

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELADO AVO USANDO DATOS WALKAWAY VSP CONSIDERANDO EL EFECTO DE LA POROSIDAD Y TIPO DE FLUIDO DE LA FORMACIÓN ROBLECITO, CAMPO COPA MACOYA, EDO. GUÁRICO

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Br. Ramírez V. Sinaí A.
Para optar al Título
De Ingeniera Geofísica

Caracas, 2013

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELADO AVO USANDO DATOS WALKAWAY VSP CONSIDERANDO EL EFECTO DE LA POROSIDAD Y TIPO DE FLUIDO DE LA FORMACIÓN ROBLECITO, CAMPO COPA MACOYA, EDO. GUÁRICO

Tutor Académico: MSc. Yaraixa Pérez

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Br. Ramírez V. Sinaí A.
Para optar al Título
De Ingeniera Geofísica

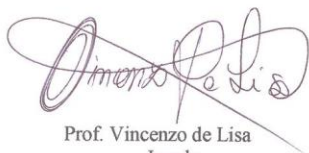
Caracas, 2013

Caracas, noviembre de 2013

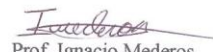
Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado, presentando por la Bachiller **SINAÍ ALMERY RAMÍREZ VIÑA**, titulado:

**“MODELADO AVO USANDO DATOS WALKAWAY VSP
CONSIDERANDO EL EFECTO DE LA POROSIDAD Y TIPO DE
FLUIDO DE LA FORMACIÓN ROBLECITO, CAMPO COPA
MACOYA, EDO. GUÁRICO”**


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



Prof. Vincenzo de Lisa
Jurado



Prof. Ignacio Mederos
Jurado



Prof. Yaraixa Pérez
Tutor Académico

DEDICATORIA

A mis padres, hermanos, mis tíos, mis primos y amigos que me han apoyado en todo momento, están conmigo en los buenos y no tan buenos momentos. A mi hermosa madre que me aconseja, apoya, me enseña y pase lo que pase ella siempre está a mi lado...

AGRADECIMIENTOS

A Dios por todas las bendiciones que me ha dado.

A mis padres y hermanos que me apoyan en esto momento, sobre todo en esta etapa de mi vida donde me estoy formando profesionalmente. Mi madre es mi pilar a ella debo un reconocido y merecidísimo agradecimiento por ser la mejor mamá del mundo. *TE AMO mami*

A la ilustre Universidad Central de Venezuela, la casa que vence las sombras. Mi segundo hogar, en donde aprendí tantas cosas, me forme profesionalmente y conocí a personas muy especiales que aparte de impartirme sus conocimientos me ofrecieron una linda amistad.

A mi tutora académica Yaraixa Pérez por haber creído en mí y colaborado en el desarrollo de este Trabajo Especial de Grado, aprecio sus consejos y paciencia. Mil gracias.

A la empresa Baker Hughes por haberme dado la oportunidad de realizar este trabajo en la comodidad de sus instalaciones.

A la empresa Teikoku Oil & Gas Venezuela por permitirme el uso de sus datos para la elaboración de este Trabajo Especial de Grado, un especial agradecimiento al Ing. Colombo Da Encarnacao por el apoyo ofrecido durante el desarrollo de este trabajo, muchas gracias por escucharme.

A la escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela y al cuerpo profesoral que la conforman por su noble dedicación de educar e impartir conocimientos invirtiendo en el futuro del país.

Al profesor Andrés Espeso por todos sus consejos y apoyo en el desarrollo de este trabajo.

A los ingenieros Nelson Oriachi y Harold Castillo por toda la colaboración prestada y sus consejos.

Al team de Baker, Mariángela, Mariela, las anas: Anabel y Anaspiaye, Fernando, la sra. Carla, Mayra, Gilbert y al negrito por haber hecho mi estadía en la oficina un ambiente agradable y por ofrecerme su amistad.

A todos mis compañeros de la escuela por los buenos momentos compartidos.

