrander (Modificado de Ostrander, 1984)

5.1.10. Trabajo de Rutherford y Williams

La amplitud de la reflexión de la onda P depende, además de la distancia fuente-receptor, de las propiedades petrofísicas de ambos medios, las cuales reflejan el tipo de litología y además el tipo de fluido presente en los poros del estrato rocoso.

Rutherford y Williams proponen una clasificación de arenas gasíferas de acuerdo con el coeficiente de reflexión en función del ángulo de incidencia, como se presenta a continuación en la figura 5.3.

En esta figura, las curvas fueron calculadas para razones de Poisson de la lutita y las arenas gasíferas de 0.38 y 0.15, respectivamente, y densidades de las lutitas y arenas gasíferas de 2.4 y 2.0 g/cm³, respectivamente.

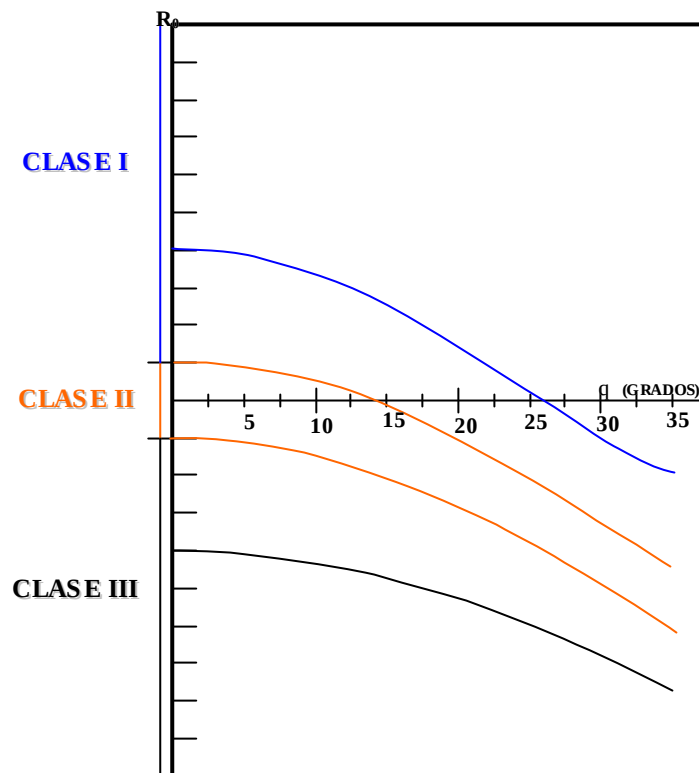


Figura 5.4: Respuesta de los coeficientes de reflexión en función del ángulo de incidencia para el modelo de Rutherford y Williams (1989)

- a) **Clase I: Areniscas con alta impedancia, lo cual implica un alto coeficiente de reflexión R_0 positivo.** Se encuentran generalmente en rocas duras, costa adentro y tienen una impedancia mayor que el material lutítico que la rodea. Pueden tener asociado un cambio de polaridad que produce un efecto de desaparición de información en los datos sísmicos apilados (“dim-out”).
- b) **Clase II: Areniscas con impedancia aproximadamente igual a la de las lutitas. Los Valores R_0 están cercanos a cero, tanto positivos como negativos.** Son encontradas en áreas de exploración tanto costa adentro como costa afuera. Tiene aproximadamente la misma impedancia acústica que el material que la rodea. Pueden mostrar un efecto AVO espectacular si se existe un rango adecuado ángulo/distancia fuente-receptor en los datos sísmicos. La respuesta de

las arenas de esta clase proviene en su gran mayor parte de los ángulos lejanos.

- c) **Clase III: Areniscas de baja impedancia, lo cual implica un valor R_0 negativo.** Se encuentran principalmente en ambientes marinos. Tienen una impedancia menor que el material lutítico que la rodea. Las características AVO de esta clase de arenas, normalmente, son menos pronunciadas que las de las dos clases anteriormente mencionadas, pero son frecuentemente las más favorables para el análisis AVO por un sin número de razones.

Las razones por las cuales, Rutherford y Williams, enfocaron su estudio en las reflexiones de arenas gasíferas son las siguientes:

- a) La mayoría de los trabajos de AVO realizados por intérpretes geofísicos, involucraban reflexiones de arenas gasíferas.
- b) El contraste de la razón de Poisson entre la arenas gasíferas y el medio que la rodea es generalmente grande; lo que quiere decir que existen cambios, en la amplitud sísmica, detectables con la variación de la distancia fuente-receptor.

Estos cambios de amplitudes, nos permiten agrupar de forma general las reflexiones de arenas gasíferas en las tres clases descritas anteriormente.

Este mismo tipo de clasificación para yacimientos de arenas petrolíferas y yacimientos de carbonatos, generalmente no es posible debido a que los contrastes en la razón de Poisson con el medio que lo rodea es menor y menos predecible que para las arenas gasíferas.

5.1.11. Atributos AVO

Para ángulos de reflexión θ menores a 30 grados, la ecuación de Shuey dicta que la amplitud de reflexión de una onda P incidente en una interfase plana entre dos medios elásticos varía linealmente con $\sin^2\theta$. Basado en esta relación lineal, se calcula una línea de mejor ajuste para los datos grabados en el mismo índice de muestreo de tiempo j de las trazas en el conjunto de datos.

De esta línea se calculan la pendiente (gradiente) y el intercepto en el índice de muestreo j .

$$R_j(\theta) = P_j + G_j * \sin^2(\theta) \quad \text{Ec. 5.32}$$

Donde:

j tiempo de muestreo j

$R_j(\theta)$ = Amplitud de reflexión a cierto ángulo θ

P_j = Intercepto

G_j = Gradiente

Repitiendo este cálculo para cada tiempo de muestreo, se generan atributos de trazas para la interpretación de AVO. Los dos parámetros básicos derivados de P_j y G_j , pueden ser utilizados para obtener atributos sísmicos adicionales tales como:

5.1.11.1. Traza Intercepto de onda P [$P = 1/2 * (\Delta\lambda/\lambda + \Delta V_p/V_p)$] Ec. 5.33

El intercepto es un estimado de amplitud de reflexión de onda P. Una traza compuesta de P_j es llamada una traza de onda P.

5.1.11.2. Traza Gradiente (Pendiente): [$G = 1/2 * (-\Delta\lambda/\lambda + \Delta V_p/V_p - 2 * \Delta V_s/V_s)$] Ec. 5.34

El gradiente es un estimado del cociente de cambio de amplitud en función de $\sin^2(\theta)$ en cada muestra de tiempo. Se llama gradiente a una traza compuesta por G_j .

5.1.11.3. Traza de Gradiente Restringido: $[(\text{Valor absoluto de } P) \cdot G]$

Ec. 5.35

Los puntos brillantes generalmente producen grandes valores de P_j . Sin embargo, bajo ciertas circunstancias geológicas los puntos brillantes inducidos por gas, resultan en G_j positivo (+) cuando P_j es positivo (+) y G_j es negativo (-) cuando P_j es negativo (-). El apilamiento del gradiente restringido se utiliza para resaltar estos casos.

- a) Cuando G_j y P_j tienen el mismo signo, el gradiente restringido es positivo (+);
- b) Cuando G_j y P_j tienen signos opuestos, el gradiente restringido es negativo (-).

Si el valor absoluto de la amplitud aumenta con el $\sin^2 \theta$ así como lo hace para los puntos brillantes inducidos por gas, el gradiente restringido mostrará una anomalía positiva, mientras que el gradiente puede o no depender de la polaridad de P_j .

5.1.11.4. Razón de Poisson: $[4/3 \cdot (P+G)]$

Ec. 5.36

Si se suman P y G , obtenemos $\Delta V_p/V_p - \Delta V_s/V_s$ lo cual se aproxima en primer orden a $3/4 (\Delta \sigma/\sigma)$

Donde σ es el cociente promedio de Poisson del medio en cualquier parte de la interfase reflectora.

5.1.11.5. Traza onda S: $[1/2 \cdot (P-G)]$

Ec. 5.37

$1/2 \cdot (P-G)$ define la traza de Onda S si definimos la reflectividad de onda S como: $1/2 (\Delta \sigma/\sigma + \Delta V_s/V_s)$.

5.1.11.6. Traza Producto: $[P \cdot G]$

Ec. 5.38

Para muchas situaciones, aunque no todas, la presencia de gas en una secuencia de areniscas y lutitas se encuentra acompañado por un incremento tanto en la amplitud de reflexión como la magnitud del gradiente. Para resaltar aún más el contraste de puntos brillantes contra la tendencia general, se puede

multiplicar el gradiente y el intercepto (Coeficiente de reflexión de onda P a cuando la distancia fuente-receptor es cero). Esta es llamada traza Producto.

La traza producto solo muestra anomalías positivas para arenas gasíferas ubicadas en el cuadrante III (arenas Clase 3).

5.1.11.7. Coeficiente de Regresión o Desviación Estándar:

Esta traza muestra el resultado del análisis de regresión, lo cual es el coeficiente de correlación de ajuste de mínimos cuadrados o la desviación estándar (utilizando el método de desviación mínima absoluta). Esto muestra la similitud entre el gráfico cruzado de la Amplitud en función de la distancia fuente-receptor y la aproximación de Shuey.

- a) Cuando el valor absoluto del coeficiente de regresión es grande, los datos se aproximan a una línea recta. El valor absoluto pequeño del coeficiente de regresión indica mal ajuste y esparcimiento de los datos.
- b) Cuando el valor absoluto de la desviación estándar es pequeño, los datos se aproximan a una línea recta; grandes valores indican pobre ajuste y esparcimiento de los datos.

Este atributo ofrece una manera de verificar si ciertas anomalías observadas son atribuibles a la presencia de buena información de AVO, o si son debidas a la contaminación por ruido no coherente.

5.1.11.8. Sintético AVO a partir de Gradiente e Intercepto

Después de obtener el Intercepto (P) y Gradiente (G) en cada muestra de tiempo, se puede calcular la amplitud correspondiente utilizando la ecuación de Shuey para cada ángulo de incidencia (o distancia fuente-receptor). Esta sección sintética se utiliza para verificar que las amplitudes se preservan correctamente durante el procesamiento previo al análisis AVO.

5.1.11.9. Traza apilada del Sintético AVO

Traza resultante del apilamiento de los datos sintéticos de AVO mencionados anteriormente. Puede ser utilizado para calibrar otros atributos AVO, tales como la traza de onda P. (VSFusion, 2003)

5.1.12. Gráficos cruzados de Gradiente e Intercepto

Un gráfico cruzado de AVO se refiere a un gráfico de dispersión donde se encuentran valores estimados de dos tipos de atributos AVO, frecuentemente son el Gradiente (G) en función del Intercepto (P), los cuales se derivan de los datos sísmicos. Una tendencia lineal en este tipo de gráfico se puede escribir como sigue:

$$B = gA + h \quad \text{Ec. 5.39}$$

Donde g es el gradiente de la tendencia lineal y h es el intercepto. Sustituyendo las expresiones de A y B en dicha ecuación, una relación se puede desarrollar entre las propiedades de las rocas en cada lado de las interfases reflectoras y con el gradiente y el intercepto.

Una vez que g y h se han medido a partir del gráfico cruzado, se puede desarrollar una relación que se debe mantener para todas las rocas en las interfases reflectoras. (Sams, 1998).

Graficar estos atributos AVO es importante y es útil para interpretar anomalías en cuanto a litología y fluidos en los poros.

Los gráficos cruzados también muestran que existe una tendencia lineal para las reflexiones que vienen de interfases que se no encuentran relacionadas con hidrocarburos. Esta tendencia, la cual se puede llamar línea de fluido, se deriva a partir de correlaciones entre las propiedades de las rocas.

Para relacionar anomalías AVO con propiedades de las rocas y de los fluidos, es importante calibrar la tendencia de fondo (no relacionada con

hidrocarburos) de los atributos sísmicos con la tendencia de fondo de las propiedades de la roca. Una vez que se establece la tendencia, entonces, se puede realizar una interpretación cuantitativa de las anomalías. (Foster, 1997).

En el caso de la figura 5.4 se encuentra una tendencia hipotética considerando las propiedades de una roca saturada con agua salobre junto con las simplificaciones de las ecuaciones de reflectividad. (Figura 5.4) Si el intercepto se grafica en el eje x y el gradiente en el eje y, entonces, para interfases rocosas consolidadas arena/lutitas, el tope y la base de las reflexiones forman una tendencia desde la parte más arriba y de la izquierda hasta la más baja y de la derecha de los cuadrantes, pasando por el origen.

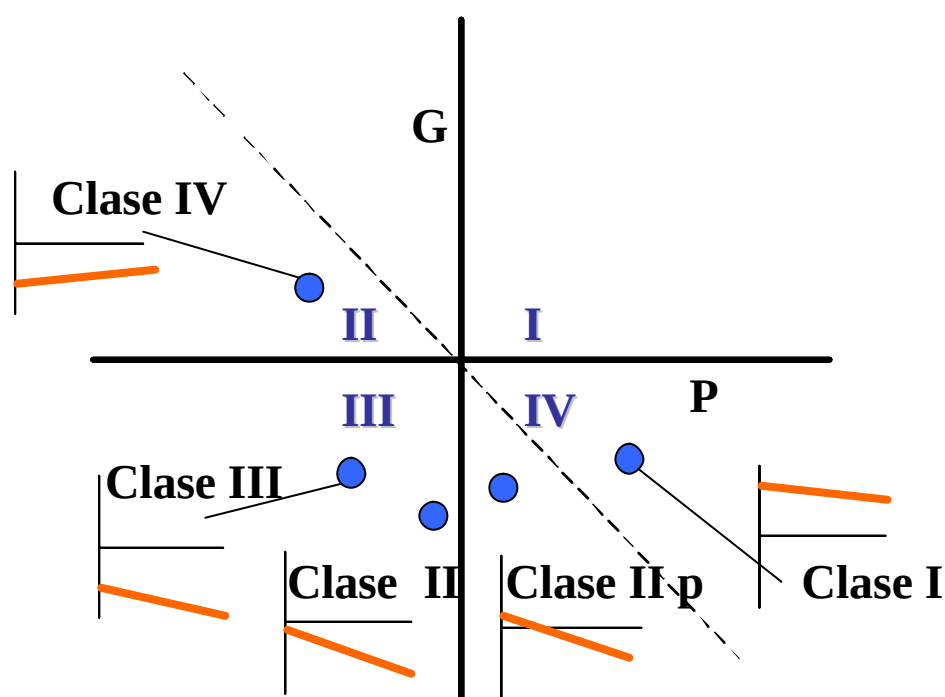


Figura 5.5. Clases de arenas y el gráfico Cruzado de AVO. Modificado de Simm *et. al* (2000).

Cuando se logró notar que los puntos equivalentes para rocas saturadas de hidrocarburo se grafican al lado izquierdo de esta línea, se hace evidente que

normalizando los datos contra la línea de fluido se puede proveer un indicador óptimo de AVO.

Castagna, *et. al.* (1998) sugieren que las arenas saturadas de hidrocarburos deben ser clasificadas según su ubicación en el plano.

Las arenas Clase I tienen un coeficiente de reflexión positivo en incidencia normal. Estas arenas se encuentran en el cuadrante IV y la magnitud de su amplitud decrece con rápidamente con respecto a la conducta general al incrementar la distancia fuente-receptor.

Las arenas Clase II tienen un coeficiente de reflexión pequeño en incidencia normal (menor a 0.02 en magnitud), pero en distancias fuente-receptor grandes, alcanzan mayor magnitud de amplitud que la tendencia general. Es muy común que estas inviertan polaridad y se encuentran en los cuadrantes II, III o IV.

Las arenas Clase III tienen un coeficiente de reflexión fuertemente negativo en incidencia normal, el cual se torna más negativo al incrementar la distancia fuente-receptor. Estas arenas se encuentran en el cuadrante III.

Las arenas Clase IV también tienen un coeficiente de reflexión negativo en incidencia normal, pero se encuentran en el cuadrante II y su magnitud de amplitud decrece en función de la distancia fuente-receptor. Esto ocurre con menos rapidez que el comportamiento general con el mismo intercepto.

El gráfico cruzado se ha convertido en un proceso fundamental en el análisis AVO, como ya lo es en el análisis petrofísico.

5.1.13. Trabajo de Castagna

A mediados de 1998 se publica el trabajo de Castagna-Swan-Foster, quienes proponen que la clasificación para arenas gasíferas, hecha por Rutherford y Williams, está incompleta puesto que no toma en cuenta el caso en que el

coeficiente de reflexión pudiera hacerse más positivo a medida que aumenta la distancia fuente receptor, esto lleva a considerar una cuarta clase de arenas:

- a) **Clase III: Areniscas de baja impedancia con valores de R_0 negativos.** Esta clase III difiere de la de Rutherford y Williams en que solo se incluyen aquellas cuyas reflexiones que poseen **P** y **G** negativo. Estas arenas son de menor impedancia que la de la unidad subyacente.
- b) **Clase IV: Areniscas de baja impedancia con valores de R_0 negativos, pero su amplitud decrece con el aumento de la distancia fuente-receptor.** Pueden encontrarse cuando la velocidad de onda S de la arena es menor que la lutita que yace por encima de ésta. Estas arenas poseen un coeficiente **P** negativo y **G** positivo, aún así estas arenas pueden ser denominadas puntos brillantes (“bright spots”) como lo son las arenas clase III. (Castagna, 1997)

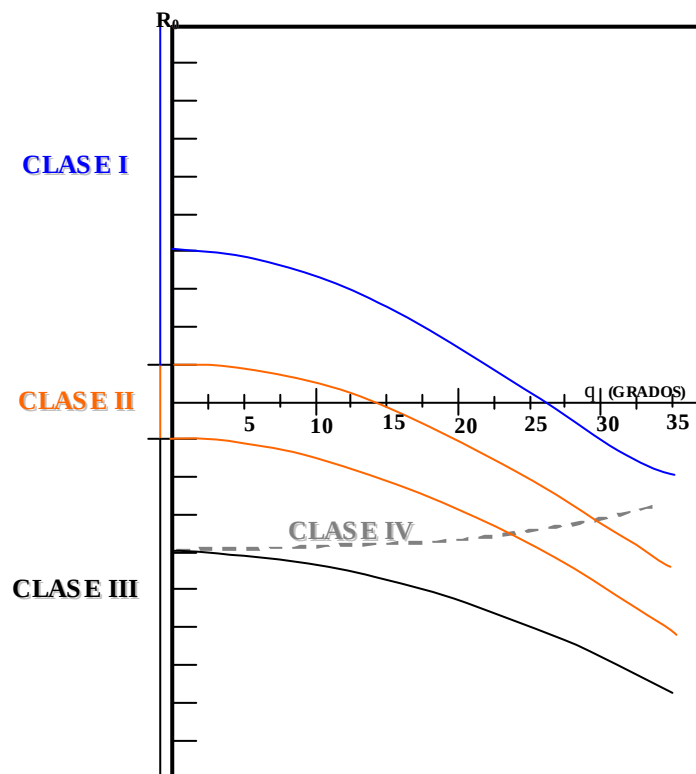


Figura 5.6. Diagrama de clasificación de Arenas. Tomado de Castagna, *et. al* (1998).

5.1.14. Características de las Arenas Gasíferas

5.1.14.1. Clase I: Arenas con alta impedancia acústica

Estas arenas se caracterizan por tener una compactación de alta a moderada y una impedancia acústica mayor a la del medio que las rodea.

La curva correspondiente para esta clase de arenas muestra que el coeficiente de reflexión es positivo a distancias fuente-receptor iguales a cero e inicialmente su amplitud decrece en magnitud a medida que aumenta la distancia fuente receptor y puede cambiar su polaridad.

Si los cambios de polaridad son pronunciados, la respuesta de reflexión de una arena de clase I se puede cancelar en el apilamiento CMP o puede tener una polaridad opuesta a la predicha por el modelado de incidencia normal.

En general, el gradiente decrece cuando decrece R_0 para un decrecimiento de la relación de Poisson. (ver figura 5.6) (Rutherford y Williams 1989)

5.1.14.2. Clase II: Arenas con contrastes de impedancia acústica cercanos a cero

Son areniscas con valores de R_0 cercanos a cero (positivos o negativos). En el gráfico $R(q)$ en función del ángulo de incidencia, la amplitud decrece en magnitud con el aumento del ángulo de incidencia. Se puede observar igualmente que el coeficiente de reflexión es casi indetectable para las distancias fuente-receptor más pequeñas en presencia de ruido. Su rango corresponde a las dos curvas centrales del gráfico. (ver figura 5.5)

Las arenas de clase II tienen una impedancia acústica similar al medio que las rodea. Tal tipo de arena generalmente está compactada y consolidada moderadamente.

Los sismogramas sintéticos de incidencia normal son totalmente inadecuados para describir la respuesta de arenas de Clase II en datos sísmicos apilados. También se pone en duda las técnicas de inversión sísmica utilizando datos apilados para estas arenas. (Rutherford y Williams 1989)

5.1.14.3. Clase III: Arenas de baja impedancia acústica.

El tipo de arenisca posee altos valores negativos de R_0 . El comportamiento de los coeficientes de reflexión en función del ángulo de incidencia es un decrecimiento relativo, es decir, un aumento absoluto.

Las arenas de Clase III tienen una impedancia menor que el medio que las rodea. Tal tipo de arena generalmente es subcompactada y no consolidada.

Muchas de las aplicaciones iniciales de AVO involucraban validar anomalías de amplitud asociadas con arenas de Clase III.

Las arenas de Clase 3 tienen anomalías de amplitud en datos sísmicos apilados y reflectividades grandes. Sus gradientes son significativamente grandes pero de menor magnitud que las arenas de Clase I y II, esto se debe a que sus coeficientes de reflexión en incidencia normal son negativos. Las arenas de clase 3 en lo general no tienen cambios fraccionales grandes de amplitud. En algunas situaciones, el cambio de amplitud es lo suficientemente pequeño que no se puede detectar debido a afinamiento, atenuación, arreglo de grabación, y decrecimiento de relación de la señal ruido. Por lo tanto, a veces las arenas de Clase III tienen una respuesta de alta amplitud que es relativamente plana al aumentar la distancia fuente-receptor.

No hay cambios de polaridad asociados con las arenas de Clase III. Por lo tanto, el apilamiento CMP no produce efectos catastróficos, y se obtienen buenos resultados de los sismogramas sintéticos de incidencia normal. (ver figura 5.5) (Rutherford y Williams 1989)

5.1.14.4. Clase IV: Arenas de alta impedancia acústica

Poseen valores negativos de R_0 , al igual que las de clase III, pero muestran un decrecimiento (valor absoluto) de los coeficientes de reflexión en función del ángulo de incidencia.

Las arenas Clase IV son arenas gasíferas de muy alta impedancia acústica, tienen el intercepto negativo (-) y el gradiente positivo (+). Estas arenas poseen

un coeficiente de reflexión de incidencia normal negativo (-) y su magnitud de amplitud decrece al aumentar la distancia fuente-receptor. (ver figura 5.6)

Estas arenas pueden encontrarse cuando una arena porosa está por debajo de una capa de alta velocidad, tal como una lutita consolidada, (bien sea silíceo o calcáreo), limolita, arena muy cementada o un carbonato.

5.1.15. Nueva clasificación AVO

Esta clasificación cubre todas las respuestas AVO posibles y es independiente del fluido que puedan contener las diferentes capas en el subsuelo.

Young y LoPiccolo, 2003 proponen expandir y, en parte, redefinir las clasificaciones que se utilizan actualmente. Para distinguirse dentro de los esquemas preestablecidos, contrario “clases” se utiliza el término “tipos” para distinguir las diferentes categorías. En otro orden de ideas, para mantener la congruencia donde los diferentes esquemas coinciden como por ejemplo las arenas propuestas por Rutherford y Williams, llamadas por éstos 1, 2 y 3, se denominan tipos 1, 2 y 3.

El tipo 4 de la presente clasificación incluye parte del dominio que propuso Castagna y Swan para su clasificación de clases III y IV.

Esta clasificación persigue proveer una manera para poder clasificar, sin ambigüedades, todas las combinaciones posibles de reflectividad a incidencia normal y de reflectividad dependiente de la distancia fuente receptor, independientemente de la causa de las variaciones de la amplitud con respecto a la misma. El tipo 5 reemplaza una parte de la clase IV de Castagna y Swan, y los tipos que van de -1 a -5 completan todo el espectro de posibilidades.

Esta clasificación se propone en base al análisis del gradiente, los cambios que experimenta la amplitud a medida que aumenta la distancia fuente receptor, y en base al valor del intercepto del gradiente correspondiente a incidencia normal.

Al hacer parte de la definición de los tipos de AVO, la variación de la amplitud respecto a la distancia fuente-receptor, se presenta un espectro de combinaciones mucho más amplio. Esto es debido a que las reflexiones pueden

ser tanto positivas, negativas o cero; pueden incrementarse, decrecer o permanecer iguales de acuerdo con el incremento de esta distancia fuente-receptor.

Young y LoPiccolo, 2003; presentan el gráfico cruzado AVO de Castgana y Swan de una manera particular, con unas ligeras modificaciones, para poder ilustrar gráficamente su clasificación.

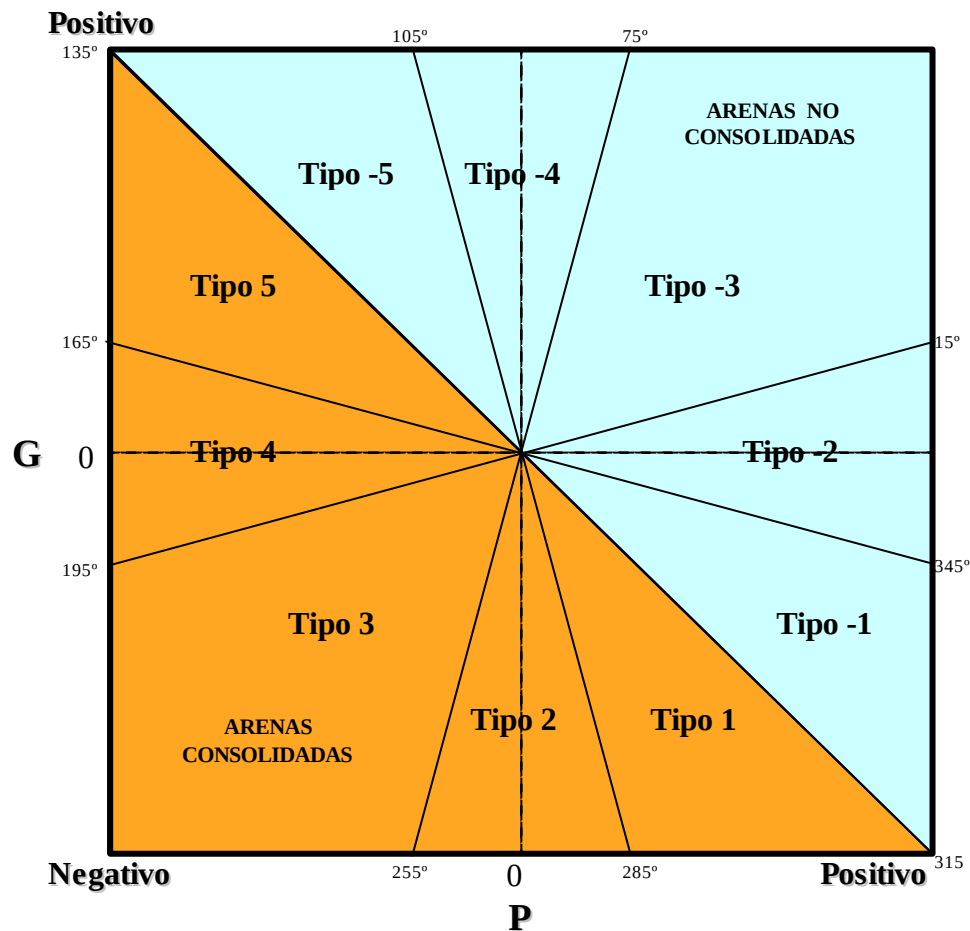


Figura 5.7. Gráfico de los tipos AVO. (Modificado Young y LoPiccolo, 2003).

Las ordenadas representan el gradiente G , definido por un ajuste de aproximación lineal a la pendiente de la variación de la amplitud respecto a la distancia fuente-receptor; las abscisas designan el intercepto P , definido como el valor de la aproximación lineal en la intercepción donde la distancia fuente-receptor es cero.

Las escalas de ambos, P y G , son adimensionales y se encuentran dentro del mismo rango dinámico. Esto implica, evidentemente, que la forma en cómo los puntos individuales que componen los datos se dispongan dentro del gráfico

va a depender en función del tamaño y ubicación de la muestra tomada a partir de los datos; por ello existe la posibilidad que el tipo AVO asignado a un determinado reflector pueda cambiar, dependiendo de ese tamaño y ubicación dentro de la cual se encuentra.

Este es un defecto inherente en cualquier clasificación AVO que se realice utilizando los recursos de los gráficos cruzados, por lo contrario sería un aspecto relacionado con la clasificación que se propone actualmente.

Las divisiones propuestas en esta clasificación, por otro lado, parten del origen con una relación angular fija. Este fundamento en el cual se apoya la definición de las divisiones, hace que las mismas sean bastante simples de calcular y además mantienen dicha relación a medida que la arena se hace más delgada.

Para poder explicar mejor las relaciones del gráfico cruzado que se propone, es preciso aclarar los tipos de divisiones que presenta el mismo:

- a) **Primera división:** es la más obvia y se refiere a los cuatro cuadrantes del círculo unitario. **P** y **G** pueden ser positivos o negativos y los dominios dentro de los cuales puedan ubicarse son únicos y varían en función de las combinaciones de dichos atributos. Otros cuatro dominios se presentan en los límites y en sus adyacencias, entre los cuadrantes, donde pueden variar muy poco o nada.
- b) **Segunda división:** esta resulta si se asume que; **a)** la relación V_p/V_s , (relación entre la velocidad de onda P y la velocidad de onda S), en zonas que no posean hidrocarburo es constante y aproximadamente 2, y **b)**, que los contrastes de densidad a través de los horizontes reflectantes es despreciable (argumentado por Foster et al., 1997); entonces la división entre tipos AVO positivos (entre 1 y 5) y los negativos (entre -1 y -5) corresponde a la línea de fluido propuesta por Foster.

Esta división permite clasificar a las arenas que se encuentren al suroeste de la línea de fluido, como “Arenas consolidadas”. Dentro de este rango el decrecimiento de la arcillosidad y el incremento del contenido de gas son casi iguales, por lo cual las arenas son desplazadas hacia dicha posición por cualquiera de estos dos fenómenos.

En el caso de “Arenas no consolidadas” el efecto de la arcillosidad es opuesto al caso anterior y su decrecimiento tiende a desplazar los puntos hacia el noreste de la línea. Puede ser que no exista un efecto perceptible a causa del gas, y en el caso de que lo haya permanece inalterado a partir de las arenas consolidadas, que desplace los puntos hacia el suroeste.

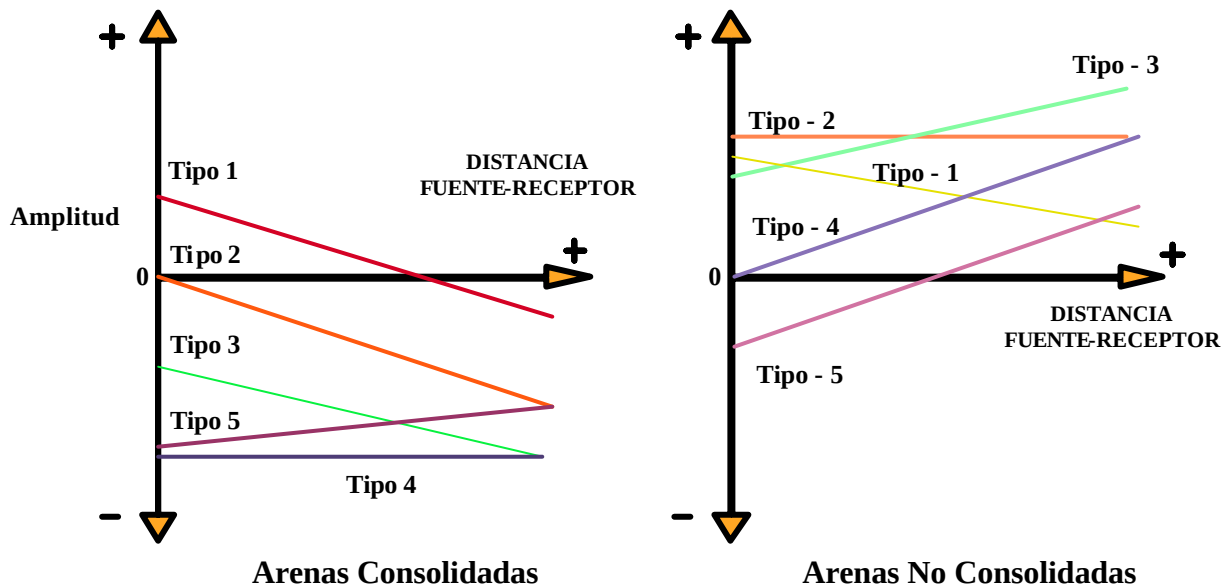


Figura 5.8. Relaciones promedio entre la amplitud y las reflexiones a incidencia normal.

(Modificado de Young y LoPiccolo, 2003).

Tabla 5.1. Características y comportamiento de los tipos AVO

	Tipo AVO	P (Intercepto)	G (Gradiente)	Expresión de la amplitud en función de la distancia fuente-receptor	Definición
Arenas Consolidadas	1	Positivo	Negativo	Pico de amplitud que decrece y se transforma en un valle para las distancias lejanas.	Puntos entre 285° y 315°. Variación negativa de G
	2	Aproxima a Cero	Negativo	Amplitud prácticamente despreciable que se transforma en un valle y que aumenta su magnitud a medida que aumenta la distancia.	Puntos entre 255° y 285°. Valores de P bajos y G es negativo.
	3	Negativo	Negativo	Valle que aumenta su magnitud a medida que aumenta la distancia.	Puntos entre 195° y 255°, donde los valores de P y G son negativos.
	4	Negativo	Casi Plano	Valle que cambia un poco en amplitud respecto a la distancia.	Entre 165° y 195°, los valores de P son negativos y los de G son bajos.
	5	Negativo	Positivo	Valle que decrece con el aumento de la distancia.	Puntos entre 135° y 165°. Dominan las variaciones negativas de P.
La división entre los tipos positivos y negativos forma un ángulo de 45° con respecto a las ordenadas y comprende 180° entre 135° y 315° dentro del círculo unitario.					
Arenas no consolidadas	-1	Positivo	Negativo	Pico que decrece con el aumento de la distancia.	Puntos entre 315° y 345°. Variación de P.
	-2	Positivo	Casi Plano	Pico que cambia un poco en amplitud respecto a la distancia.	Entre 15° y 345°. Se caracteriza por pequeñas variaciones de G y valores positivos de P.
	-3	Positivo	Positivo	Pico que aumenta su magnitud a medida que aumenta la distancia.	Domina el primer cuadrante, entre 15° y 75° donde tanto P como G son positivos
	-4	Aproxima a Cero	Positivo	Amplitud prácticamente despreciable que se transforma en un pico y que aumenta su magnitud a medida que aumenta la distancia.	Se encuentra entre el primer y segundo cuadrante, entre 75° y 105°. Se caracteriza por valores de P bajos y valores positivos para G.
	-5	Negativo	Positivo	Pico de amplitud que decrece y se transforma en un valle para las distancias lejanas.	Se encuentra entre 105° y 135°, donde dominan las variaciones de los valores de G

5.1.16. Análisis AVO Utilizando datos VSP

Cuando se graban datos de VSP para realizar análisis AVO, se utiliza una geometría de fuente de 3 componentes multi-offset para obtener ondas sísmicas reflejadas de la interfase de una zona específica en función de la distancia entre fuente y receptor. Los geófonos multicomponentes se posicionan justo encima de la zona de interés.

Existen varias ventajas de utilizar datos VSP para análisis AVO. La geometría de los receptores permite reducir los efectos de propagación de onda, tales como atenuación, pérdida por transmisión, múltiples y divergencia esférica debido a que las ondas no se propagan grandes distancias antes de ser grabadas por el receptor.

La geometría del VSP ofrece datos con ancho de banda de frecuencias más altas que la ofrecida por sísmica de superficie. También ofrece mejor cociente de señal ruido debido al recorrido más corto entre la interfase reflectora y el receptor.

Existen ciertas ventajas de utilizar datos VSP para el análisis AVO:

- Los datos VSP tienen mayor ancho de banda que la sísmica de superficie debido a que el campo de ondas recorre menor distancia de la fuente al receptor.
- El cociente señal / ruido generalmente es mayor que en el caso de sísmica de superficie debido a que el entorno del pozo es silencioso y se puede lograr un buen acople con el pozo.
- Se puede grabar el campo de ondas descendentes y por lo tanto puede ser utilizado para diseñar un operador de deconvolución determinístico que elimine los efectos de propagación de ondas (tales como múltiples) entre la fuente y receptor.
- El campo ascendente puede ser deconvolucionado determinísticamente utilizando el campo de ondas descendente, resultando en la serie de coeficientes de reflexión convolucionada con la ondícula deseada.
- Las amplitudes de los campos de ondas son grabados y pueden ser utilizadas para obtener una buena estimación del coeficiente de reflexión de una interfase tomando la relación de las amplitudes de incidencia y reflexión.

- Las amplitudes de incidencia y reflexión pueden ser medidas justo encima de la interfase de interés, eliminando los efectos no deseados de propagación de ondas y resultando en una respuesta de amplitud verdadera.
- Se pueden utilizar la adquisición y el procesamiento multicomponente para obtener reflexiones convertidas P-S, por lo tanto se puede utilizar las ondas P-P y P-S en conjunto para realizar el análisis AVO para entender mejor las propiedades de las rocas en el subsuelo.

5.1.17. Resolución

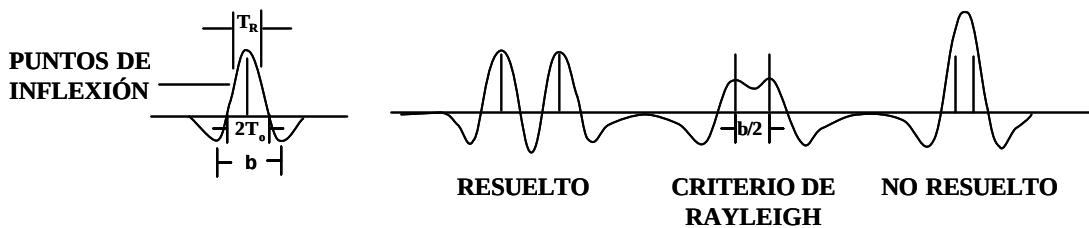
La resolución se refiere a la mínima separación entre dos elementos, tal que se pueda decir que existen estos dos elementos en vez de uno solo. En relación a las ondas sísmicas, se puede pensar en (1) cuan separadas (en espacio y tiempo) deben estar dos interfases para que se puedan mostrar como dos reflectores separados (resolución vertical) o (2) cuan separados deben estar dos elementos en una misma interfase para que se puedan apreciar cada uno por separado (resolución horizontal). (Sheriff, 1995)

5.1.17.1. Resolución vertical

Considerando dos reflectores horizontales, separados por una distancia Δz , donde la reflexión más profunda se encuentra retrasada, en relación a la más somera, una fracción de la longitud de onda en el orden de $2\Delta z/\lambda$. Se puede decir, entonces, que existen dos ondas cuando el arribo de la segunda causa un cambio bastante perceptible en comparación con la primera onda recibida. (Sheriff, 1995).

Una buena ilustración de la resolución vertical se puede observar en la figura 5.9 (b), donde se muestra el efecto de un acuñaamiento, cuya velocidad es intermedia entre con respecto a las capas que se encuentran por encima y por debajo de ella. La forma de la onda indica más de un reflector cuando el espesor de la misma es mayor a $\lambda/4$ (12 ms.). En la figura 5.9 (c) se muestra un acuñaamiento con una velocidad muy diferente a la que poseen los estratos que la rodean. Se puede observar que la forma de la onda es constante cuando el espesor se encuentra por debajo de $\lambda/4$, donde la amplitud es máxima, debido a la

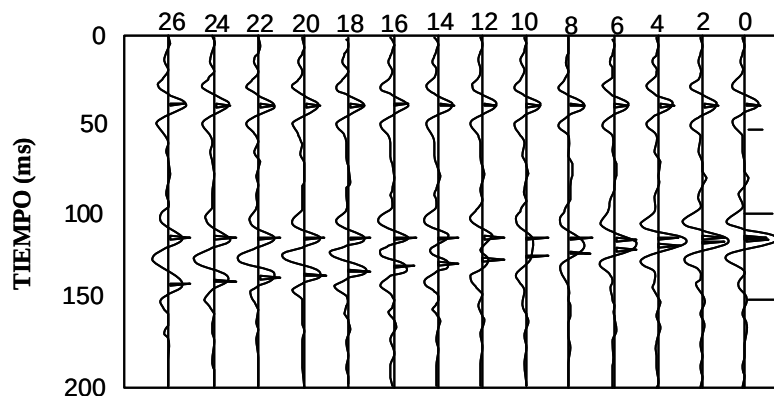
interferencia constructiva. Se debe hacer notar que la cuña todavía produce reflexiones bastante significativas, aún cuando es más fina que el límite de resolución y únicamente una capa entre $\lambda/20$ y $\lambda/30$, en espesor, podría ser detectable; sin embargo su espesor no puede ser determinado a partir de la información dada por la forma de la ondícula.



**DECRECIMIENTO DE LA
SEPARACIÓN DE LA IMÁGEN**

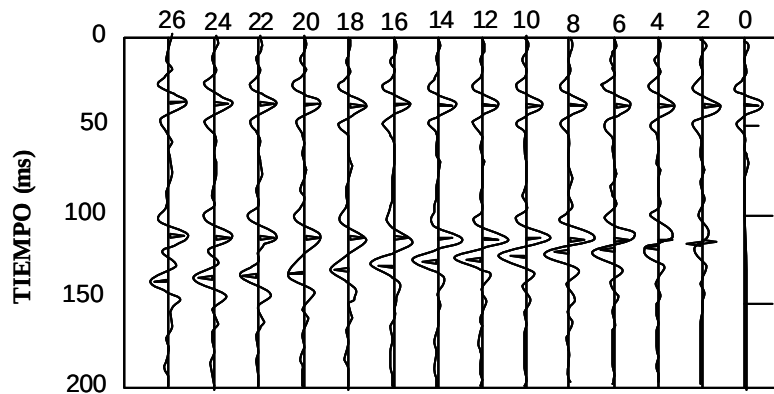
(a)

ESESOR DE LAS CAPAS EN TIEMPO DOBLE (MILISEGUNDOS)



(b)

ESESOR DE LAS CAPAS EN TIEMPO DOBLE (MILISEGUNDOS)



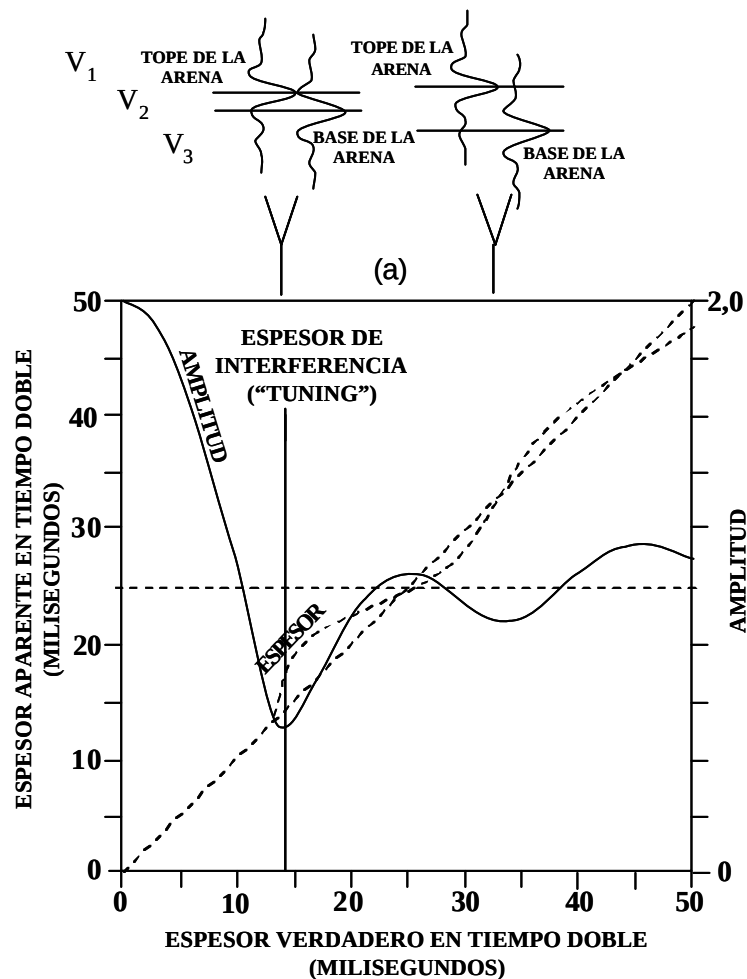
(c)

Figura 5.9. Resolución vertical y efectos de interferencia. (a)Tipos de resoluciones. (b) Reflexiones ascendentes de una interfase simple y un acuñaamiento con velocidades $V_3 > V_2 > V_1$ o $V_3 < V_2 < V_1$. (c) Mismo caso de (b) excepto pero el acuñaamiento presenta una velocidad diferente a la del medio en el cual se encuentra embebido ($V_3 = V_1 \neq V_2$) (Modificado de Sheriff , 1995).

5.1.17.2. “Tuning” y efectos de capas finas

Cuando un estrato se encuentra embebido en un medio de diferentes propiedades, la resolución vertical es de $\lambda/4$ en espesor, las reflexiones provenientes del tope y de la base interfieren constructivamente y la amplitud aumenta, este fenómeno es llamado “tuning” o interferencia. Por su parte, una capa fina se define como una situación donde el espesor total de las capas, bajo ciertas consideraciones, es menor a $\lambda/4$.

En la figura 5.10 se muestra las mediciones de sincronización y amplitud para el acuñamiento referido en la figura 5.8 donde $V_3 > V_2 > V_1$ así como en la figura 5.10, donde la interferencia destructiva en $\lambda/4$ produce un mínimo de amplitud.. Para espesores mayores, las amplitudes coinciden aproximadamente con las reflectividades correctas de las interfases, aunque la interferencia con algunos lóbulos sucesivos de las ondículas causan algunas oscilaciones.