A mi barrio (Rafa, Luis y Alexay) por ser los mejores compañeros de campo y ser mis mejores amigos. Los AMO

A mis hermanas Vanessa y Jea, son las mejores amigas.

Ramírez V. Sinaí A.

**MODELADO AVO USANDO DATOS WALKAWAY VSP CONSIDERANDO
EL EFECTO DE LA POROSIDAD Y TIPO DE FLUIDO DE LA
FORMACIÓN ROBLECITO, CAMPO COPA MACOYA, EDO. GUÁRICO**

Tutor Académico: MSc. Yaraixa Peréz.

Trabajo Especial de Grado. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geofísica. Año 2013, 151 pág.

Palabras claves: ZVSP, WVSP, Procesamiento VSP, AVO, Análisis AVO, Modelado AVO.

Resumen: Con la finalidad de evaluar la respuesta sísmica de dos arenas de interés en la Formación Roblecito, se realizó un estudio de la variación de amplitud sísmica usando datos de sísmica de pozo “Walkaway VSP”. En el marco de confidencialidad, la información de los datos se limita a los permisos obtenidos y autorizados para el uso y publicación. Con el objetivo de evaluar y clasificar las arenas de interés se desarrolló la siguiente metodología: primero, se realizó el procesamiento de los datos ZVSP y WVSP para mejorar la calidad de la imagen. Segundo, se procedió a generar atributos AVO para las dos arenas de interés con los datos del WVSP. Tercero, se ejecutó el modelado de Batzle and Wang con datos PVT provenientes de un pozo equivalente al MVI-23 para la arena de interés M4, tomando en consideración la porosidad y el tipo de fluido. Los resultados obtenidos se compararon e integraron con los estudios AVO derivados de los datos de sísmica de superficie realizada en el año 2009. Tomando en cuenta las superficies de inundación presentes en la zona de estudio, se obtuvo una buena correlación entre los datos sísmicos de superficie y los datos VSP. Se concluye que la arena de interés M1 es una arena tipo -1, no consolidada y de matriz arcillosa. La arena M4 es una arena tipo 5, consolidada, que posee una capa de lutita alojada en sus 23 ft de espesor, sin embargo esta arena no se pudo resolver con los datos WVSP debido a que la resolución vertical de éstos es de aproximadamente 37 ft. El modelo AVO para el sistema agua-petróleo presentó variaciones particulares de la reflectividad de ondas P, pero las reflectividades de onda S no mostraron comportamiento desigual. Una pequeña cantidad de gas influye de manera significativa en las respuestas AVO. El estudio de inversión elástica realizado con datos sísmicos de superficie en el año 2011 permitió constatar el comportamiento de la amplitud de reflexión de la arena M4 con el aumento del offset.

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
DEDICATORIA	iv
AGRADECIMIENTOS	v
RESUMEN	vii
ÍNDICE GENERAL	viii
ÍNDICE DE FIGURAS	xiii
ÍNDICE DE TABLAS	xviii
CAPÍTULO I	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1 Planteamiento del problema.....	1
1.2 Objetivos de la investigación.....	3
1.2.1 Objetivo general	3
1.2.2 Objetivos específicos.....	3
1.3 Justificación	3
1.4 Ubicación de la zona de estudio	4
CAPÍTULO II	6
MARCO GEOLÓGICO	6
2.1 Geología regional.....	6
2.1.1 Cuenca Oriental de Venezuela	6
2.1.2 Evolución geodinámica y estratigrafía regional	8
2.2 Geología local.....	10
2.2.1 Subcuenca de Guárico. Campo Compa Macoya	10
2.2.2 Estratigrafía local	12