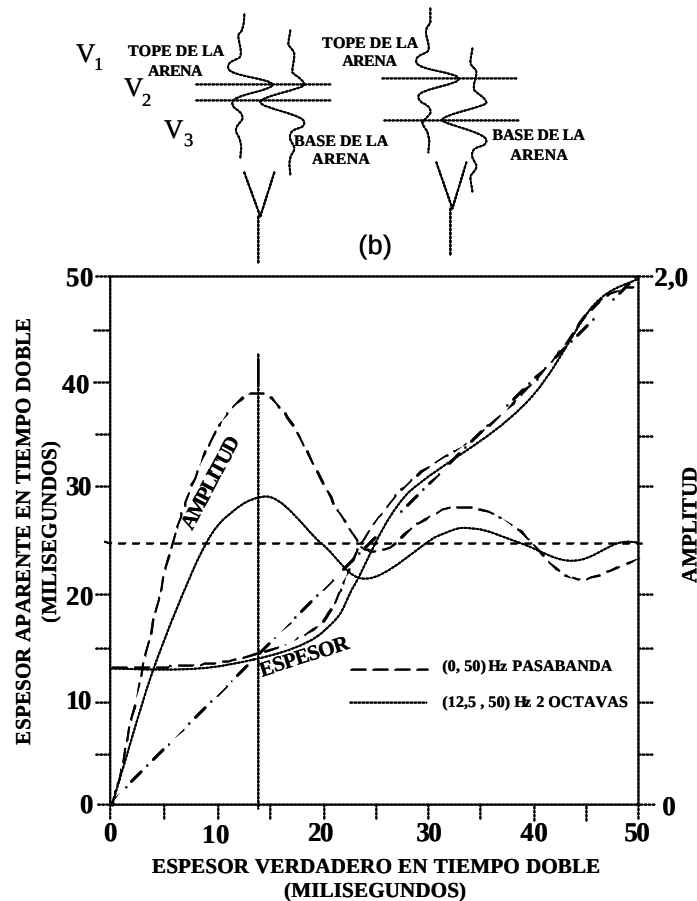


Figura 5.10. Amplitud y sincronización de las mediciones para los acúñamientos de la figura 5.9. Los mecanismos de interferencia se muestran arriba de cada gráfico para ondículas tipo sinc de fase cero. La curva segmentada indica la amplitud y los tiempos de viaje donde no se involucra la interferencia. (a) $V_3 > V_2 > V_1$. (b) $V_3 = V_1 \neq V_2$. (Modificado de Sheriff, 1995).

5.1.18. Fundamentos Petrofísicos del AVO

Se sabe que en un medio elástico e isotrópico pueden existir dos tipos principales de ondas:

- a) **Onda P:** son también llamadas ondas longitudinales o de compresión. En estas las partículas se mueven en la misma dirección de propagación de la onda.
- b) **Onda S:** estas son llamadas ondas transversales o de corte. La dirección del movimiento de las partículas en el interior del medio forma un ángulo recto con la dirección de la propagación de la onda.

Las velocidades de propagación, en el caso de un medio isotrópico, elástico y no poroso, se pueden expresar de la siguiente manera:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad \text{Ec. 5.40}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \text{Ec. 5.41}$$

Donde:

(K) Módulo de Volumen o Incompresibilidad: relacionado con la resistencia de material a ser comprimido o expandido.

(μ) Módulo de Rigidez: es la resistencia de un material a la torsión o resistencia a ser transformado transversalmente.

(ρ) Densidad del Medio: relación de masa sobre volumen del material en específico.

De esta manera se observa que dichas velocidades dependen de las propiedades elásticas del medio y no de la fuente.

Las velocidades muestran un valor correspondiente a un tipo particular de roca, ya que diferentes materiales pueden tener la misma velocidad. De ahí que no exista una relación univoca entre la litología y las partículas elásticas.

En medios estratificados, esto es en medios donde existen separaciones en capas con diferentes propiedades elásticas, la propagación de las ondas corpóreas va a estar influenciadas por la presencia de las discontinuidades en estas propiedades, y se rigen principalmente por las ecuaciones de Snell. Estas ecuaciones determinan la reflexión y la refracción de este tipo de ondas.

Ahora bien, de acuerdo con las (formulas de V_p y V_s arriba) se puede observar que la relación entre K y λ es obvia y puede ser escrita de la siguiente manera:

$$K - \lambda = \frac{2}{3}\mu \quad \text{Ec. 5.42}$$

La situación se complica cuando se empiezan a considerar materiales porosos y saturados de un determinado fluido.

La densidad puede expresarse de la siguiente manera:

$$\rho = \phi \rho_{fl} + (1 - \phi) \rho_{ma} \quad \text{Ec. 5.43}$$

Donde:

ρ = densidad total de la roca saturada.

ρ_{fl} = densidad del fluido.

ρ_{ma} = densidad de la matriz.

Un cubo de roca porosa ideal, (figura 5.11), puede estar compuesto por cuatro componentes: la matriz, el sistema poros/fluido, la estructura de la roca seca y roca saturada.

Para el caso de una roca que contenga agua e hidrocarburo:

$$\rho_{sat} = \rho_{ma} (1 - \phi) + \rho_w S_w \phi + \rho_{hc} (1 - S_w) \phi \quad \text{Ec. 5.44}$$

Donde: ρ_{sat} = valor total de la densidad.

ρ_{ma} = densidad de la matriz.

ρ_w = densidad del agua (agua salobre).

ρ_{hc} = densidad del hidrocarburo

ϕ = porosidad.

S_w = saturación del agua.

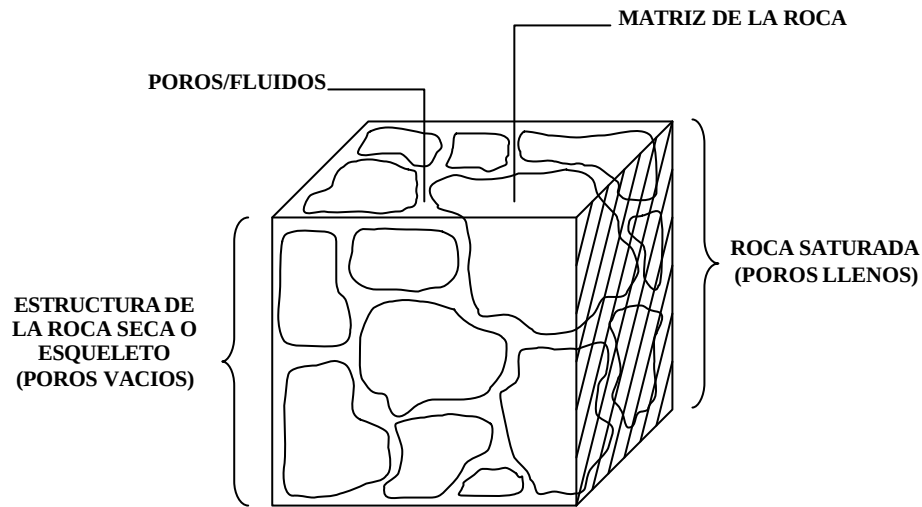


Figura 5.11. Cubo de roca ideal

5.1.19. Evaluación Petrofísica

Cuando se utilizan registros de pozo para evaluar formaciones deben conocerse, el volumen y tipo de porosidad, el contenido de lutita dentro de la matriz de la roca y las relaciones de resistividad para obtener los parámetros petrofísicos.

Los estudios de la roca yacimiento por si mismos son la base de la petrofísica. Los registros de pozo, sin embargo, han sido comparados con datos de física de rocas (específicamente estudios de núcleos) para desarrollar métodos de análisis confiables que solo utilicen datos provenientes de los registros.

5.1.19.1. Métodos básicos para obtener el contenido de lutita en rocas yacimiento.

La lutita se considera, generalmente, impermeable. Puede que contenga o no hidrocarburo, pero rara vez es productiva; además de ser un termino confuso y ambiguo para muchas personas.

La mayoría de los analistas de registros consideran los limos y las arcillas como lutitas, siendo el tamaño de grano el factor determinante. Aunque la clasificación de Wentworth es la aceptada para catalogar las rocas clásticas, no se

adapta del todo para el caso de yacimientos en rocas carbonáticas. La mayoría de las rocas carbonáticas son rocas limpias, es decir, no poseen más de dos o tres tipos de matriz, pero en ciertos ambientes deposicionales, los carbonatos y las rocas clásticas o evaporíticas se encuentran mezcladas.

La diferencia básica entre yacimientos en rocas clásticas y en carbonatos estriba en que los yacimientos en rocas clásticas se formaron mecánicamente, mientras que lo que se originan en los carbonatos se forman químicamente. Por lo tanto, la química es tan importante como el tamaño de grano en la identificación de lutitas.

De la misma manera se utilizan los datos de SP y rayos gamma como indicadores del contenido de lutita. Las medidas de la espectroscopia de emisión natural de rayos gamma son las más efectivas para ser indicadores de lutita. Y el registro de neutrón es valioso en la identificación de lutita en rocas carbonáticas.

Los gráficos cruzados realizados a partir de los registros de densidad y neutrón o bien de densidad y registros acústicos ayudan a resolver el problema de identificación de lutitas en rocas clásticas.

5.1.19.2. Determinación del volumen de lutita a partir de mediciones de rayos gamma

Los equipos de rayos gamma fueron los primeros instrumentos capaces de identificar diferentes litologías por detrás del revestimiento. Esta herramienta puede ser utilizada en presencia de fluidos, aire e inclusive de lodos base aceite. Por ello, el registro de rayos gamma es uno de los servicios más universales de la industria.

Los registros de rayos gamma son ideales para distinguir los yacimientos potenciales a partir de capas lutíticas. La respuesta de la curva de rayos gamma natural es de gran ayuda para muchas aplicaciones en los registros de pozo. (ver Figura 5.12).

Tabla 5.2 Escala de Wentworth de los tamaños de los granos en los sedimentos

Medida					
Estadounidense		Milímetros	Micrón	Fi	Clases de tamaños según Wentworth
# Malla del tamiz		(mm)	(mm)	(f)	
		4096		-12	Canto rodado (-8 a -12 ϕ)
		1024		-10	
		256		-8	
Utiliza Cuadros de alambre		64		-6	Canto rodado mediano (-6 a -8 ϕ)
		16		-4	Guijarro (-2 a -6 ϕ)
5		4		-2	
6		3,36		-1,75	Gránulos
7		2,83		-1,5	
8		2,38		-1,25	
10		2,00		---1,0---	
12		1,68		-0,75	Arenisca de grano muy grueso
14		1,41		-0,5	
16		1,19		-0,25	
18		1,00		---0,0---	
20		0,84		0,25	Arenisca de grano grueso
25		0,71		0,5	
30		0,59		0,75	
35	1/2	---0,50---	---500---	---1,0---	
40		0,42	420	1,25	Arenisca de grano medio
45		0,35	350	1,5	
50		0,30	300	1,75	
60	1/4	---0,25---	---250---	---2,0---	
		0,210	210	2,25	Arenisca de grano fino
80		0,177	177	2,5	
100		0,149	149	2,75	
120	1/8	---0,125---	---125---	---3,0---	
140		0,105	105	3,25	
170		0,088	88	3,5	Arenisca de grano muy fino
200		0,074	74	3,75	
230	1/16	---0,0625---	---62,5---	---4,0---	
270		0,053	53	4,25	
325		0,044	44	4,5	Limo de grano grueso
		0,037	37	4,75	
Analizados	1/32	---0,031---	---31---	---5,0---	
	1/64	0,0156	15,6	6,0	Limo de grano medio
por	1/68	0,0078	7,8	7,0	Limo de grano fino
Pipeta	1/128				
	1/256	---0,0039---	---3,9---	---8,0---	-----Limo de grano muy fino-----
		0,0020	2,0	9,0	
		0,00098	0,98	10,0	
		0,00049	0,49	11,0	Arcilla
		0,00024	0,24	12,0	
		0,00012	0,12	13,0	
		0,00006	0,06	14,0	
Hidrómetro					
Unidades ϕ = Logaritmo negativo en base 2 del diámetro en milímetros					

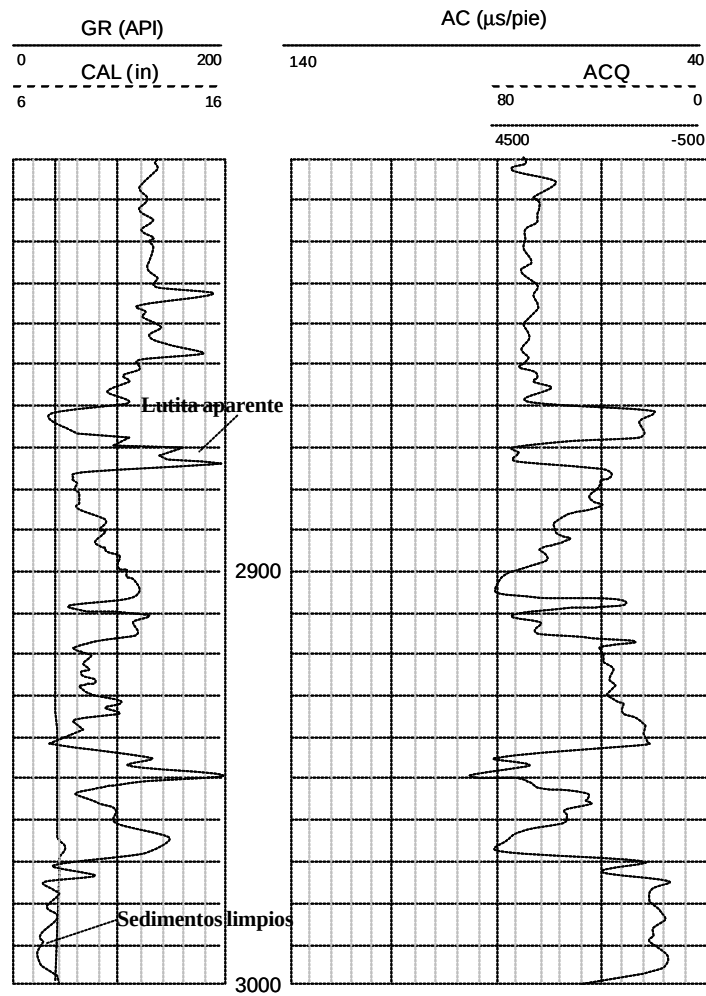


Figura 5.12. Respuesta de un registro de rayos gama (a la izquierda) y de un registro acústico (a la derecha). Las lutitas muestran, generalmente, los mayores valores de rayos gamma. (Modificado de Western Atlas, 1992)

- Determinar la roca yacimiento, más probable, eliminando los intervalos lutíticos, bien sea en hoyo abierto o revestido.
- Determinar la cantidad de lutita en un yacimiento prospectivo.
- Correlacionar la profundidad en los registros de rayos gamma en otros pozos para determinar la posición estructural del yacimiento.
- Identificar depósitos radioactivos de mineral de potasio y uranio y capas de carbón.
- Monitoreo del movimiento de material radioactivo inyectado en el pozo.

La radiación natural emitida por elementos inestables, consisten principalmente de rayos alfa, beta y gamma; pero es práctico medir únicamente, en condiciones de pozo, los rayos gamma. Los elementos importantes para el análisis de registros de pozo, son la serie del uranio, del torio y del isótopo potasio-40. Estos proveen toda la radiación natural en cuanto a rocas sedimentarias se refiere. Cada uno de estos elementos emite rayos gamma que se distinguen tanto en número como en cantidad de energía.

La energía de radiación se mide en unidades de electrón voltios (eV), kiloelectrón voltios (keV) o millones de electrón voltios (MeV).

Los geólogos y los petrofísicos se interesan primordialmente en como, los rayos gamma, pueden utilizarse de mejor manera. La mayor radioactividad, generalmente mas no siempre, se detecta en las lutitas y arcillas debido a que la concentración de potasio, torio y/o uranio (Figura 5.12). Los cristales de cuarzo, por lo general, muestran planos fuertemente unidos en todas las direcciones, cristalizándose en forma natural y evitando que las impurezas invadan la estructura cristalina. Micas y feldespatos provienen del potasio y se descomponen rápidamente en minerales arcillosos. Las arcillas, por su parte, tienen planos unidos débilmente, su tamaño de grano es muy pequeño y poseen una estructura que permite la inclusión de elementos radioactivos, durante y después de la depositación.

Cuando los materiales radioactivos se encuentran presente con otro tipo de rocas, la curva de rayos gamma, generalmente indica el contenido de lutita.

5.1.19.3. Determinación del porcentaje de lutita a partir de los rayos gamma.

La evaluación cuantitativa del contenido de lutita utilizando rayos gamma, asume que cualquier otro mineral radioactivo distinto de las lutitas y las arcillas está ausente.

El índice de rayos gamma (I_{GR}) se define como sigue:

$$I_{GR} = \frac{GR - GR_{CL}}{GR_{SH} - GR_{CL}} \quad \text{Ec. 5.45}$$

Donde:

GR= respuesta del registro en la zona de interés (grados API).

GR_{CL}= respuesta del registro en una zona que se considera libre de lutita.

GR_{SH}= respuesta del registro en una capa lutítica.

El I_{GR} ha sido correlacionado empíricamente con fracciones de volúmenes de lutita en rocas yacimiento poco limpias para poder obtener la corrección para el comportamiento lineal del I_{GR} en rocas de una edad determinada. (Figura 5.13)

La curva 1 representa el comportamiento lineal del I_{GR} desde cero a cien por ciento de lutita y establece un límite superior para el contenido de lutita en cualquier formación. La curva 2, descrita por Larionov como la que representaba la verdadera correlación de contenido de lutita en rocas más antiguas al Terciario (Mesozoico-Paleozoico).

La curva 2 también indica los sobreestimados de lutitas cuando las formaciones pertenecen al Terciario o Cuaternario y especialmente aquellas que se encuentran poco consolidadas. Larionov sugiere seguir la curva 3 para formaciones del Terciario y más jóvenes. Si dos formaciones de diferentes eras geológicas poseen la misma cantidad lutitas radioactivas por unidad de volumen, la respuesta del registro debería ser menor en la más antigua, la más consolidada y probablemente en la más densa de las formaciones.

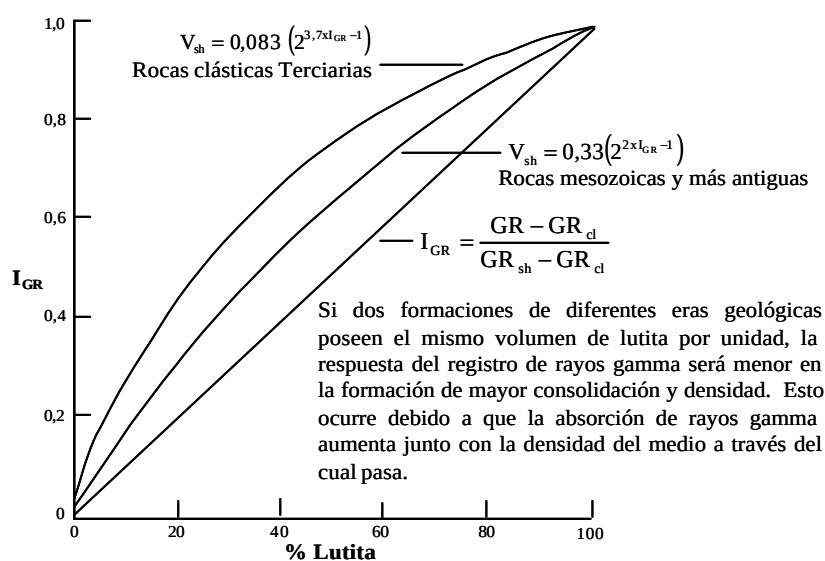


Figura 5.13. Gráfico que se emplea, generalmente, para determinar el volumen de lutita a partir de los registros de rayos gamma.

5.1.19.4. Métodos de gráficos cruzados para la determinación del volumen de lutita

Un gráfico cruzado de dos minerales realiza utiliza un mínimo de tres puntos de control para poder obtener una buena resolución de los datos provenientes de los registros de pozo. Un punto es siempre cien por ciento de porosidad o parámetro de fluido.

Los otros puntos de control representan los valores predecibles de porosidad cero para cada una de las dos medidas y las matrices seleccionadas. Por ejemplo, si la litología se toma como caliza o dolomita y las dos medidas de registro son densidad total (ρ_b) la porosidad del neutrón compensado ϕ_N (calculado para la caliza), los valores de porosidad cero para las matrices de caliza y dolomita serían:

$$\rho_b = 2,71 \text{ g/cm}^3 \text{ y de } 2,86 \text{ a } 2,87 \text{ g/cm}^3 \text{ para cada tipo de matriz.}$$

$$\phi_N = 0 \text{ y } 0,02 \text{ en unidades de porosidad de caliza respectivamente.}$$

Determinadas herramientas neutrónicas pueden alterar ligeramente los parámetros. Los parámetros del fluido, generalmente, se toman como 1 g/cm^3 para lodo fresco o 1.1 g/cm^3 para lodo salado en el caso de las herramientas de densidad y 1 en el caso porosidad-neutrón. Diversos parámetros para registros de pozo se pueden observar en la tabla 5.3.

Generalmente, los gráficos cruzados son ampliados para mostrar únicamente las tendencias de litología y porosidad que se encuentran por debajo del 50% de porosidad; lo que significa la mitad de todo el modelo que se muestra e en la figura 5.14.

Si fue utilizado un registro acústico en lugar del de neutrón, entonces, serán seleccionados los puntos de cero matriz para calizas ($\Delta t = 47,6 \text{ } \mu\text{s/pie}$) y dolomitas ($\Delta t = 43,6 \text{ } \mu\text{s/pie}$), y el tiempo de transito podría estar en el orden de $189 \text{ } \mu\text{s/pie}$ para lodo fresco y $185 \text{ } \mu\text{s/pie}$ para lodo salado. Arenisca es un de los minerales que puede ser seleccionado, pero otras rocas tales como anhidrita, sal o

yeso, ocasionalmente pueden convertirse en parámetros importantes dentro de los parámetros del gráfico cruzado

Tabla 5.3. Parámetros de registros para las rocas y minerales más comunes

(Modificado de Western Atlas, 1992)

		ρ_b (g/cm ³)	Δt (μ s/pie)	ϕ_{CN}	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
Sedimentos	Quartz	2,65	51,3 – 55,5	-0,04	< 0,15	< 0,4	< 0,2
	Calcite	2,71	47,6	0,00	< 0,40	1,5 – 15	< 2,0
	Dolomita	2,87	43,5	0,02	0,1 – 0,3	1,5 – 10	< 2,0
	Lutitas	1,80 – 2,70	63 -170	0,09 – 0,45			
Evaporitas	Halita	2,04	67	-0,02 – 0,03		< 0,3	< 0,2
	Anhidrita	2,98	50	0,00		0,25 – 0,43	< 0,2
	Yeso	2,35	52,5	0,5 – 0,6			
	Trona	2,10	65	0,42			
Carbones	Lignito	1,05	140	0,6			
	Bituminosos	1,33	120	0,6			
	Antracita	1,57	105	0,4			
Minerales metálicos	Limonita	3,59	57				
	Pitita	4,99	39				
	Siderita	3,94	48				
	Hematina	5,18	44				
Micas	Glaucomita	2,54		0,19	5,08 – 5,3		
	Biotita	2,99	51	0,06	6,7 – 8,3		< 0,01
	Moscovita	2,82	49	0,13	7,9 – 9,8		< 0,01
Arcillas	Caolinita	2,61		0,37	0,42	1,5 – 3,0	6,0 – 19,0
	Clorita	2,88		0,32			
	Ilita	2,63		0,09	4,5	1,0 – 5,0	< 2,0
	Esmectita	2,02		0,17	0,16	2,0 – 5,0	6,0 – 19,0

Estos gráficos cruzados también pueden ser utilizados para calcular el volumen de lutita (V_{sh}) dado que los registros de neutrón se ven mucho más afectados por la presencia de lutita (contenido de hidrógeno) que los registros de densidad. Los puntos de control en el ejemplo de la figura 5.15 pueden ser seleccionados para determinar la línea de arena limpia (0% V_{sh}). Por ejemplo, la línea que conecta las coordenadas de cero porosidad con la de 100% ϕ_f puede ser usada para determinar dicha línea. Luego, un punto o un área en general que sea representativa de los valores de ρ_b y ϕ_N de una lutita adyacente a la zona de estudio se selecciona para establecer la línea de 100% lutita. (ver figura 5.15)

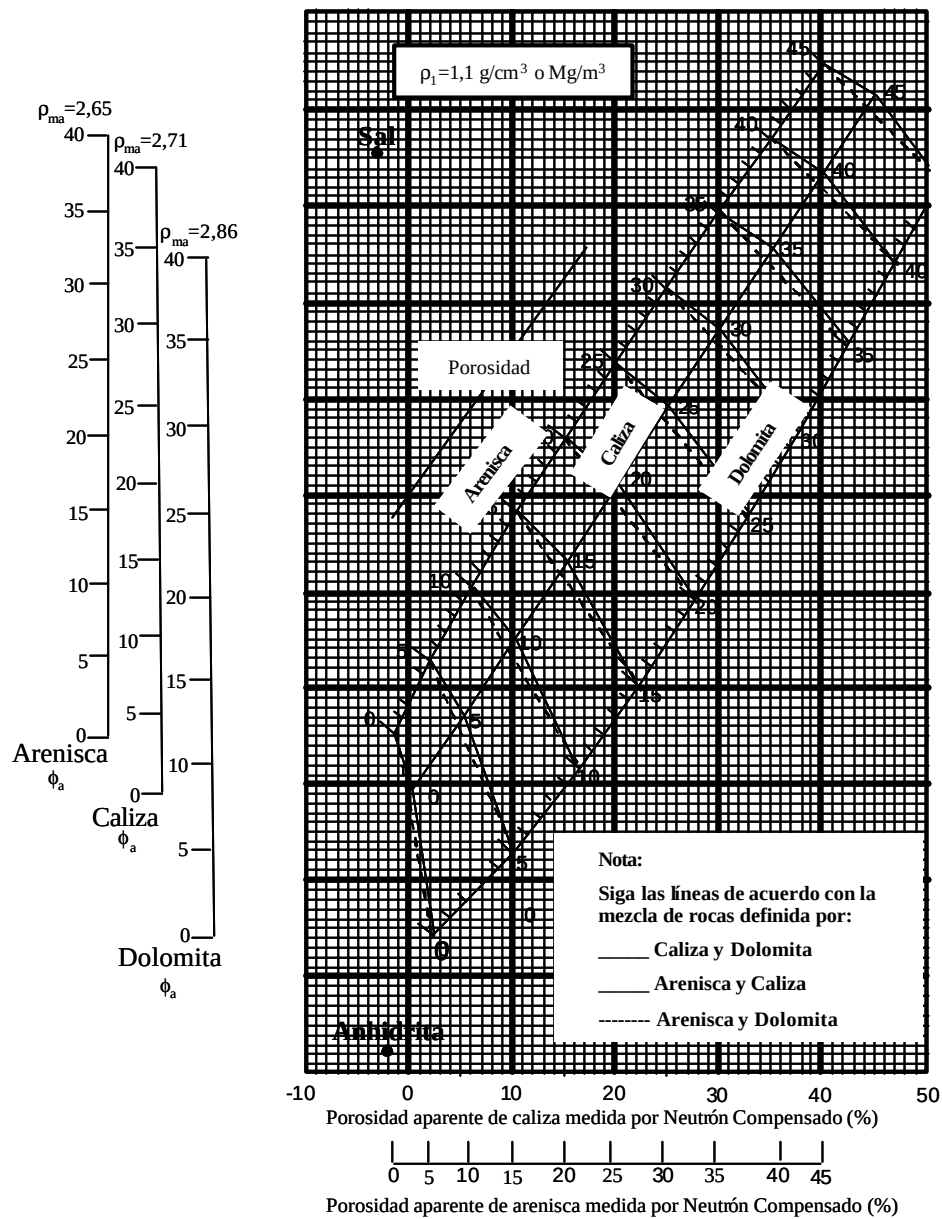


Figura 5.14. Gráfico cruzado generalizado. Los valores de porosidad se encuentran en una escala entre 0 y 50 %. (Modificado de Western Atlas, 1992)

La línea de lutita se encuentra muy cerca de la línea que describe los valores para la matriz de dolomita, y asumiendo que la caliza es limpia, la formación que se asuma como limpia, igual mostrará u 80% de lutita. En tal circunstancia, el gráfico cruzado de densidad-neutrón no será un indicador muy confiable del volumen de lutita.

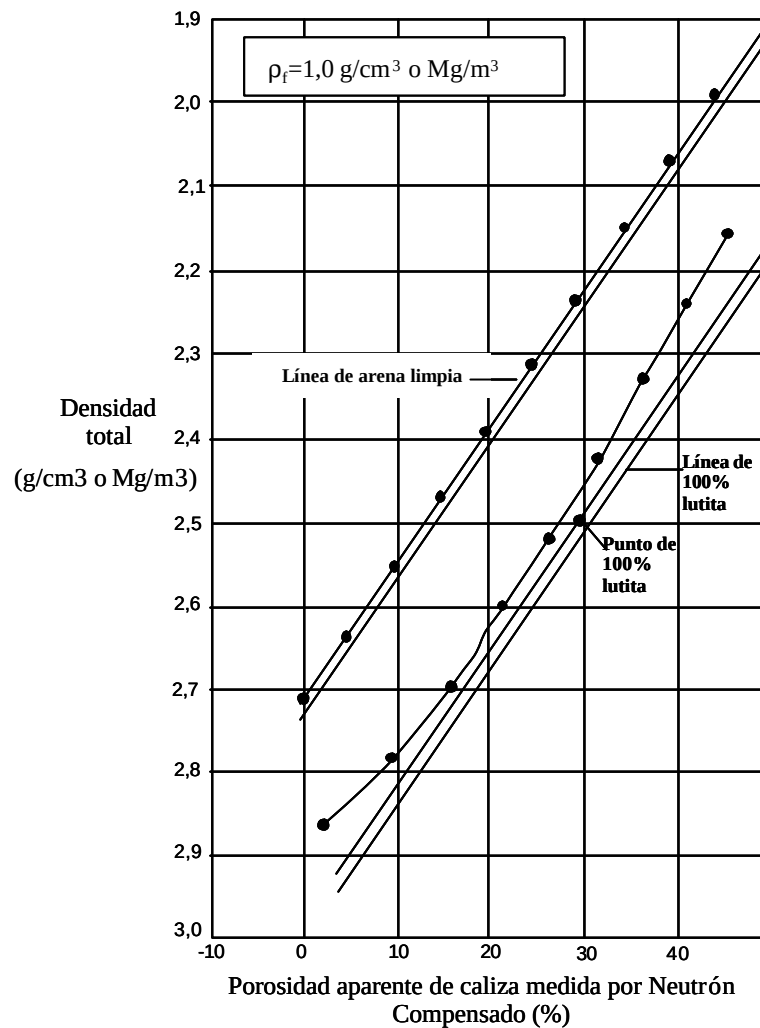


Figura 5.15. Valores promedio de lutita. Los valores de promedio de lutita pueden ser calculados y graficados en el gráfico cruzado. (Modificado de Western Atlas, 1992)

5.1.20. Inversión sísmica de datos VSP

La inversión sísmica es un proceso numérico que obtiene un registro de impedancias acústicas a partir de la información suministrada por una traza sísmica. Para obtener dicho resultado, estima tanto la posición del reflector en el subsuelo como las propiedades de impedancia acústica del medio que yace por encima y por debajo de una interfase de reflexión. (Oldenburg, 1983).

5.1.20.1. Inversión de pulsos dispersos

Este método ofrece aproxima los datos sísmicos a un estimado de la serie de reflectividad, a partir de un número mínimo de pulsos dispersos. Dado que los

resultados de la inversión poseen un ancho de banda de alta frecuencia, se logra maximizar la resolución vertical de los datos. (Russel, 1988).

De esta manera, la traza de pulsos dispersos conserva un estimado del comportamiento de la impedancia acústica verdadera por lo que puede contener pulsos de magnitud apropiada en posiciones donde las reflexiones de la traza son máximas.

Aún tomando en cuenta, la asunción de tener un modelo de sedimentos estratificados, que las propiedades de los materiales son constantes y adoptando el modelo convolucional, todavía permanece latente el problema fundamental de la exclusión de los componentes de baja frecuencia provenientes de la traza sísmica.

La ondícula de la fuente sísmica para los datos VSP es de banda limitada (generalmente en el orden de 10 a 100 Hz) y por lo tanto las frecuencias que se encuentren por encima o por debajo de este rango no pueden ser recuperadas de la traza sísmica. Por lo tanto, esta información estará faltando en el intento por cuantificar la impedancia acústica a partir de la información sísmica.

5.1.20.2. Modelo convolucional

El modelo convolucional asume que la estructura de la Tierra puede ser representada adecuadamente por una serie de capas planas y paralelas, cuyas propiedades de los materiales sean constantes.

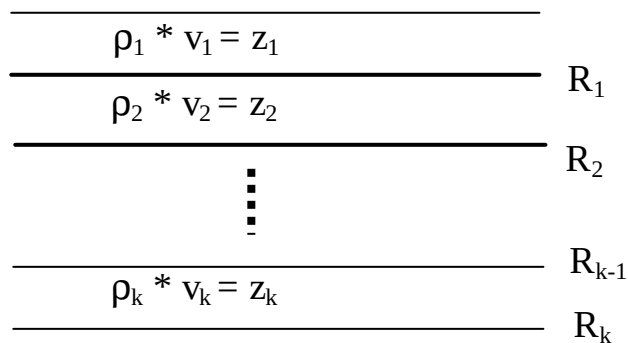


Figura 5.16. Modelo de capas estratificadas. La impedancia acústica Z_k en cada capa es el producto de la densidad ρ_k y la velocidad v_k . El coeficiente de reflexión en el final de la k -ésima capa está dado por R_k . (Modificado de VSFusion, 2003).

Si una fuente sísmica es puesta en la superficie, una parte de la energía descendente se reflejará de vuelta a la superficie a través de las interfases que se pueden observar en la figura 5.16. La señal grabada en tiempo es un sismograma.

Por lo tanto el sismograma, $x(t)$, puede ser considerado como la convolución de una función de reflectividad, $r(t)$, con una onda conocida (aproximadamente) $w(t)$.

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

Para un modelo de capas estratificadas, la función de reflectividad será cero en cualquier punto, excepto en los tiempos que correspondan en tiempo doble con la k -ésima capa.

De modo que:

$$r(t) = \sum_{j=1}^N r_j d(t - t_j) \begin{cases} \delta = 0 & \text{si } t \neq \tau_j \\ \delta = 1 & \text{si } t = \tau_j \end{cases} \quad \text{Ec. 5.46}$$

Donde:

- N es el número total de capas
- r_j es el coeficiente de reflexión en la interfase entre las capas k y $k+1$.

La impedancia acústica de la k -ésima capa se define como:

$$Z_k = \rho_k * v_k \quad \text{Ec. 5.47}$$

Donde:

- ρ_k es la densidad del medio y v_k es la velocidad.

El coeficiente de reflectividad en la base de la k-ésima capa depende del contraste de las impedancias acústicas, el cual se encuentra dado por:

$$r_k = \frac{Z_{k+1} - Z_k}{Z_{k+1} + Z_k} \quad \text{Ec. 5.48}$$

La aplicación iterada de esta fórmula recursiva, lleva a definir la impedancia acústica para la capa 1 a través de la siguiente fórmula:

$$Z_k + 1 = Z_k \left(\frac{1 + r_k}{1 - r_k} \right) = Z_1 \prod_{j=1}^n \left(\frac{1 + r_j}{1 - r_j} \right) \quad \text{Ec. 5.49}$$

la cual define la relación entre la impedancia y la reflectividad.

Por lo tanto, para calcular la impedancia a partir de la traza sísmica se debe encontrar un filtro inverso $v(t)$ para la ondícula $w(t)$ tal que:

$$w(t) * v(t) = \delta(t) \quad \text{Ec. 5.50}$$

donde $\delta(t)$ es una función delta de Dirac.

Convolucionando $v(t)$ con $x(t)$ se obtiene:

$$r(t) = x(t) * v(t) \quad \text{Ec. 5.51}$$

Si el suelo es estratificado, $r(t)$ se encuentra en la forma que expresa la ecuación 5.46 y los coeficiente r_k pueden ser determinados y sustituidos en la ecuación 5.49 para recuperar la impedancia acústica.

5.1.20.3. Método de programación lineal

Para estimar el rango de frecuencias faltante entre la banda de la información sísmica y la de la velocidad intervállica (ej.: 7-9 Hz.) y por encima de la banda sísmica (ej.: >100 Hz.), Oldenburg et. al., 1983, desarrollaron un algoritmo de programación lineal, mediante el modelo matemático de minimización de la norma L1, el cual crea un serie de reflectividad de banda ancha a partir de la traza sísmica.

Según Oldenburg et. al. ob. cit., si se realiza una deconvolución de alta resolución para una traza sísmica, el estimado resultante de la reflectividad puede ser visto como una versión promedio de la reflectividad original. Esta reflectividad se pierde para los rangos tanto de alta como de baja frecuencia, y es precisa solo en un rango central de banda limitada de frecuencia. Si bien existe un número infinito de formas en las cuales los componentes de frecuencia perdidos pueden ser sustituidos, Oldenburg muestra como se puede reducir esta no-singularidad, suministrando mayor información al problema; tal como la siguiente ecuación del modelo geológico estratificado:

$$r(t) = \sum_{j=1}^N r_j d(t - t_j) \left\{ \begin{array}{l} \delta = 0 \text{ si } t \neq \tau_j \\ \delta = 1 \text{ si } t = \tau_j \end{array} \right.$$

Matemáticamente, esta ecuación es considerada como una restricción del problema de inversión. Ahora, el modelo terrestre estratificado es igualado a una función de impedancia en “bloques”, la cual a su vez se iguala a una función de reflectividad de “pulsos dispersos”. Esto conlleva a que el resultado de inversión sea una estructura “dispersa” de manera que las estructuras extremadamente finas, tales como coeficientes pequeños de reflexión no serán totalmente invertidos. (Grosso, 2002).

En el método de programación lineal, la norma L1 es minimizada. La norma L1 es definida como la suma de valores absolutos de una traza sísmica. Esta norma aplicada a la traza sísmica es mostrada de la manera siguiente:

$$x_1 = \sum_{n=1}^n |x_i| \quad \text{Ec. 5.52}$$

Varios autores habían considerado previamente la solución de la norma L1 en la deconvolución (Claerbout y Muir, 1973 y Taylor et. al. 1979), sin embargo, ellos consideraron el problema en el dominio del tiempo. Oldenburg et. al. 1983, sugirió la respuesta del problema utilizando restricciones en el dominio de la frecuencia. El flujo de proceso de programación lineal es mostrado en la figura 5.17.

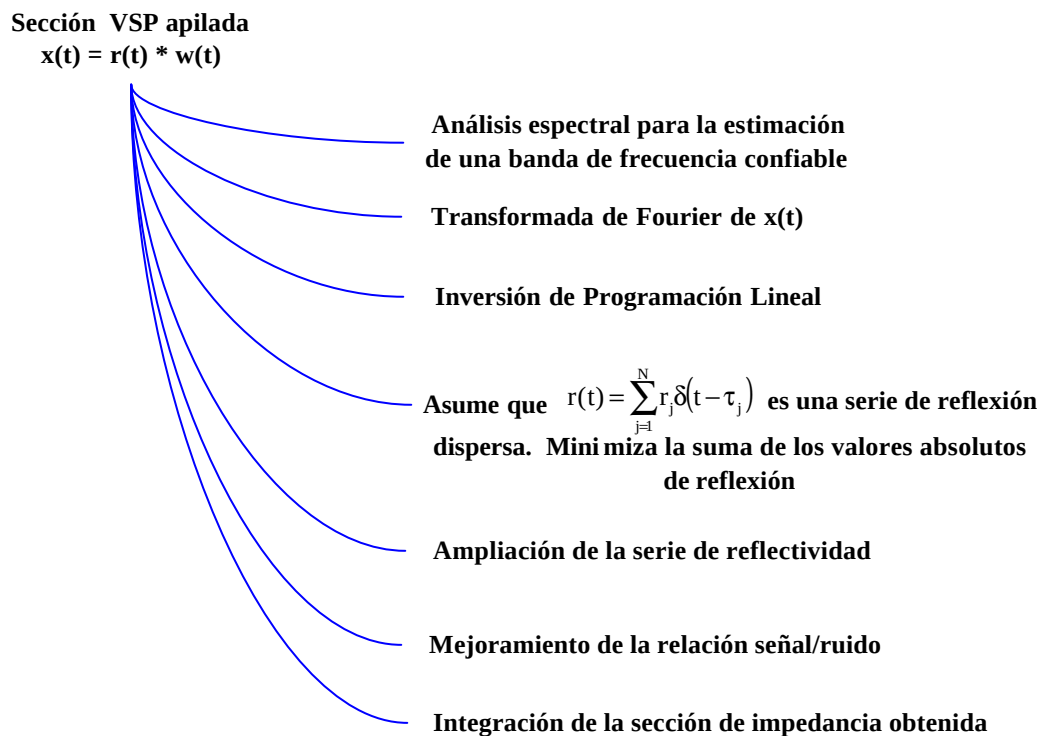


Figura 5.17. Proceso de inversión del método de la norma L1. (Modificado de Grosso, 2002)

5.1.20.4. Proceso de inversión sísmica para datos VSP

Las consideraciones teóricas referidas al proceso de inversión de datos VSP han sido extraídas del trabajo realizado por Grosso, 2002, por lo que las referencias aquí citadas pueden ser consultadas en el mismo.

Generalmente la inversión se realiza sobre la traza de la franja apilada. La polaridad de entrada debe ser definida como pico positivo al haber un incremento de velocidad (Figura 5.18). Por ello, una ondícula de pulso negativo y fase cero, debe ser tomada como referencia para derivar el operador de deconvolución.

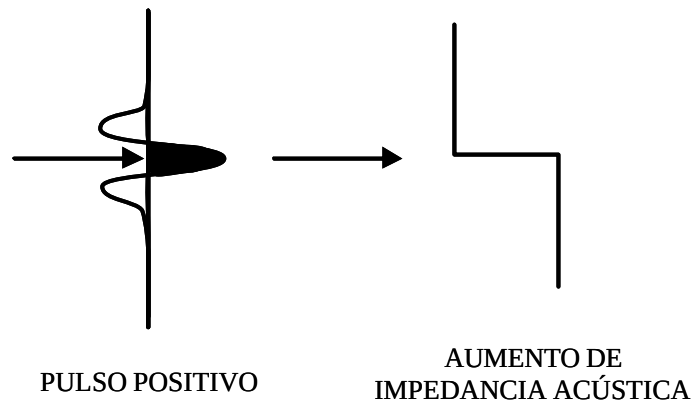


Figura 5.18. Polaridad normal. Un incremento de la impedancia acústica es visto como un pico.

El modelo convolucional supone que la tierra puede ser representada por una serie de capas planas e isotrópicas, con un coeficiente de impedancia (Yilmaz, 1998):

$$Z = \rho * V$$

Si la energía sísmica es transmitida a la tierra, parte de la señal que desciende será reflejada de nuevo en estas interfases de impedancia acústica. Se graba la señal ascendente en el dominio del tiempo (en la banda de frecuencia sísmica).

De acuerdo al modelo convolucional, la traza sísmica puede ser considerada como la convolución de la función de reflectividad de la tierra con una ondícula conocida (Yilmaz, 1988).

Si suponemos que la traza sísmica ha sido debidamente procesada (corrección por divergencia esférica y atenuación, la ondícula fuente deconvolucionada con múltiples removidos) y que el modelo convolucional es válido, entonces nuestra traza sísmica debería ser capaz de proveer un estimado de los coeficientes de reflexión dentro de la banda de frecuencia 10-100 Hz.

A través del análisis del tren de período largo bien sea de la velocidad intervállica del VSP o del registro acústico, podemos determinar el perfil de la frecuencia en profundidad a lo largo del pozo.

Luego de ser generada, la traza es escalada, tal que la amplitud del pulso en el tiempo de la calibración asignado será igual al coeficiente de reflexión en este tiempo de calibración. Este escalamiento, convierte efectivamente la traza de pulsos dispersos en una traza de coeficientes de reflexión.

Para estimar la impedancia acústica, se necesita información de velocidad y densidad. En este programa, la ecuación de Gardner (1974) es utilizada para proveer esta información. Esta ecuación define la relación entre velocidad de la onda P y densidad como sigue:

$$\rho = K * V^{0,25} \quad \text{Ec. 5.53}$$

donde V es la velocidad y K=0,23 pies/s o 0,31m/s, lo cual generalmente se define para rocas sedimentarias.

Se tiene un coeficiente de reflexión que da la posición de los cambios en reflectividad y magnitud. Hay muchos contrastes de impedancia posibles que pueden producir un coeficiente de reflexión con la misma magnitud. Si se puede proveer el contraste de velocidad por encima y por debajo de un pulso, se puede resolver este problema. Se necesita proveer:

- El tiempo de calibración.
- La velocidad del tope de la interfase de calibración.
- La velocidad de la base de la interfase de calibración.

Es importante que el tiempo de calibración corresponda a una reflexión bien definida, ya que una traza de pulsos dispersos es una serie de reflectividad que contienen pulsos n tiempos seleccionados de mayor reflexión, una traza con un mínimo de estructura, es menos conveniente para producir una función de velocidad con grandes cambios en velocidad.

Conociendo la velocidad (por encima y por debajo del tiempo de calibración), la densidad (de la ecuación de Gardner) y el coeficiente de reflexión del pulso siguiente, se puede calcular bidireccionalmente la impedancia del intervalo siguiente y cada intervalo subsiguiente.

Este proceso es referido como recursión de impedancia, y arroja una traza de impedancia acústica. Empezando en el tiempo de calibración, la traza de velocidad intervállica es bidireccionalmente integrada a unas curvas de tiempo profundidad. Los valores de profundidad conocidos son comparados con los valores integrados para cada tiempo a lo largo de la curva del VSP Cero “Offset” para generar la curva de error.

El coeficiente verdadero de reflexión de cada horizonte, es dado por la amplitud de cada evento a lo largo del tren del pozo perforado o de la curva de primeros quiebres.

La onda sísmica es atenuada a medida que viaja en descenso dentro de la tierra, y nuevamente en su viaje de ascenso desde el reflector hasta el receptor. El proceso de deconvolución no compensa esos efectos, y la reflectividad a un tiempo específico, en la sección de salida deconvolucionada es correcta solo a lo largo de la curva del primer quiebre. Para compensar los efectos de atenuación, la amplitud de los eventos por debajo de la curva de los primeros quiebres debe ser multiplicada por:

$$e^{\frac{\pi f \tau}{Q}} \quad \text{Ec. 5.54}$$

Donde f es la frecuencia dominante de la señal sísmica, τ es el tiempo doble de viaje entre el fondo del pozo y el reflector más somero, y Q es el factor de calidad de atenuación que se supone constante (Payne, 1994). Hay que aplicar siempre el factor de calidad a los datos que van a ser utilizados para derivar la franja apilada para asegurar que su amplitud sea indicativa del contraste de impedancia.

También se debe asegurar que la frecuencia de la traza ha sido filtrada en el rango óptimo antes de realizar la inversión.