2.2.3	Formación Roblecito	15
CAPÍTULO III		17
MARCO TEÓRICO		17
3.1	Perfil Sísmico Vertical (VSP).....	17
3.2	Geometrías de VSP	19
3.2.1	Cero Offset VSP	20
3.2.2	Walkaway VSP.....	21
3.3	Procesamiento de datos VSP	22
3.3.1	Correlación cruzada.....	22
3.3.2	Edición y suma	22
3.3.3	Selección de los primeros arribos.....	23
3.3.4	Aplicación de la geometría de adquisición.....	23
3.3.5	Calibración del registro acústico	25
3.3.6	Generación del sismograma sintético.....	25
3.3.7	Corrección de ganancia	26
3.3.8	Separación de campos de ondas	28
3.3.9	Filtro de mediana.....	28
3.3.10	Descomposición paramétrica	29
3.3.11	Deconvolución.....	30
3.3.12	Franja apilada (Corridor Stack).....	31
3.3.13	Rotación horizontal	31
3.3.14	Migración VSP	32
3.4	Análisis AVO.....	33
3.5	Atributos AVO.....	36

3.5.1	Intercepto AVO y gradiente AVO.....	36
3.6	Clasificación AVO.....	38
3.7	Modelado AVO.....	41
3.8	Ecuaciones de Batzle y Wang (1992).....	42
3.8.1	Ecuaciones para el petróleo.....	42
3.8.2	Ecuaciones para el gas.....	43
3.8.3	Ecuaciones para el agua.....	45
3.9	Sustitución de fluidos.....	47
 CAPÍTULO IV		 51
MARCO METODOLÓGICO		51
4.1	Procesamiento sísmico del Cero Offset VSP.....	51
4.1.1	Correlación cruzada.....	53
4.1.2	Edición y suma.....	54
4.1.3	Selección de los primeros arribos.....	55
4.1.4	Aplicación de la geometría.....	56
4.1.5	Análisis de velocidad.....	57
4.1.6	Calibración del registro acústico.....	57
4.1.7	Generación de sismogramas sintéticos.....	59
4.1.8	Corrección de ganancia.....	60
4.1.9	Separación de los campos de ondas (filtro de mediana).....	61
4.1.10	Deconvolución.....	62
4.1.11	Franja apilada.....	63
4.2	Procesamiento sísmico del Walkaway VSP.....	65

4.2.1	Correlación cruzada, edición, suma y selección de los primeros arribos	66
4.2.2	Aplicación de la geometría.....	66
4.2.3	Rotación horizontal	67
4.2.4	Separación de los campos de ondas (descomposición paramétrica) .	69
4.2.5	Corrección de ganancia	71
4.2.6	Deconvolución.....	71
4.2.7	Migración de Kirchhoff.....	72
4.3	Análisis AVO.....	74
4.3.1	Identificación de los eventos de interés en los datos Walkaway VSP	74
4.3.2	Generación de atributos AVO	75
4.3.2.1	Atributos AVO para la arena M1.....	76
4.3.2.2	Atributos AVO para la arena M4.....	79
4.4	Modelo AVO	83
4.4.1	Cálculo de las propiedades de los fluidos.....	84
4.4.2	Cálculo de las velocidades sísmicas de la roca saturada	85
4.4.3	Respuesta AVO	85
CAPÍTULO V		86
RESULTADOS Y ANÁLISIS DE RESULTADOS		86
5.1	Procesamiento Sísmico de los datos Cero Offset VSP.....	86
5.2	Correlación de los datos Cero Offset VSP y registros de pozo	87
5.3	Correlación del Cero Offset VSP y la Sísmica de Superficie.....	88
5.4	Procesamiento Sísmico de los datos Walkaway VSP.....	90

5.5	Correlación del Walkaway VSP, Cero Offset VSP y la Sísmica de Superficie	94
5.6	Análisis de atributos AVO	96
5.6.1	Análisis de atributos AVO para la arena M1	96
5.6.2	Análisis de atributos AVO para la arena M4	101
5.7	Comparación entre los atributos AVO generados de los datos WVSP y los atributos AVO generados de los datos de la sísmica de superficie	106
5.8	Modelado AVO.....	110
5.8.1	Sistema Agua-Petróleo	110
5.8.2	Sistema Agua-Gas	115
CAPÍTULO VI		123
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES		123
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS		127
APÉNDICES.....		133