Otro parámetro importante que se debe proporcionar al programa es el tiempo inicial. La traza de pulsos de salida se diferenciará dependiendo de donde comience la inversión. Cambiando el tiempo inicial, cambia el conjunto de ecuaciones lineales que dan la solución y luego la respuesta de la solución espacial. La integración tiempo/profundidad es muy sensible al parámetro de tiempo inicial de la inversión. Este cambio en la serie de pulsos es esperado ya que la inversión no tiene solución única. Esta traza no se diferenciará mucho si se mueve el tiempo inicial unos pocos milisegundos. Cada pequeño cambio en la amplitud de los pulsos, puede tener relativamente grandes efectos sobre el cálculo subsiguiente de la impedancia, la velocidad y la profundidad. Es de esperarse que cada pulso marque el límite entre capas de velocidades interválicas constantes.

También se deben proveer pares de tiempo/profundidad por debajo del último nivel del VSP registrado para generar un buen estimado del tren de baja frecuencia del VSP, de otro pozo en el área o a partir de la sísmica de superficie.

Cuando se invierte una traza sísmica para obtener la impedancia se sustituye una función de velocidad, para proveer la información de baja frecuencia necesitada para representar la inversión. Si no se provee esta información se obtendrá una velocidad regional constante por debajo de la profundidad total del pozo. La información de velocidad más confiable, proviene de la selección de las primeras llegadas de los datos VSP (Kulkarni y Meyer, 1999). Sin embargo, no

son suficientemente confiables por debajo de la profundidad total. El primer paso envuelve la calibración de las velocidades sísmicas con las primeras llegadas del pozo. La sección de salida deconvolucionada, arroja la profundidad del VSP y su correspondiente tiempo doble, los cuales son utilizados para generar la función de velocidad más allá de la mecha de perforación. La función de velocidad sísmica aplicada en esta zona arroja una curva de impedancia que corresponde a la geología regional esperada. En vez de tener una velocidad regional constante, esta se incrementa con la profundidad. Según Ashley Francis (2000), casi la mitad de los resultados de la inversión provienen del modelo de baja frecuencia.

Debe especificarse un filtro paso bajo tal que la curva que determina el comportamiento de baja frecuencia siga los grandes cambios de velocidad interválica con la profundidad. Este filtro lo que va a hacer es delinear la tendencia general que debe seguir la curva y es por ello que se debe escoger un rango pequeño de frecuencia para evitar que dicha curva no siga detalladamente los cambios de velocidad.

La distancia real que podemos esperar observar más allá de la profundidad total del pozo, a través del VSP, depende de las impedancias. Generalmente debería ser capaz de predecir largos contrastes de impedancia entre 2000-4000 pies (600-1200 metros) más allá de la mecha (Payne, 1994).

En la figura 5.19 se presenta la información general que muestra el programa de inversión VSP. En este se muestra la información sísmica y la predicción de la serie de reflectividad. La curva roja escalonada representa las velocidades interválicas por encima y por debajo del TD y la curva azul, suavizada, es la que define el comportamiento de baja frecuencia obtenido por el filtro paso bajo.

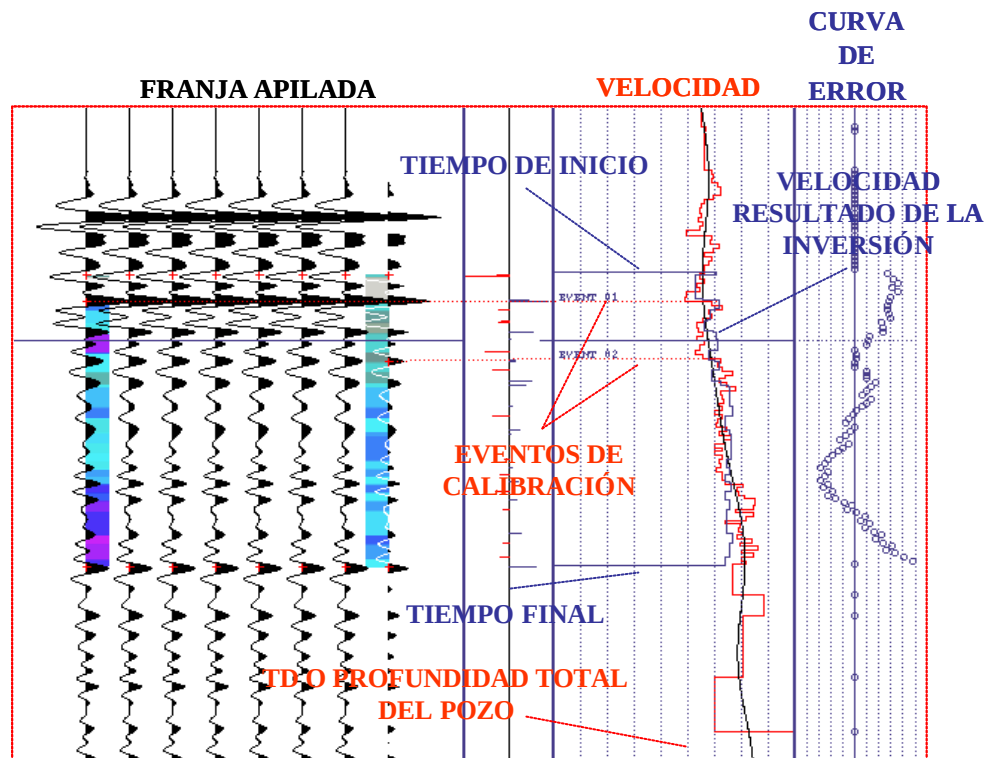


Figura 5.19. Inversión sísmica.

5.1.21. Modelado AVO

El objetivo principal del estudio de amplitudes es reconocer las anomalías de amplitud que se encuentran relacionadas con hidrocarburos y usar estas anomalías para caracterizar los yacimientos de hidrocarburos. La tarea principal del modelado es simular la respuesta de las amplitudes sísmicas para calibrarla con la información que se tiene previamente de las adyacencias del pozo. (VSFusion, 2003).

El modelado obtiene una respuesta AVO a partir de los registros de pozos suministrados, a partir de los cuales obtiene un modelo de velocidades de la zona de interés.

Las amplitudes se calculan en base a las ya mencionadas ecuaciones de Shuey y Zoeppritz, dependiendo de las circunstancias y la exactitud que se desee de los datos.

5.2. METODOLOGÍA DEL ANÁLISIS AVO

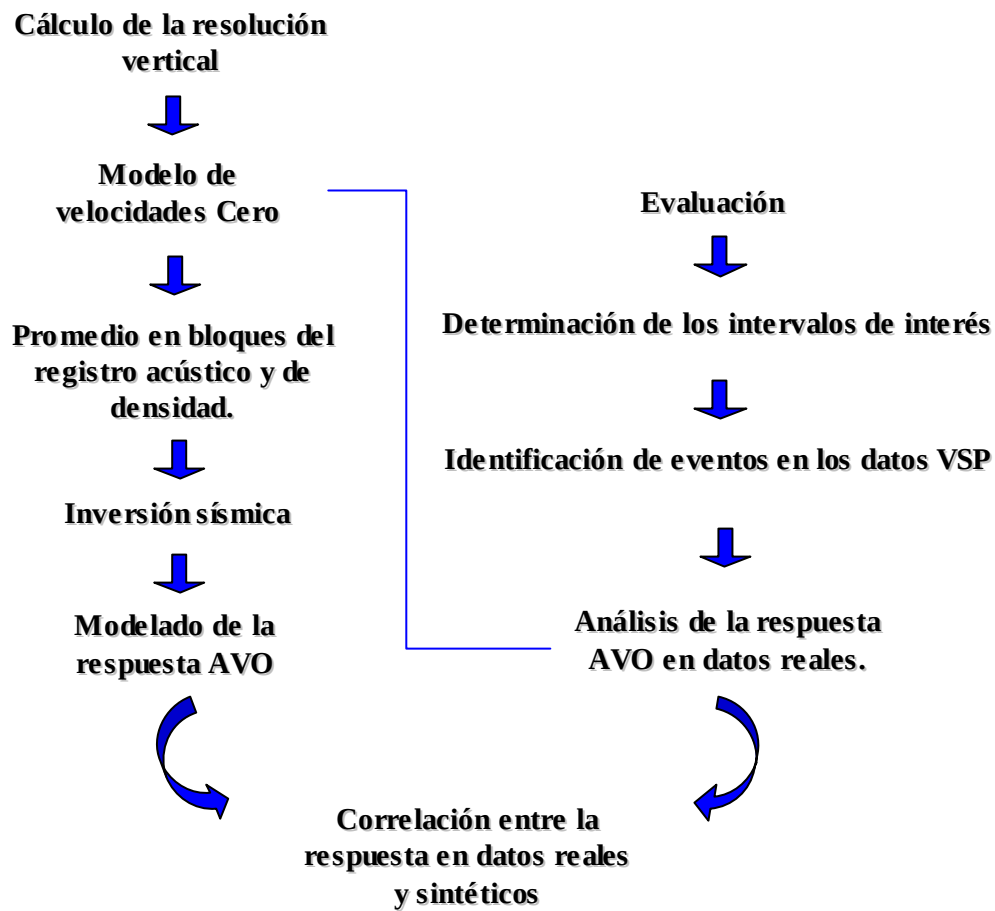


Figura 5.20. Flujograma simplificado del análisis AVO.

5.2.1. Evaluación Petrofísica

Antes de poder analizar la respuesta AVO, es necesario realizar al menos una caracterización petrofísica básica para poder localizar los estratos arenosos de interés y poder obtener valores aproximados de su volumen de lutita y porosidad.

Con este fin se realizó una evaluación petrofísica básica, en base a gráficos cruzados de densidad-neutrón y los valores de rayos gamma.

Observando con detenimiento los registros de rayos gamma y densidad se puede observar que toda la zona grabada puede dividirse en 5 sub-zonas de diferente comportamiento de densidad y dos zonas con diferente comportamiento en la absorción de rayos gamma.

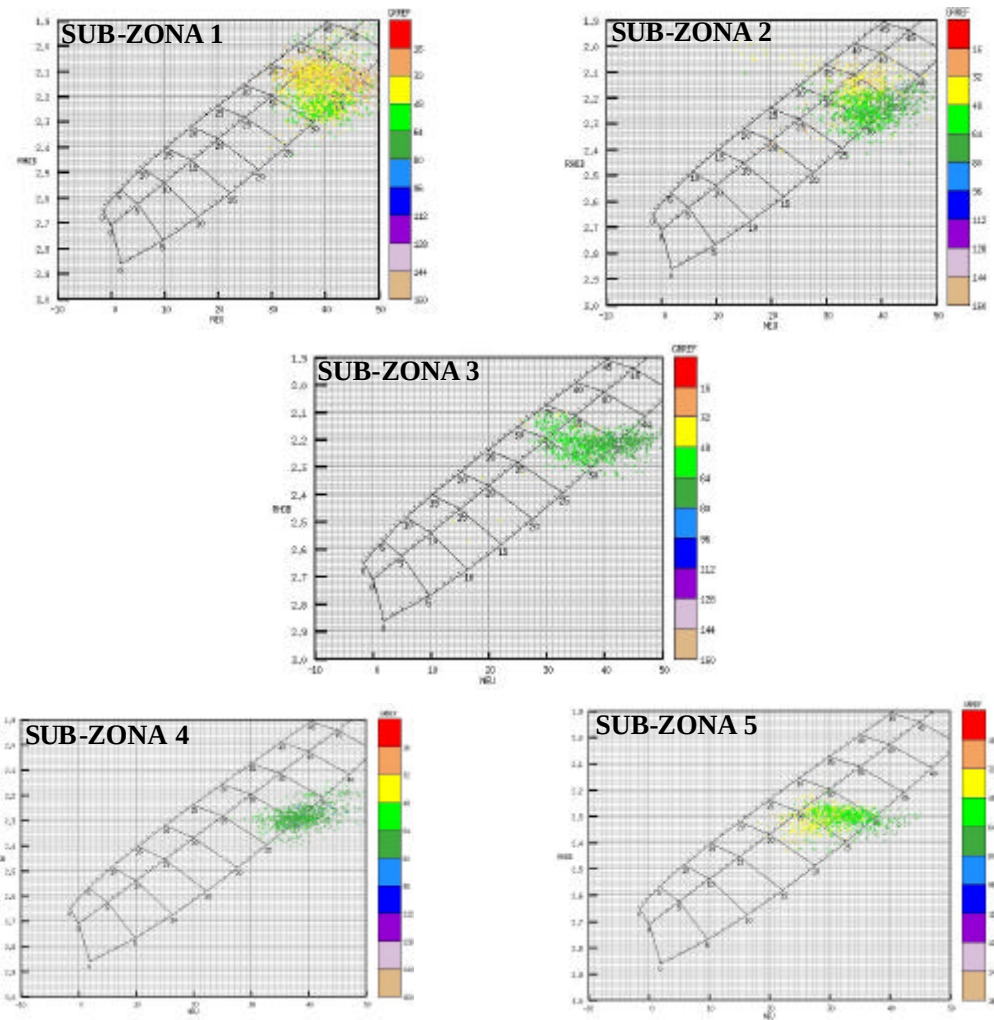
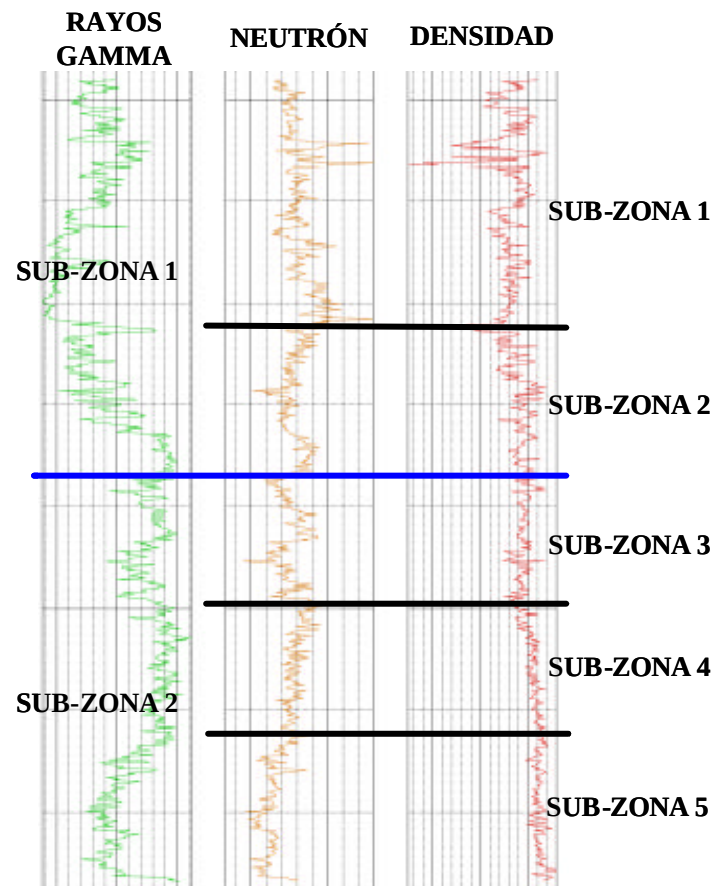


Figura 5.21. Evaluación petrofísica. Registros utilizados para la evaluación petrofísica (a la izquierda) y los gráficos cruzados que diferencian cada una de las sub-zonas en que se dividen los registros de densidad y neutrón. Por medio de estos valores se obtienen el volumen de lutita y la porosidad.

Tabla 5.4. Resultados obtenidos de la clasificación de zonas a través de los gráficos cruzados

		RAYOS GAMMA (° API)	DENSIDAD (g/cm ³)	NEUTRÓN (%)	POROSIDAD (%)
SUB-ZONA 1	LUTITA	48 – 64	2,25	40	30 – 35
	ARENA	16 – 48	2,1	40	35 – 40
SUB-ZONA 2	LUTITA	48	2,25	38	35
	ARENA	32 – 48	2,15	38	35
SUB-ZONA 3	LUTITA	64 – 80	2,22	42	35 – 40
	ARENA	32 – 48	2,15	32	30 – 35
SUB-ZONA 4	LUTITA	64 – 80	2,3	40	30 – 35
	ARENA	32 – 48	2,3	30	25 – 30
SUB-ZONA 5	LUTITA	32	2,25	32	25 – 30
	ARENA	48	2,3	28	22,5 - 25

Los valores que se encuentran en la tabla 5.4 se introdujeron en el módulo de análisis petrofísico “SAND” del paquete de procesamiento eXpress, junto con las curvas del registro acústico calibrado, caliper, neutrón, densidad y rayos gamma y se obtuvo una columna estratigráfica aproximada para el intervalo de interés.

En la figura 5.22 se muestra un segmento que incluye el intervalo de interés, el cual se encuentra dentro de la sub-zona 3, junto con los topes de las arenas que se van a analizar posteriormente.

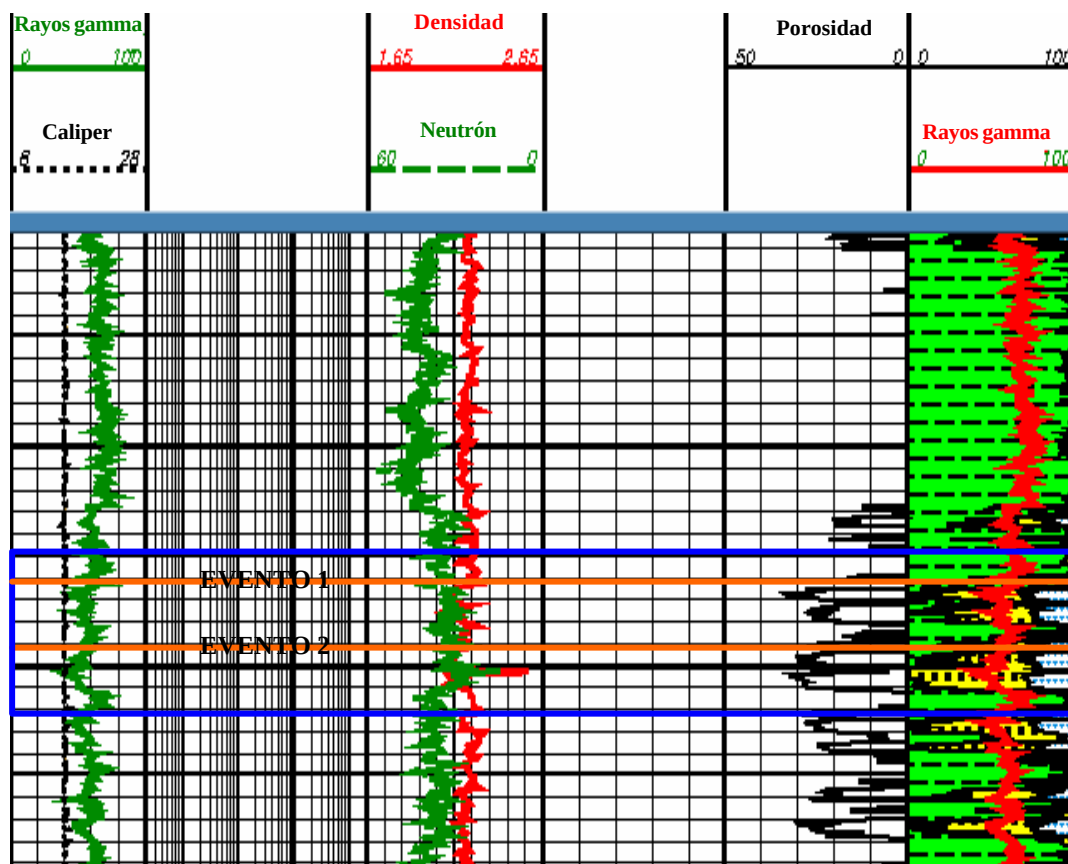


Figura 5.22. Columna estratigráfica aproximada. En el recuadro azul se encierra el intervalo de interés con los intervalos arenosos a evaluar.

5.2.2. Determinación de los intervalos de interés

Luego de haber evaluado la zona de interés se seleccionaron dos topes de arena que representan las mejores posibilidades para analizar desde el punto de vista AVO, con respecto a los demás estratos arenosos que se encontraban dentro de la sección, dado su cercanía a los receptores, su espesor, porosidad y demás propiedades.

Posteriormente se procedió a extraer las propiedades de los topes, a partir de los registros de pozo disponibles y la evaluación petrofísica realizada con el paquete de procesamiento eXpress®, las cuales se muestran en la tabla 5.5.

Tabla 5.5. Propiedades de los topes de arena.

	Densidad	Vp (ms/pies)	Vs (ms/pies)	Porosidad (%)	Vsh (%)	Espesor (pies)
LUTITA	2,25	135,5	275	3,6	84,5	35
EVENTO 1	2,15	144	265	21	30	13,5
LUTITA	2,20	143	266	6	79	11
EVENTO 2	2,18	138	261	21	25	24,5
LUTITA	2,3	126	271	4,1	79,5	12

Como se observa los eventos 1 y 2 correspondientes a las arenas en estudio son de escaso espesor y se encuentran embebidas en un medio altamente lutítico.

5.2.3. Identificación de los eventos en los datos VSP con desplazamientos múltiples

Al obtener las profundidades de los eventos se busca la correlación tiempo-profundidad entre los registros de pozo y la franja apilada obtenida del procesamiento del VSP con desplazamiento corto. Con esto se obtiene la localización de los eventos en tiempo doble.

Luego de obtener estos tiempos, se correlacionan con la primera traza de los datos VSP con desplazamientos múltiples ordenados por CSG's (Common Shot Gather's) en tiempo doble. Estos datos se convierten a tiempo simple, con lo cual se tienen plenamente identificados ambos eventos en cada una de las escalas posibles.

Teniendo los datos VSP con desplazamientos múltiples ordenados por CSG's, se toman los datos que se encuentran en la parte central del grupo de datos para obtener de esta manera la información con menor ruido posible.

Por último se toman los dos topes en tiempo simple y se marcan en los datos VSP con desplazamientos múltiples, correspondientes a las trazas centrales de conjunto de datos original, ordenados por CRG's (Common Receiver Gather's).

Todo este proceso de identificación se puede ilustrar mucho mejor en la figura 5.23 que se muestra a continuación.

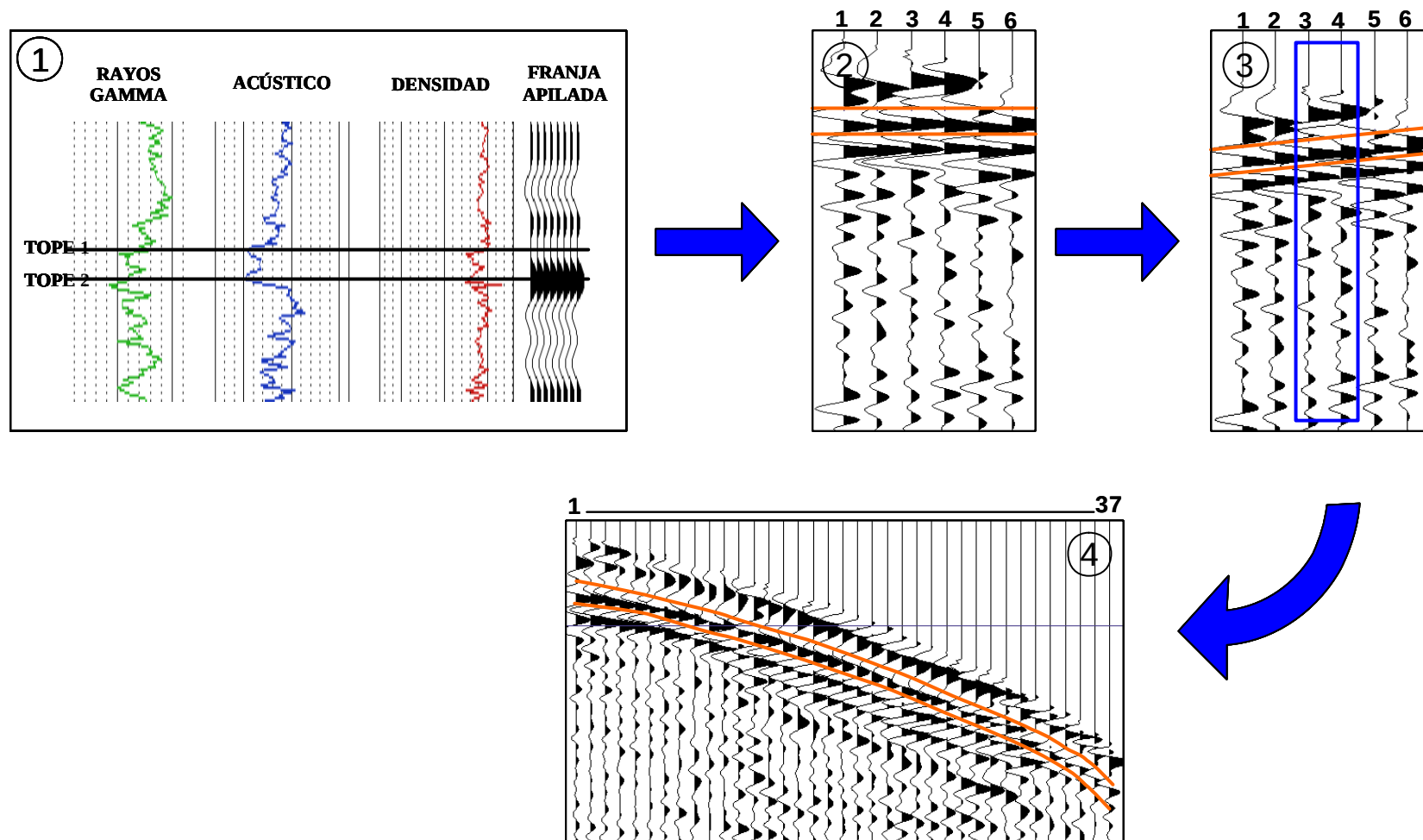


Figura 5.23. Proceso de identificación de eventos en los datos VSP con desplazamientos múltiples. 1) Correlación tiempo-profundidad de los eventos entre registros de pozo y la franja apilada. 2) Selección de eventos en un CSG en tiempo doble. 3) Eventos en el mismo CSG en tiempo simple. 4) Eventos marcados en un CRG correspondiente a una de las trazas centrales de los datos.

5.2.4. Análisis de la respuesta AVO en los datos reales

Para que los datos puedan ser introducidos en el módulo “AVO Analysis”, del paquete de procesamiento Seislink®, deben ser cambiados a polaridad “normal” (convención estadounidense) donde un pico de amplitud sísmica coincide con un aumento de impedancia acústica.

Una vez cambiado todo el conjunto de datos a polaridad “normal”, se introducen por separado los eventos marcados en el CRG obtenido en la sección anterior.

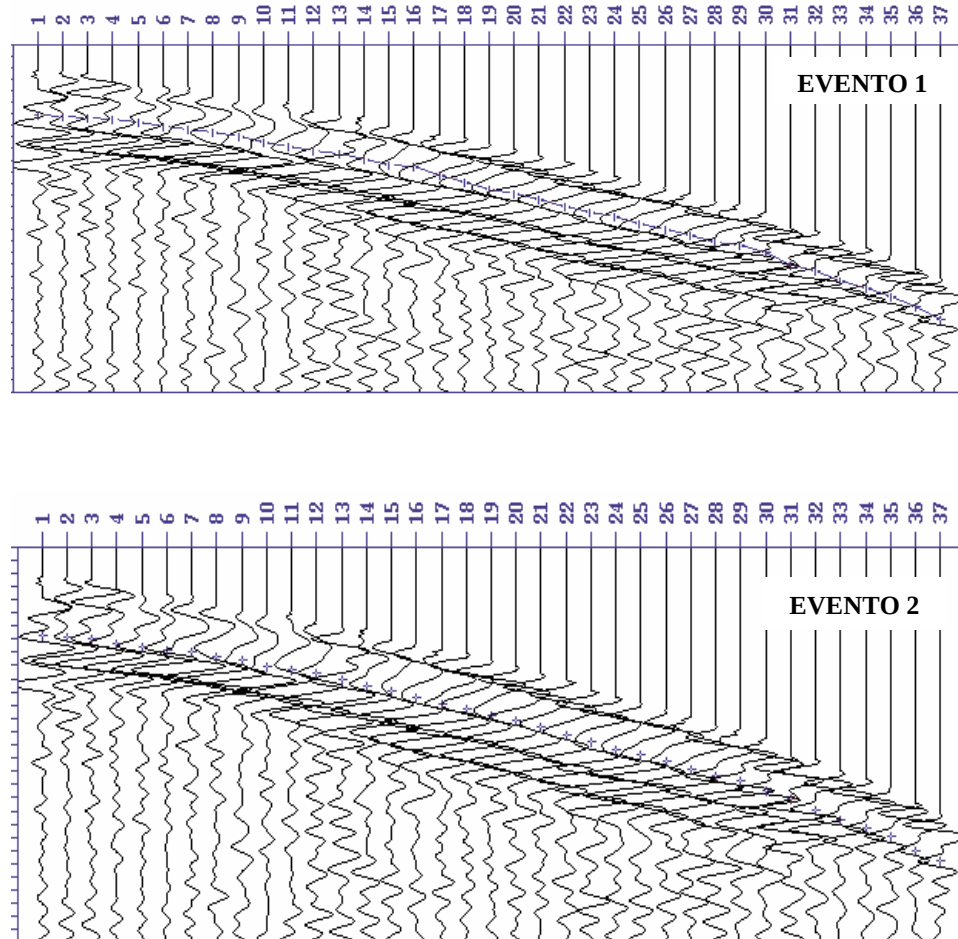


Figura 5.24. CRG's correspondientes a la traza menos ruidosa.

Así mismo se introduce el modelo de velocidades obtenido en el procesamiento del VSP con desplazamientos cortos y luego se procedió a realizar el análisis AVO para ambos eventos.

Con el análisis AVO se obtuvieron los siguientes resultados:

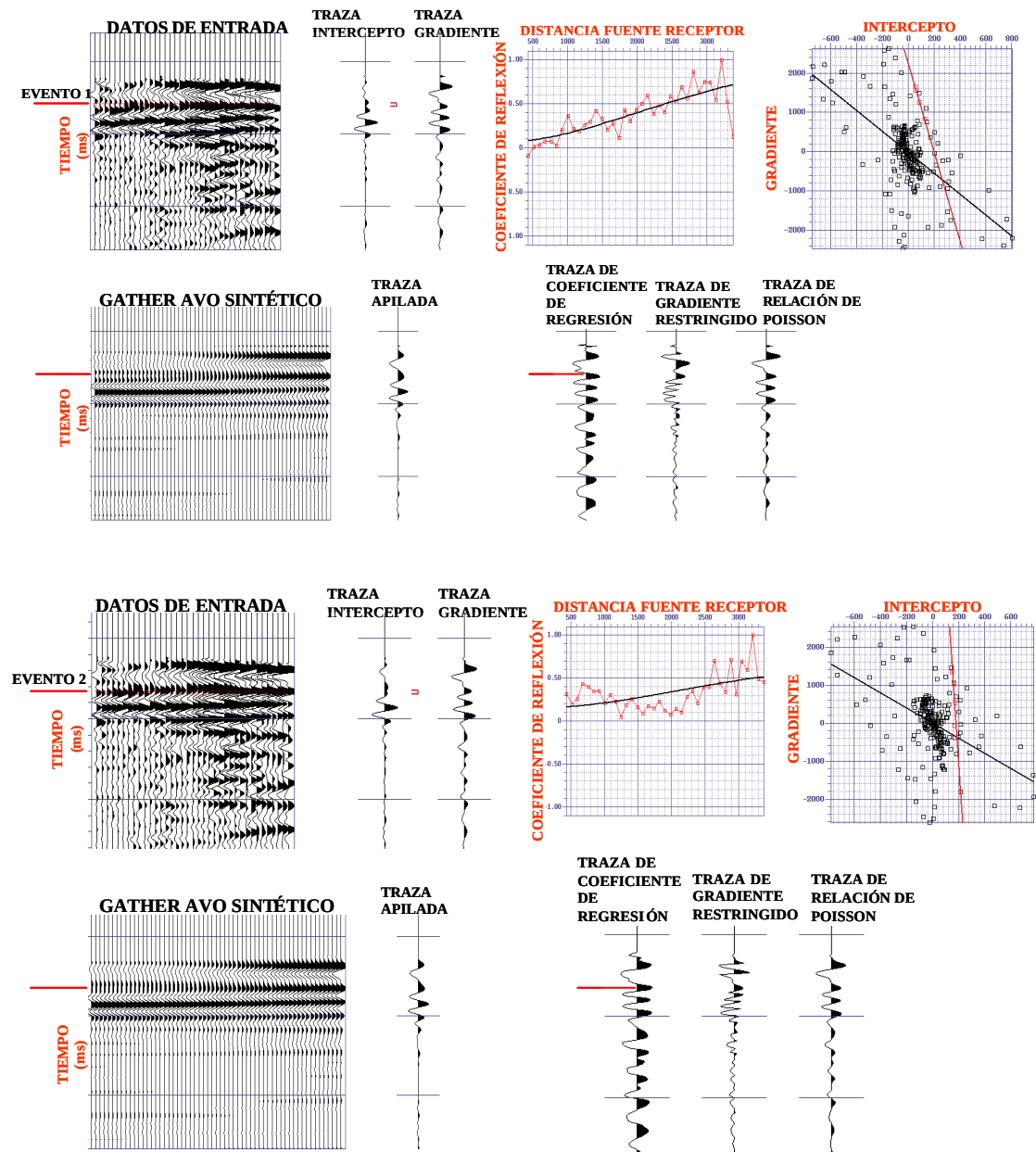


Figura 5.25. Resultados del Análisis AVO para los eventos en estudio.

5.2.5. Cálculo de la resolución vertical de los datos

Dada la diferencia entre los anchos de banda de los diferentes datos empleados dentro del presente estudio, se decidió calcular la resolución vertical para los datos del VSPDC, VSPDM y los registros de pozo.

VSPDC y VSPDM: se tomó el campo de ondas descendentes deconvolucionado y se midió la diferencia en tiempo (pico a pico) entre dos eventos resaltantes y se obtuvo un período 20 ms. ($\Delta T = t_2 - t_1$) lo cual corresponde con una frecuencia de 50 Hz. ($f = 1/T$).

Tomando en cuenta que la longitud de onda está definida por $\lambda = v/f$, la resolución vertical está definida por $\lambda/4$, y la zona de interés presenta una velocidad interválica aproximada de 7130 pies/s; se obtuvo que para un espesor menor a 35 pies, los datos VSP no podrán resolver la diferenciación de ambos estratos.

Se tomo una misma resolución vertical para ambos conjuntos de datos puesto que el procesamiento se realizó con determinadas consideraciones en los filtros de frecuencia para que los resultados finales de los procesamientos correlacionaran de la mejor manera.

Registros de pozo: para dar una idea del detalle de los registros de pozo se debe mencionar que su rango de frecuencias, en promedio, se mantiene entre los 10000 y 12000 Hz por lo que puede ofrecer una resolución vertical de hasta 1 pie de espesor.

Tomando en cuenta la diferencia existente en cuanto a resoluciones verticales entre los diferentes conjuntos de datos, especialmente entre los registros de pozo y los datos del VSPDC, y el poco espesor que presentan las arenas de interés; se puede indicar que existe un problema evidente en relación a la definición de capas finas. Por ello se procedió a realizar un promedio de los registros de pozo y una posterior inversión sísmica.

5.2.6. Promedio en bloques del registro acústico y de densidad

A partir del modelo de velocidades generado en el VSPDC se realizó un promedio en bloques de la zona de interés, buscando un modelo que satisficiera tanto el comportamiento de los registros de pozo como los datos VSP.

El promedio del comportamiento de la velocidad se realizó en intervalos de profundidad mucho más amplios, dejando de lado el alto detalle aportado por los registros que es inadvertido por los datos sísmicos, pero dejando la información general del comportamiento de los eventos señalados en la sección 5.2.1.

5.2.7. Inversión sísmica

Una vez obtenido el modelo de velocidades reducido a la zona de estudio, se introduce en el módulo de inversión sísmica “Sparse Spike Inversion” de Seislink®, junto con la franja apilada del Cero “Offset” VSP. Dentro de este módulo se tomaron como eventos calibradores del proceso, los topes de arena de interés y como parámetros que limitan los valores de la velocidad y las amplitudes sísmicas se tomaron los que da el programa por defecto.

A través de este proceso se obtuvieron como productos principales, un pseudo-sónico que se adapta muy bien tanto al comportamiento de la franja apilada como al modelo de velocidades y un registro de densidad en base a la ecuación de Gardner (Ver Ec. 5.53).

Tabla 5.6. Propiedades de los topes de arena antes y después de la inversión sísmica.

	Densidad		Vp (ms/pies)		Vs (ms/pies)	Porosidad (%)	Vsh (%)	Espesor (pies)
		DI ⁺		AI ⁺⁺				
LUTITA	2,25	2,08	135,5	147,22	275	3,6	84,5	35
EVENTO 1	2,15	2,08	144	147,5	265	21	30	13,5
LUTITA	2,20	2,08	143	147,5	266	6	79	11
EVENTO 2	2,18	2,13	138	135,92	261	21	25	24,5
LUTITA	2,3	2,15	126	131,18	271	4,1	79,5	12

⁺Registro de Densidad obtenido de la inversión sísmica. ⁺⁺Registro Acústico obtenido de la inversión sísmica

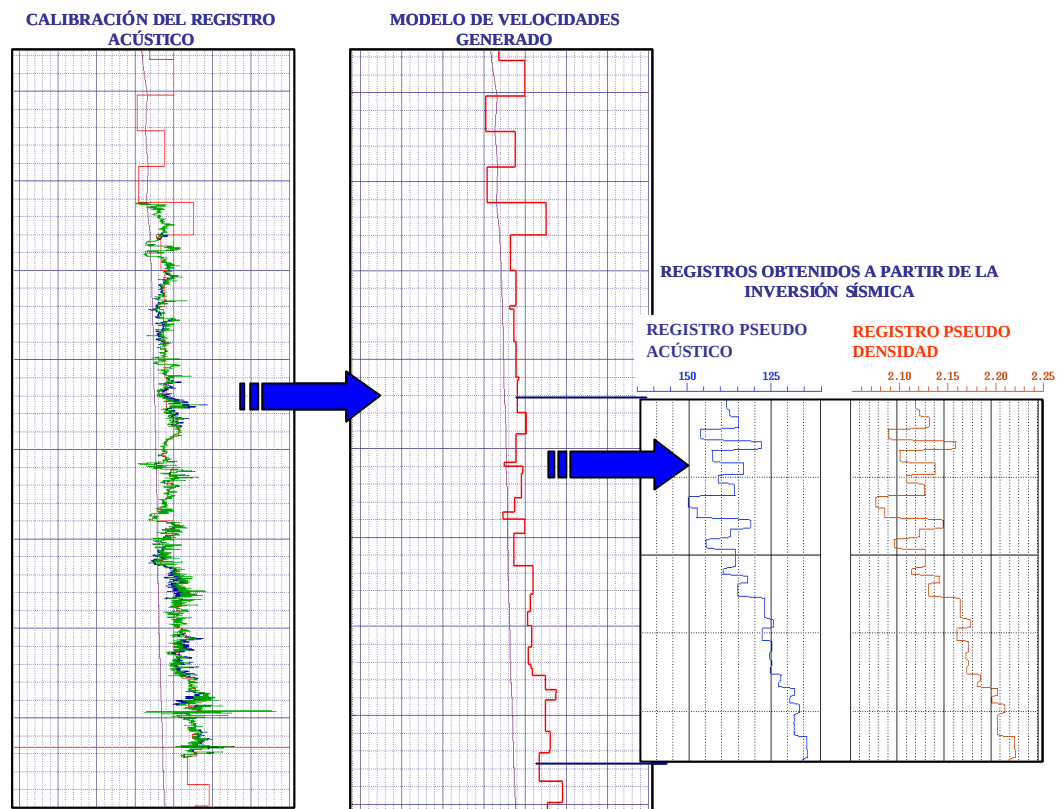


Figura 5.26. Promedio en bloques del modelo de velocidades antes y después de la inversión.

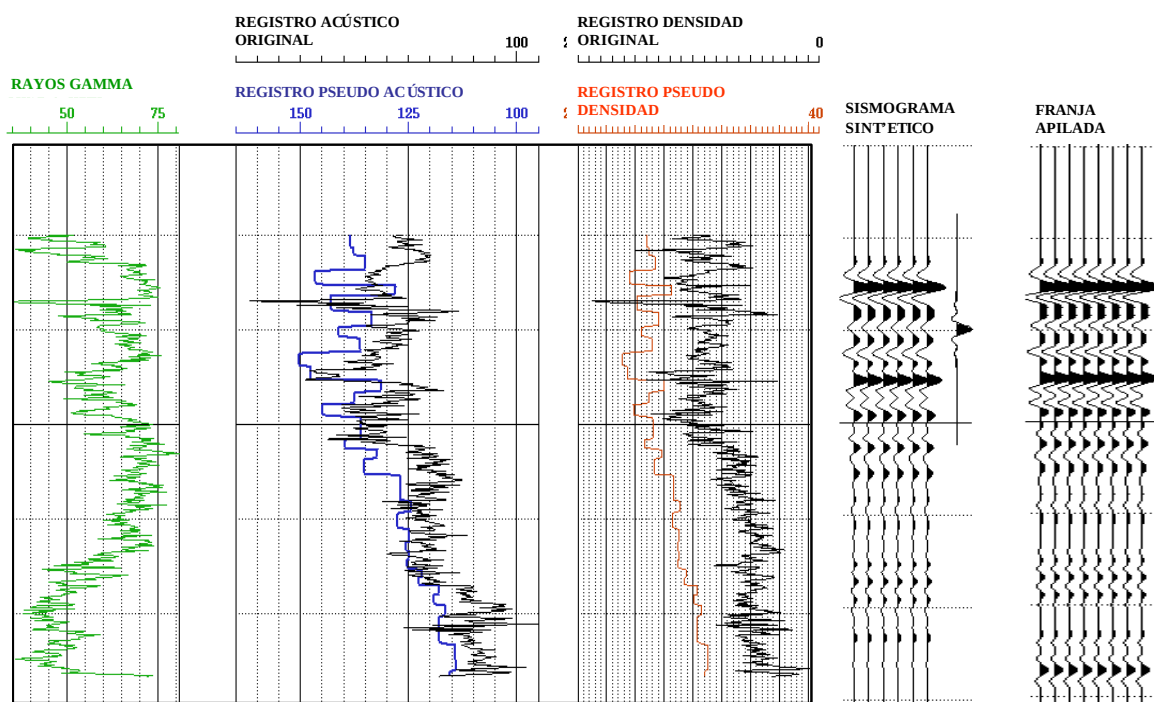


Figura 5.27. Correlación entre los registros originales, los obtenidos de la inversión sísmica, el sismograma sintético y la franja apilada. El sismograma sintético se calculó a partir de los registros obtenidos en la inversión sísmica.

5.2.8. Modelado de la respuesta AVO

Para realizar el modelado, es necesario introducir el registro pseudo-sónico obtenido anteriormente, en el módulo “AVO Modelling” de Seislink®. A partir de éste se calculó un registro velocidad de onda S por medio de la ecuación de Castagna:

$$V_s = 0,804 * V_p - 2808,037$$

Esta una aproximación lineal obtenida por Castagna en 1993 en el trabajo titulado “Petrophysical Imaging using AVO” The Leading Edge 12 (172-178).

Posteriormente se definió un modelo de velocidades en bloques y se procedió a modelar la respuesta AVO de los registros.

Finalmente se obtuvo un grupo de datos en función del ángulo de incidencia (“angle gather”) en tiempo doble a partir del cual se puede generar la respuesta de la amplitud de los eventos en función del ángulo de incidencia.

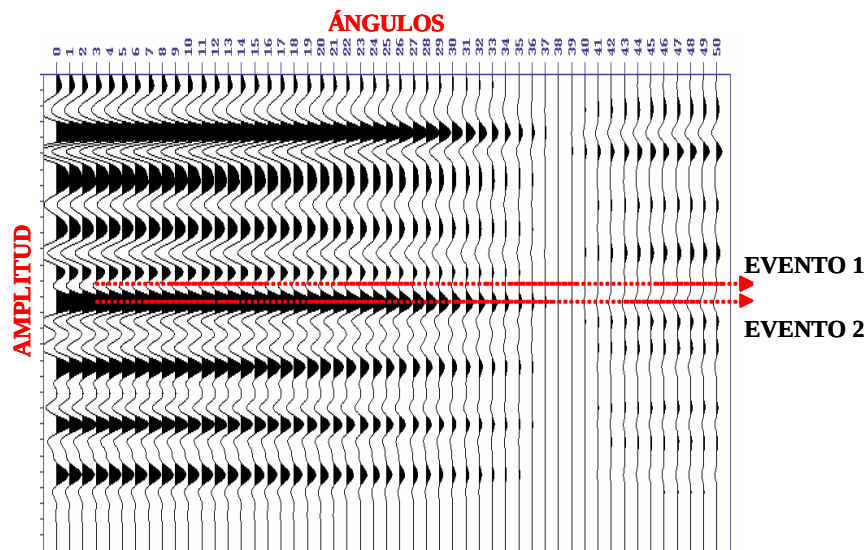


Figura 5.28. Gráfico del grupo de datos modelados. Resposta de la amplitud en función del ángulo de incidencia.

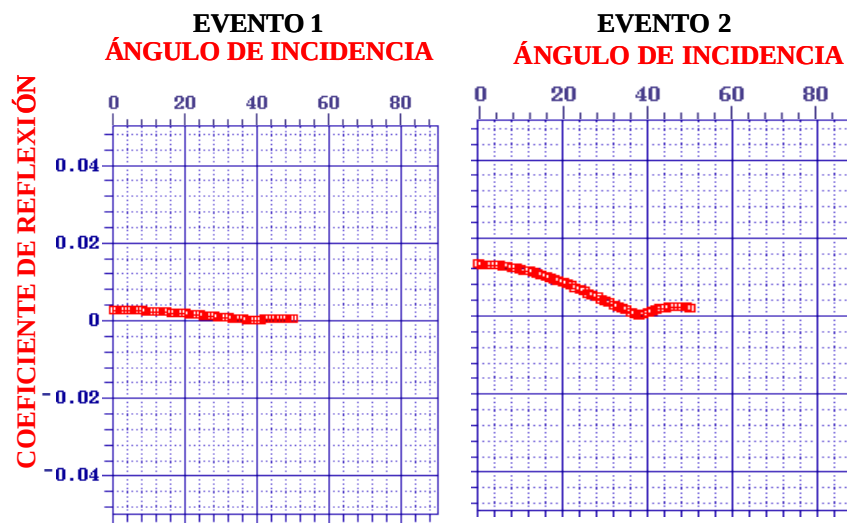


Figura 5.29. Gráficos de coeficiente de reflexión en función del ángulo de incidencia.

CAPÍTULO VI

6. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

6.1. Correlación de datos VSP con desplazamiento corto y registros de pozo

Para poder formar las bases de la correlación entre los registros de pozo y los datos VSP es necesario interpretar dichos registros. A su vez, los registros de pozo son necesarios para comprender la litología y los parámetros petrofísicos de las formaciones, tales como la porosidad, en las cercanías del pozo.

Cuando se comparan registros de pozo con datos de sísmica VSP, es importante que se determine la resolución vertical de las mediciones que realizan ambas herramientas, dado las diferencias que existen entre las bandas de frecuencia en las que se encuentran ambos tipos de datos.

Luego de haber calibrado los datos VSPDC con el registro acústico se generó un sismograma sintético cuya correlación con la franja apilada, difiere en ciertos reflectores (como se puede observar en la figura 6.1) debido, básicamente, a como se obtienen los datos.

El sismograma sintético, no es una respuesta sísmica real si no un resultado obtenido a partir de la convolución entre la serie de reflectividad y una ondícula teórica. La serie de reflectividad es calculada a partir de las impedancias acústicas del medio, la cual se ve afectada por los datos obtenidos en los registros de pozo, lo cual afecta implícitamente la generación del sismograma.

Básicamente las diferencias entre la respuesta sísmica real, obtenida por el VSPDC, y el sismograma sintético, tomando en cuenta que la zona de estudio es somera, pueden estar siendo causados por la falta de compactación en el medio, lo cual afecta enormemente a los registros de pozo, si no se realiza la adquisición de los datos con una herramienta adecuada a estas zonas.

Analizando un poco más la geología local y dada la respuesta de las amplitudes sísmicas, presentes en la franja apilada, en el intervalo de interés; se introduce el tema de la respuesta sísmica de una capa delgada (“Thin layer”).

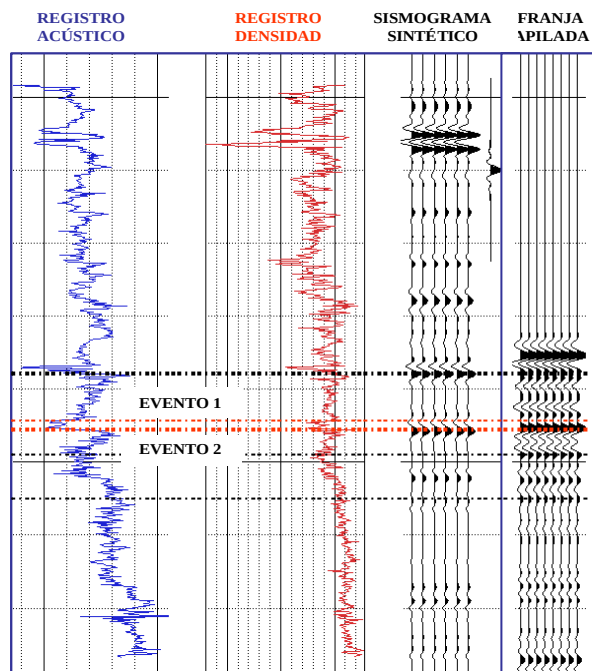


Figura 6.1. Correlación entre el sismograma sintético original y la franja apilada.

Las amplitudes sísmicas que se obtienen de una capa delgada, a partir de rayos de onda plana incidiendo verticalmente, fue documentado por Widess, (1973); el cual concluyó que cuando una capa delgada reduce su espesor a un octavo de la frecuencia dominante (datos exentos de ruido), la ondícula reflejada sería equivalente a la derivada de la ondícula fase cero de entrada.

Esto se puede observar fácilmente cuando en la zona de interés no se diferencia claramente un evento del otro, es decir, no se observan como un pico o un valle si no como un valle o un pico poco desarrollados o como un producto de la combinación de ambos eventos.

Por esta razón se decidió realizar una inversión sísmica de los datos VSP, con lo cual se está asegurando que el registro acústico obtenido de la inversión, posea un comportamiento que coincida tanto con la respuesta del VSP como con la respuesta observada por los registros de pozo.

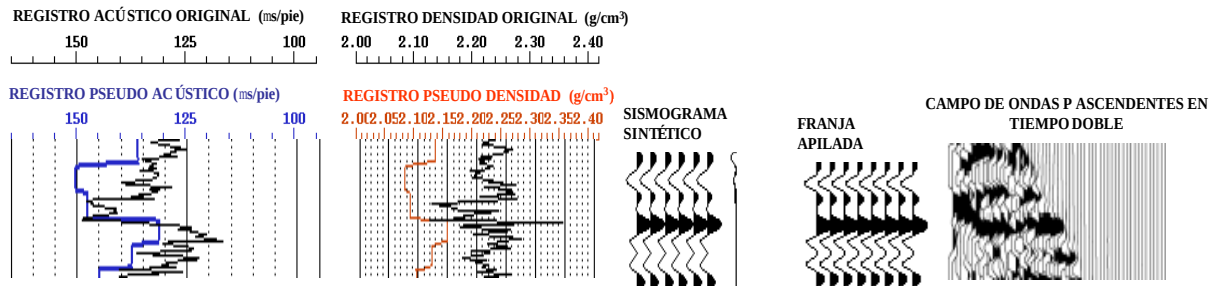


Figura 6.2. Respuesta de capas finas en la zona de interés.

Al realizar la inversión sísmica se mejoró la correlación entre el sismograma sintético y la franja apilada, se observa que la polaridad de los datos sísmicos reales concuerda con los incrementos de velocidad, medidos por el registro acústico, con lo cual se puede afirmar que se obtuvo un modelo de velocidades que se adapta tanto al comportamiento del registro acústico original como a la respuesta sísmica de los datos VSP.

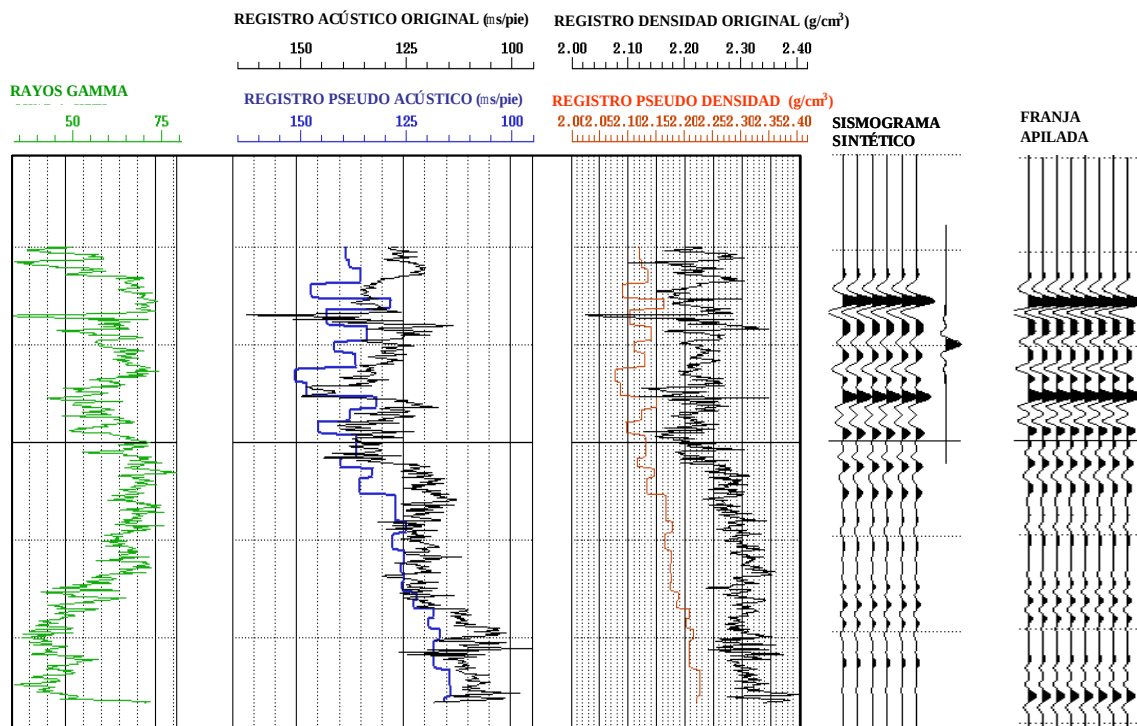


Figura 6.3. Comparación respuesta de los registros obtenidos de la inversión con los registros originales y la franja apilada.

Si se compara el comportamiento de las velocidades obtenidas por la inversión sísmica con las provenientes del registro original, se puede apreciar que las primeras son generalmente menores en el intervalo de estudio. Esto se encuentra bien documentado en por Stewart et. al., (1984), y se debe, en primer lugar, a que los datos sísmicos sufren una mayor dispersión que las ondas emitidas por las herramientas de pozo y por otra parte poseen un ancho de banda mucho menor que los registros (10 – 80 Hz comparado con 10000 – 12000 Hz).

Se puede observar, en la figura 6.4, como los aumentos de velocidad concuerdan con aumentos de amplitud o picos en los datos sísmicos, así mismo concuerdan los decrecimientos de velocidad con las disminuciones de amplitud o valles, de forma que la convención de polaridad (“normal”) coincide para ambos tipos de datos por lo cual se puede afirmar que existe una buena correlación general entre los registros obtenidos de la inversión sísmica y el sismograma sintético, así como entre la franja apilada, el campo de ondas ascendentes y los dos tipos de registros.

6.2. Correlación de datos VSPDC y datos VSPDM

Una vez establecida una buena correlación entre la franja apilada, obtenida del procesamiento de los datos del VSPDC, los registros de pozo y el sismograma sintético; se procede a verificar la correspondencia entre esta franja apilada con el producto generado del procesamiento de los datos correspondientes al VSPDM.

De los datos VSPDM se obtuvo una imagen VSP-CDP que en líneas generales posee una buena correlación con la franja apilada, si se compara la sección correspondiente a las distancias fuente-receptor más cercanas al pozo, señaladas por el óvalo en rojo en la figura 6.5.

Existen ciertas excepciones que afectan la correlación:

- En primer lugar se puede observar un ligero desplazamiento en tiempo que es introducido tanto por la estática producida por cada una de las fuentes como por la dispersión que sufre la energía sísmica al aumentar la distancia fuente-receptor.

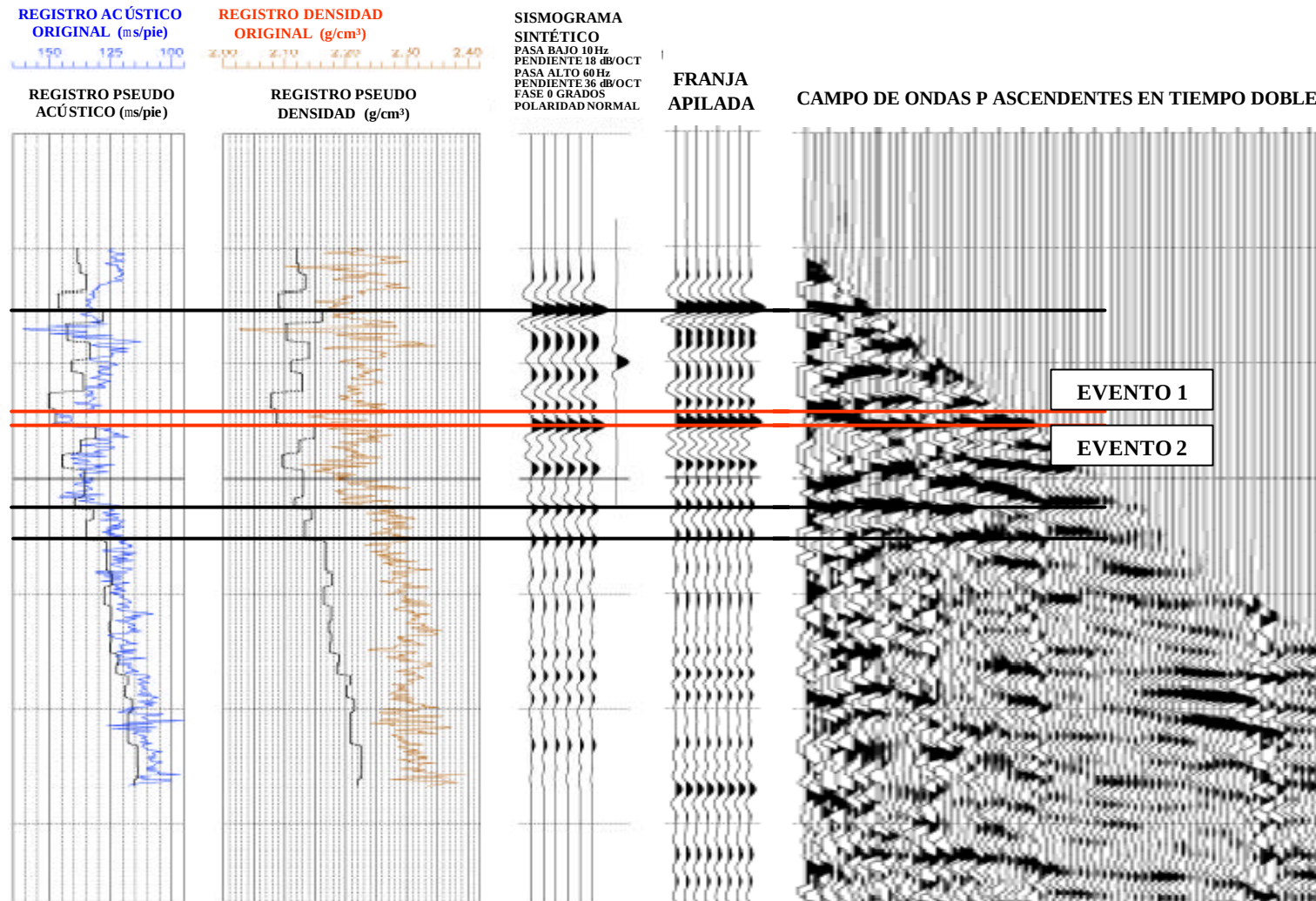


Figura 6.4. Gráfico integrado. Campo de ondas P ascendentes, franja apilada, los registros originales y los obtenidos de la inversión.

- Por otra parte se observa en la zona de interés **a**, dos picos de amplitud que se encuentran más cercanos y en la zona **b** existe un pico de amplitud que se desarrolla mucho más que en la franja apilada; esto puede ser una evidencia del efecto AVO producido por el aumento de la distancia fuente-receptor lo cual crea la interferencia entre el tope y la base de la capas delgadas en las ondículas de la señal de entrada, así como también pueden estar influyendo el apilamiento de los datos.

Así mismo se puede mencionar que el leve buzamiento presente en las capas no se considera un artefacto creado por el procesamiento, dado las características estructurales de la zona, por lo cual no necesita ser corregido.

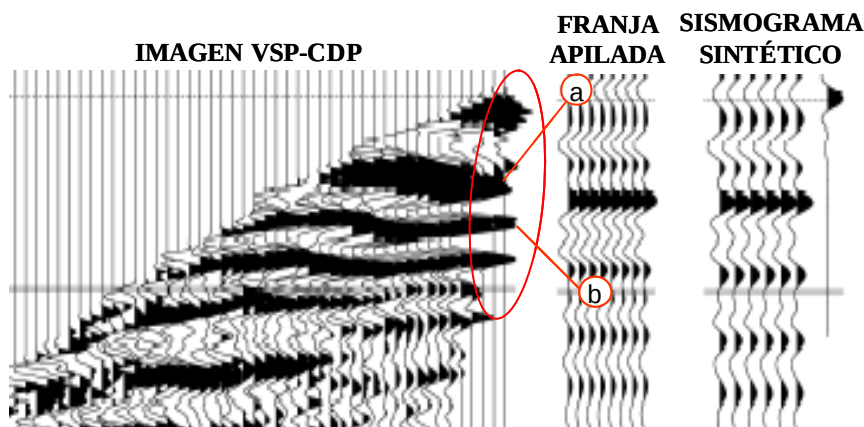


Figura 6.5. Correlación de los eventos entre los datos VSPDC, VSPDM y el sismograma sintético.

6.3. Correlación de la respuesta AVO entre datos reales y modelados

En el caso de los datos reales, lo primero que se debe tener en cuenta para comprender la respuesta AVO es calcular la ecuación de Shuey para los eventos designados en las secciones anteriores. Esto es muy importante para observar y tener en cuenta el comportamiento individual de cada uno de los eventos en la zona de interés.

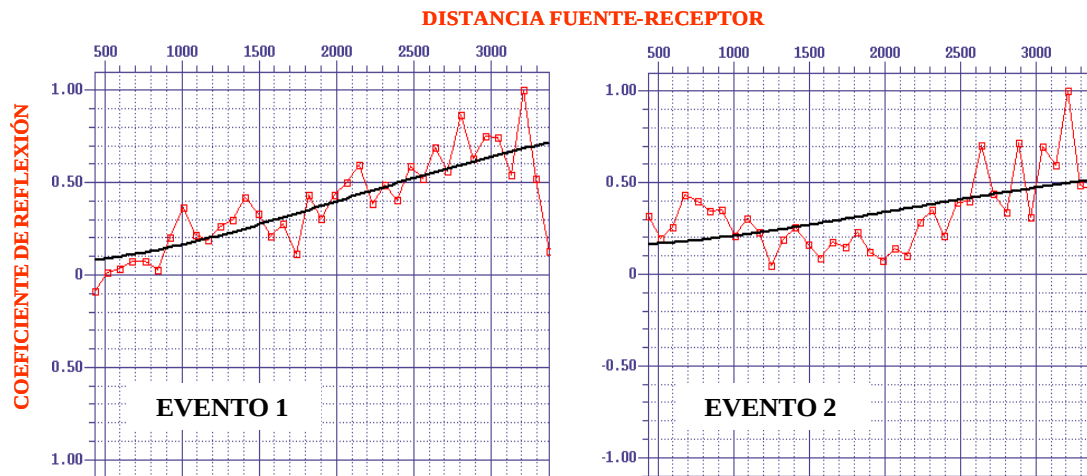


Figura 6.6. Gráficos de coeficiente de reflexión en función del aumento de la distancia receptor.

Solución de la aproximación de Shuey para ondas P.

Como se puede apreciar en la figura 6.6, para ambos eventos, los coeficientes de reflexión aumentan en función del incremento de la distancia fuente-receptor. Más allá de lo que se puede observar y de acuerdo con las apreciaciones de Ostrander, (1984), esto indica que la relación de Poisson aumenta del medio incidente al medio subyacente, es decir, dicha relación es mayor para la base del evento poroso que para el tope del mismo.

De la misma forma Ostrander, (1984) indica que las amplitudes negativas se pueden invertir y las positivas aumentan en magnitud, lo cual se puede apreciar mucho mejor en la figura 6.7 tanto en las respuesta observada en los datos reales como en los sintéticos.

Tomando en cuenta que los eventos estudiados son capas finas, se puede explicar que ambos eventos se vayan juntando hasta formar un solo pico de amplitud mucho más pronunciado debido a la interferencia constructiva que originan el tope y la base de los mismos en la ondícula de la señal de entrada, lo cual se encuentra documentado por Kalweit y Wood, (1982).

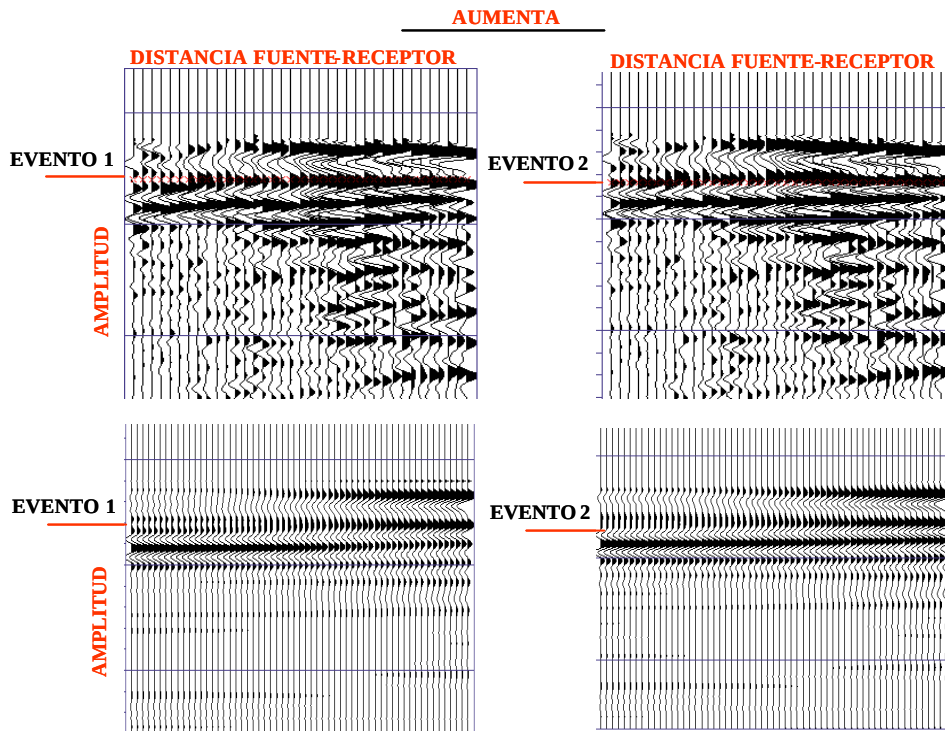


Figura 6.7. Respuesta de la amplitud en función del aumento de la distancia fuente-receptor.

Todo el comportamiento explicado hasta ahora hace pensar que se está ante la presencia de una arena clase 2 (de acuerdo con la clasificación de Rutherford y Williams, 1989) donde los valores del coeficiente de reflexión son muy cercanos a cero, poseen una impedancia acústica muy similar a la del medio que las rodea (lutita) impedancia acústica y generalmente se encuentran compactadas a moderadamente consolidadas.

En este orden de ideas; la compactación de las arenas es introducida, por Young y LoPiccolo, (2003) dentro del comportamiento AVO de las arenas. Tomando en cuenta los resultados obtenidos en los gráficos cruzados de intercepto-gradiente para los datos reales (ver figura 6.8), se observa como los valores coinciden dentro del primer y segundo cuadrante, los valores del gradiente son positivos y los del intercepto son cercanos a cero, clasificando a los eventos en estudio dentro de la clasificación tipo -4, lo cual concuerda perfectamente con la profundidad somera a la cual se encuentran los eventos analizados.

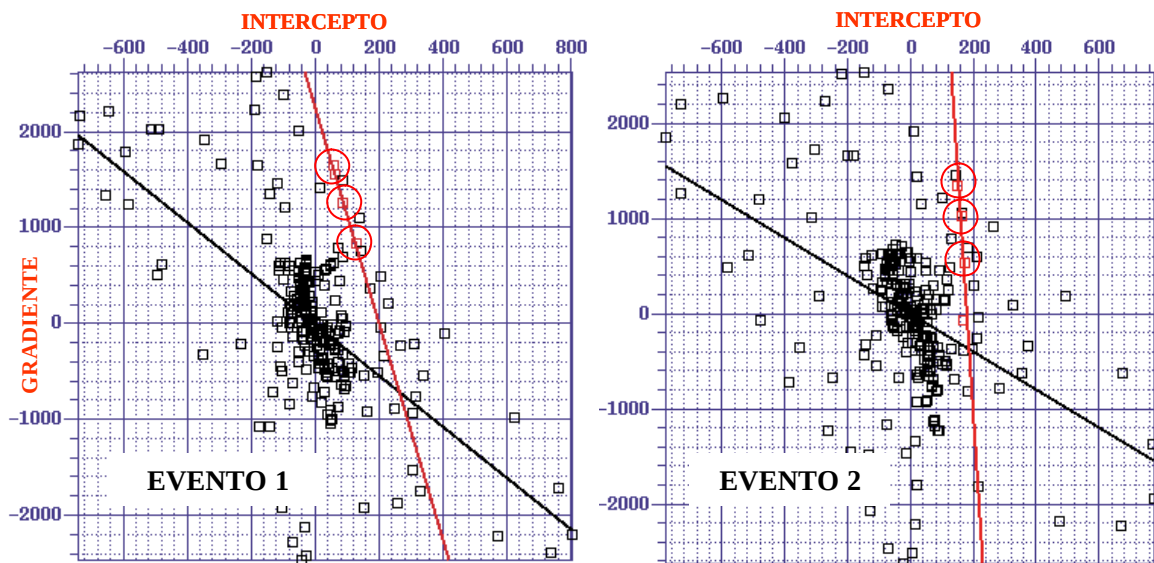


Figura 6.8. Gráficos cruzados de intercepto en función del gradiente.



Figura 6.9. Atributos AVO.

En la figura 6.9 se presentan los atributos AVO extraídos de los datos VSPDM, a partir de los cuales se pueden realizar las siguientes afirmaciones:

- El coeficiente de regresión lineal tiende a ser mayor para el evento 1 que para el evento 2, lo cual indica que existe un mayor ajuste de la aproximación lineal de Shuey en el caso del primer evento.

- El atributo de gradiente restringido demuestra que el signo del gradiente y del intercepto, para ambos eventos, es positivo. Esto concuerda perfectamente con la tendencia observada en el gráfico de intercepto en función del gradiente.
- La relación de Poisson coincide con una anomalía positiva un poco mayor de uno. En el caso del enveto 1 se muestra en su máximo valor y para el evento 2 comienza a disminuir.

Los datos sísmicos, empleados en el análisis AVO, poseen un ancho de banda limitado; por otra parte la zona de estudio se compone de capas delgadas; ambos factores afectan la respuesta sísmica, creando una interferencia en la ondícula de la señal de entrada. Dicha interferencia, de la cual se ha hablado tanto, generalmente ocurre cuando el espesor de las capas es menor un cuarto de la frecuencia dominante de los datos (como se comprobó en el cálculo de la resolución vertical en capítulo anterior).

Por ello se hace necesario modelar la respuesta sísmica a partir de los registros obtenidos a partir de inversión, los que por poseer un mayor ancho de banda resuelven mucho mejor el espesor de los eventos que se analizaron anteriormente.

A partir del modelado se obtuvo un grupo de datos sintético que es comparable con el obtenido a partir de los datos reales:

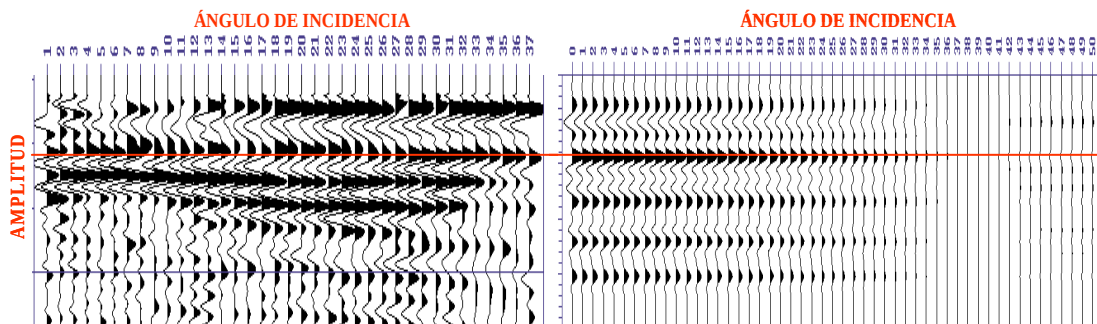


Figura 6.10. Comparación de la respuesta AVO entre datos reales y modelados.

En este caso se observa como se correlaciona la respuesta real y la modelada tanto en los ángulos cercanos como medios (estos ángulos se corresponden con distancias fuente-receptor cercanas y medias respectivamente); sin embargo para los ángulos lejanos se puede comprobar como la interferencia causada por las capas delgadas juega un papel preponderante en la respuesta sísmica de los datos reales. Esto indica que la interferencia cambia con el aumento de la distancia fuente-receptor.

Para los datos reales, en los ángulos de incidencia más lejanos pareciera estar disminuyendo la amplitud pero no del todo, en cambio, la respuesta sísmica para los ángulos lejanos, en los datos modelados, es la siguiente:

- Evento 1: es un valle de muy poca amplitud que desaparece, cambia de fase a los 36° y comienza a aumentar muy levemente
- Evento 2: es un pico que va disminuyendo progresivamente hasta cambiar de polaridad a los 36° y se transforma progresivamente en un valle.

Este comportamiento de los datos modelados se ve justificado, dado el bajo contraste de densidades y tiempo de tránsito de onda P que existe en la zona de estudio (ver tabla 5.6) y desde el punto de vista teórico, no se encuentra muy alejado de las propuestas realizadas por Koefoed, (1955) verificadas por Shuey, (1985) y posteriormente por Rutherford y Williams, (1989), donde el coeficiente de reflexión disminuye para ángulos lejanos. Esto se puede corroborar en la figura 6.11, donde se muestra la respuesta de los eventos modelados en gráficos de coeficiente de reflexión en función del aumento del ángulo de incidencia, más allá de los 30° de inclinación, tomando las ecuaciones de Zoeppritz para hallar un cálculo mucho más exacto.

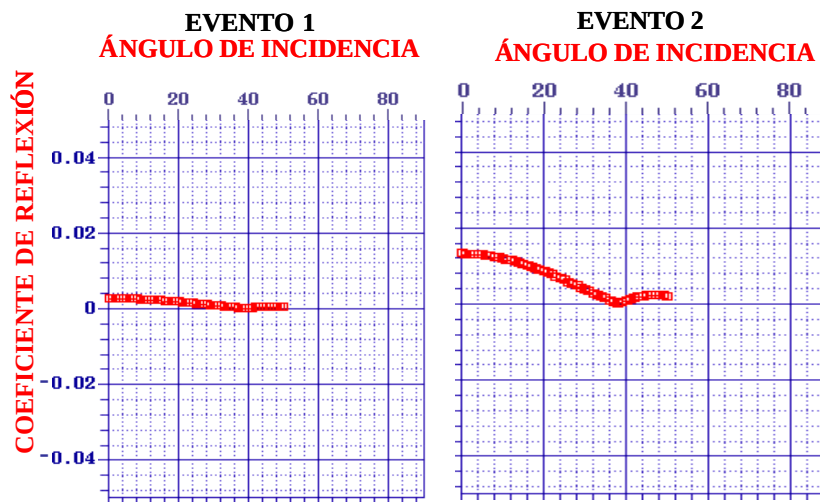


Figura 6.11. Gráficos de coeficientes de reflexión en función de la variación del ángulo de incidencia para los eventos modelados.

Si bien los gráficos mostrados en la figura 6.10 concuerdan con la respuesta AVO de los datos modelados, e inclusive ambos comportamientos van acorde con la respuesta de una arena clase -4 (de acuerdo con la clasificación de Young y LoPiccolo, 2003). De la misma forma, los datos reales y los modelados concuerdan en la clasificación de la arena, mas no en el comportamiento de la curva de coeficiente de reflexión en función del ángulo de incidencia.

Esto quiere decir que los datos reales observan el comportamiento de la base del evento y por otra parte, los datos modelados muestran el comportamiento del tope como es de esperarse, tomando en cuenta que los eventos fueron seleccionados de acuerdo con los valores de rayos gamma más bajos, tratando de obtener la respuesta del estrato más limpio posible.

Por ello es imprescindible determinar si el aumento de amplitud en las distancias fuente-receptor medias y más lejanas, en los datos reales, solo se debe a un enmascaramiento de la interferencia constructiva introducida por las capas delgadas o es indudablemente una respuesta asociada a la presencia de hidrocarburo liviano.

Por este motivo se procedió a realizar un gráfico cruzado entre el registro de tiempos de tránsito de la onda S y la relación V_p/V_s , el cual representa un fuerte indicador de la presencia de hidrocarburos livianos. En estos gráficos, las arenas que contienen agua y las lutitas muestran una relación lineal, y los puntos que se encuentran por debajo de dicha tendencia resultan de la disminución de los tiempos de tránsito de onda P en presencia de hidrocarburos livianos.

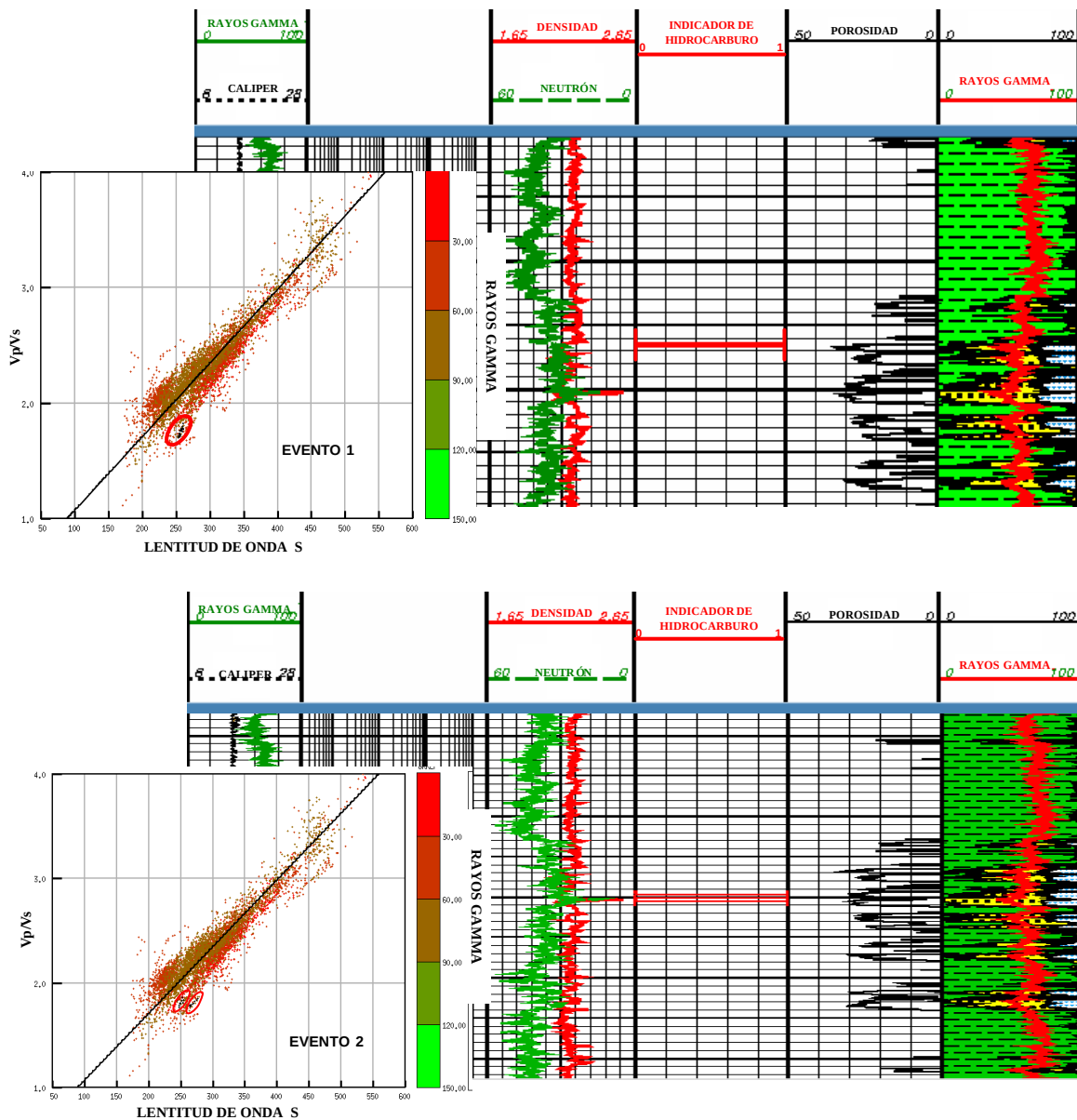


Figura 6.12. Indicador de hidrocarburos livianos.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

A partir de las correlaciones realizadas en el capítulo anterior se pueden inferir las siguientes conclusiones:

- Las diferencias encontradas entre la franja apilada y el sismograma sintético y el cálculo de la resolución vertical de los diferentes conjuntos de datos, permitieron identificar la presencia de capas delgadas en la zona de estudio y de esta misma manera poder corroborar la información geológica acerca de la misma.
- La presencia de capas delgadas, el alto contenido de lutita y los fluidos contenidos en la formación, generan una interferencia constructiva en las ondículas de la señal de entrada que afectan enormemente tanto la respuesta sísmica como el comportamiento AVO del estrato poroso.
- La inversión sísmica logró obtener un modelo de velocidades bastante apropiado para poder definir mucho mejor la zona de estudio y conseguir identificar los topes de los eventos de interés.
- La buena correlación entre los datos VSPDC, VSPDM y registros de pozo, es determinante para la identificación de los eventos en el dominio espacio-tiempo.
- La respuesta de los datos sísmicos reales y los datos modelados coinciden en describir ambos eventos como arenas de muy poco espesor, tipo -4 (de acuerdo con Young y LoPiccolo, 2003) o clase 2 (de acuerdo con Rutherford y Williams, 1989), no consolidada, con presencia de hidrocarburos livianos.
- La evaluación de la respuesta AVO en base a la inversión sísmica de datos apilados VSP, se perfilan como una herramienta bastante poderosa para mejorar o esclarecer el análisis AVO de una zona en estudio.

- Los atributos AVO son medidas del control de calidad, pero igualmente ven en afectados por los factores que alteran las propiedades de la zona de estudio.
- Los gráficos cruzados realizados en base a los datos de los registros de pozo proveen información importante para la identificación de hidrocarburos.
- El presente estudio permitió desarrollar los conocimientos y habilidades, que se tenían previamente, en cuanto al manejo del módulo de análisis AVO del paquete de procesamiento y en cuanto al procesamiento de los datos VSPDC y VSPDM.
- Debe realizarse una adquisición muy completa de registros de pozo, que asegure una evaluación petrofísica detallada de la zona de interés para que logre reforzar la información obtenida por el análisis AVO y a la vez cuantificar el contenido de hidrocarburo en la formación. De esta manera se determinaría la rentabilidad de la explotación de estas capas delgadas.
- Sería importante evaluar que tanto se ve afectada la respuesta sísmica por la presencia de un medio altamente lutítico que rodea la zona de interés, mediante un estudio de anisotropía.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

Aki, K., y P.G Richards (1980). “Quantitative Seismology: Theory and methods, Volumen 1 W.H. Freeman and Co. 153p.

Baker Atlas (2003). “Acoustic Logging Sales Training School”. 98p.

Castagna, J. (1993). “AVO Analysis – Tutorial and Review” en: Castagna, J. y Backus, M. “Offset-dependent reflectivity- Theory and Practice of AVO analysis”. Investigations in Geophysics #8. SEG.3-36.

Castagna, J. y H. Swan. (1997). “Principles of AVO Crossplotting” The Leading Edge. 16(4) 337-342.

Castagna, J., H. Swan y D. Foster; (1998). “Framework for AVO gradient and intercept interpretation” Geophysics. 63(3) 948-956.

Cavada, J. (2000). “Guía de prospección sísmica por refracción” Universidad Central de Venezuela. 29p.

Coulombe, C., R. Stewart y M. Jones. (1996). “AVO Processing and Interpretation of VSP data.” 32(2) 306-338.

De Santa Anna, M. (2002). “Análisis de sensibilidad de atributos sísmicos a la propagación de ondas en medios estructuralmente complejos: Un caso del oriente de Venezuela” Tesis de Grado, Universidad Simón Bolívar. 100 p.

De Sisto, J., (1961). Formación La Pica en el Area Mayor de Santa Bárbara, Estado Monagas, Venezuela oriental. III Cong. Geol. Venez., Caracas, 1959, Mem., 4: 1897-1912. Disponible: <http://www.pdv.com/lexico> [Consultado 2001, Enero 15]

De Sisto, J., (1972). “Geología del Campo La Vieja”. Mem., IV Congr. Geol. Venez., Caracas, Minis. Min. e Hidrocarb., 5(5): 2572-2592. Disponible: <http://www.pdv.com/lexico> [Consultado 2001, Enero 15]

Falcón, R. A. (1989). “Revisión y redefinición del término Miembro García como Formación García, Cretácico Temprano de Venezuela Oriental”. Jornadas 50 Aniv. Esc. Geol., Min. y Geof., Universidad Central de Venezuela., Caracas, May. 1988, Mem. Disponible: <http://www.pdv.com/lexico> [Consultado 2001, Enero 15]

Foster, D.J., R.G. Keys y J.M. Reilly. (1997). “Another perspective on AVO crossplotting” The Leading Edge. 16(9) 1223-1237.

Gadallah, M. (1994). “Reservoir Seismology, Geophysics in Nontechnical Language”; Penwell Books. Julio.179-206.

García R., E.J. y Jorge E. Cabrera A. (2000). “Posibilidades de recarga de acuíferos profundos de la Formación Las Piedras en el área de Jusepín y Caicara por parte del frente de montañas. Area Norte de Monagas”. Tesis de Grado. Universidad Central de Venezuela. 102p.

González de Juana, C. (1946). “Estudio sobre aguas subterráneas en los Llanos de Venezuela”. Rev. de Fomento 8(64): 9-59. Disponible: <http://www.pdv.com/lexico> [Consultado 2001, Enero 15]

González de Juana, C et. al. (1980). “Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas”. Ediciones Foninves. Caracas. 1031.

Grosso, A. (2003). “Predicción de zona de sobrepresión poral a partir de la inversión sísmica de datos VSP cero offset”. Trabajo Especial de Grado. Universidad Simón Bolívar. 96p.

Hay, J. y R. Aymard. (1977). “El Cretáceo en el subsuelo de Anzoátegui y parte de Monagas, cuenca de Venezuela oriental”. En: Espejo, A., D. Zoraya, C. Key y E. Vazquez, (Eds.) V Cong. Geol. Ven., 4: 1557-1574. Disponible: <http://www.pdv.com/lexico> [Consultado 2001, Enero 15]

Hardage, B. y R. Turpening. (1993). “Vertical Seismic Profilling”. IHRDC. Videos Library for Exploration and Production Specialists. 147p.

Hardage, B. (2000). “Vertical Seismic Profilling:Principles. Third Updated and Revised Edition”. PERGAMON. Elsevier Science 539p.

Hedberg, H. D., (1950). “Geology of the eastern Venezuela basin (Anzoátegui-Monagas-Sucre-eastern Guárico portion)”, Geol. Soc. Am., Bull., 61(11): 1173- 1216. Disponible: <http://www.pdv.com/lexico> [Consultado 2001, Enero 15]

Hedberg, H. D. y A. Pyre. (1944). “Stratigraphy of northeastern Anzoátegui, Venezuela”. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., 28(1): 1-128. Disponible: <http://www.pdv.com/lexico> [Consultado 2001, Enero 15]

Hilterman, F. (2001). “Seismic Amplitude Interpretation” Distinguished Educator Program. Society Of Exploration Geophysicists. Geophysical Development Corporation. Houston, Texas. USA. 239 p.

Herrera, M. (1999). “Análisis de los Métodos de Separación de Campos de Ondas en la Sísmica: VSP: Rotación Vertical y Descomposición Paramétrica”; Tesis de Grado, Universidad Simón Bolívar. 86 p.

Koefoed, O. (1955). “On the effects of Poisson’s ratios of rock strata on the reflection coefficients of plane waves”; Geophysical Prospecting. 3 381-387.

Lamb, J. L. y J. De Sisto. (1963). “The Morichito Formation of northern Monagas. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform., 6(9): 269-276. Disponible: <http://www.pdv.com/lexico> [Consultado 2001, Enero 15]

Liddle, R. A. (1928). “The geology of Venezuela and Trinidad”, J. P. MacGowan, Fort Worth, Texas, 552 p. Disponible: <http://www.pdv.com/lexico> [Consultado 2001, Enero 15]

Liddle, R. A. (1946). “The geology of Venezuela and Trinidad”. 2 ed., Paleont. Res. Inst. Ithaca, N. Y., 890 p. Disponible: <http://www.pdv.com/lexico> [Consultado 2001, Enero 15]

Mavko, G., T. Mukerji y J. Dvorkin. (1998). “The Rock Physics Handbook”. Cambridge Press. USA. 329p.

Morris, J.L., Jr. (1979). “Attenuation estimates from seismograms recorded in deep well: Master of Science Thesis, Texas A&M University” en: Hardage, B. (2000). “Vertical Seismic Profiling: Principles. Third Updated and Revised Edition”. PERGAMON. Elsevier Science 539p.

Oldenburg, D.W., T. Scheuer y S. Levy (1983). “Recovery of the acoustic impedance from reflections seismograms”. Geophysics. 48(10) 1318-1337.

Ostrander, W (1984). “Plane wave reflection coefficients for gas sands at non normal angles of incidence”. Geophysics. 49(10)1637-1648.

Regan, J. H. (1938). “Notas geológicas sobre el campo petrolífero de Quiriquire”, Distrito Piar, Estado Monagas, Bol Geol. y Min., Caracas, 2(2-4): 185-200. Disponible: <http://www.pdv.com/lexico> [Consultado 2001, Enero 15]

Regueiro, J. (2001). “Sísmica para Ingenieros y Geólogos de Yacimientos. Notas del curso”. Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos. Caracas. 272p.

Resnick, J. (1993). “Seismic Data Processing for AVO and AVA analysis” en: Castagna, J y Backus, M; “Offset-dependent reflectivity-Theory and Practice of AVO analysis” Investigations in Geophysics #8. SEG, pp 175-189.

Rod, E. y W. Maync. (1954). “Revision of Lower Cretaceous stratigraphy of Venezuela”, Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 38(2): 193-283.

Rosales, H. (1960). “Estratigrafía del Cretáceo-Paleoceno-Eoceno de la Serranía del Interior, Oriente de Venezuela”. III Cong. Geol. Venez., Caracas, 1959, Mem., 2: 471-495. Disponible: <http://www.pdv.com/lexico> [Consultado 2001, Enero 15]

Russel, B., K. Hedlin, F. Hilterman y L.R. Lines. (2003). “Fluid-property discrimination with AVO: a Biot-Gassmann perspective”. Geophysics 68(1) 29-39.

Rutherford, S. y R. Williams. (1989). “Amplitude-Versus-Offset Variations In Gas Sands.” 54(6) 680-688.

Sams, M. (1998). “Yet another perspective on AVO crossplotting”. The Leading Edge. 17(7) 911-917.

Schlumberger (1997). “WEC 1997. Evaluación de Pozos”

Sheriff R. y L. Geldart (1995). “Exploration Seismology” Second Edition. Cambridge University Press. USA. 592 p.

Shuey, R. (1985) “A simplification of the Zoeppritz equation” Geophysics. 50(4) 609-614.

Simm, R., R.White y R. Uden. (2000). “The Anatomy of AVO Crossplots”. The Leading Edge. 19(2) 150-155.

Stainforth, R. M. (1971). “La Formación Carapita de Venezuela oriental”. IV Cong. Geol. Venez., 1971, Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 5, 1: 433-463. Disponible: <http://www.pdv.com/lexico> [Consultado 2001, Enero 15]

Uberti, K. (2001). “Análisis AVO de la arena A3 de la Formación Oficina en el Campo Chimire-Boca, Área Mayor de Oficina, Cuenca Oriental de Venezuela” Tesis de Grado. Universidad Simón Bolívar. 119 p.

VSFusion -a Baker Atlas-CGG Company-. (2003). “Seislink Reference Manual”

Wang, Z. (2001). “Y2K Tutorial. Fundamentals of seismic rock physics” Geophysics. 66(2) 398-412.

Western Atlas International, Inc. (1992). “Introduction to Wireline Analysis”. Houston, Texas. 312p.

Yilmaz, O. (1987). “Seismic Data Processing”. Investigations in Geophysics No.2; SEG.

Young, R. y R. D. LoPiccolo (2003). “A Comprehensive AVO classification”. The Leading Edge. 22(10) 1030-1037.