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1.1. Ubicación geográfica de la zona de estudio..	5
Figura 2.1. Mapa de ubicación de las cuencas petrolíferas de Venezuela. Subcuenca de Guárico, campo Copa Macoya dentro del polígono rojo	7
Figura 2.2. Principales fallas geológicas en la Cuenca Oriental de Venezuela. FA=Falla de Anaco, FDD=Frente frontal de deformación, FP=Falla de Piritál, FEP=Falla El Pilar.	8
Figura 2.3. Corte geológico conceptual norte-sur desde el cinturón de deformación del Caribe hasta el río Orinoco.	10
Figura 2.4. Corte estructural norte-sur de la secuencia Cretácico-Terciaria en la subcuenca de Guárico	11
Figura 2.5. Columna estratigráfica de la subcuenca de Guárico. En azul unidades primordialmente marinas y en rojo unidades no marinas.	14
Figura 3.1. Esquema de la trayectoria de ondas descendentes, ondas ascendentes y sus múltiples.	18
Figura 3.2. Geometría de adquisición de un cero offset VSP	21
Figura 3.3. Geometría de adquisición de un Walkaway VSP	22
Figura 3.4. Esquema de los parámetros de adquisición VSP en tierra.	24
Figura 3.5. Gráfico cruzado de los atributos gradiente AVO e intercepto AVO, y clasificación de las arenas	38
Figura 3.6. Gráfico de clasificación de los tipos de respuestas AVO	39
Figura 4.1. Secuencia de procesamiento del Cero Offset VSP.	52
Figura 4.2. Datos correlacionados.	53
Figura 4.3. Edición y suma de las trazas para un nivel.	54
Figura 4.4. Representación de una traza con su respectivo tiempo de arribo.	55
Figura 4.5. Datos con las primeras llegadas de la onda P.	56
Figura 4.6. Geometría de adquisición del Cero Offset VSP. La fuente es representada por un cuadro azul y los receptores por triángulos rojos.	57

Figura 4.7. Calibración del registro acústico.	58
Figura 4.8. Sismogramas sintéticos generados.	59
Figura 4.9. Función de ganancia.	60
Figura 4.10. Pruebas de corrección de ganancia.	61
Figura 4.11. Campos de ondas descendentes y ascendentes.	62
Figura 4.12. Campos de ondas descendentes y ascendentes después de la deconvolución.	63
Figura 4.13. Campo de ondas ascendentes alineado a tiempo doble de viaje, franja de apilamiento y la franja apilada.	64
Figura 4.14. Secuencia de procesamiento del Walkaway VSP.	65
Figura 4.15. Primeros arribos en los dos primeros receptores.	66
Figura 4.16. Geometría de adquisición del Walkaway VSP. La posición de la fuente es representada por cuadros azules y los receptores por triángulos rojos.	67
Figura 4.17. Datos antes de la rotación horizontal.	68
Figura 4.18. Hodogramas de rotación y ventana de tiempo para la rotación.	68
Figura 4.19. Datos después de la rotación horizontal.	69
Figura 4.20. Campo de ondas P descendente.	70
Figura 4.21. Campo de ondas S descendente.	70
Figura 4.22. Campo de ondas P ascendentes.	70
Figura 4.23. Campo de ondas S ascendentes.	71
Figura 4.24. Campo de ondas P ascendentes deconvolucionado.	72
Figura 4.25. Imagen migrada en tiempo.	73
Figura 4.26. Imagen migrada en profundidad.	73
Figura 4.27. Ubicación de los eventos de interés en los registros de pozo y franja apilada.	74
Figura 4.28. Identificación de los eventos de interés en el Walkaway VSP.	75
Figura 4.29. Ángulo de incidencia versus Offset.	76
Figura 4.30. Amplitud versus Offset.	76
Figura 4.31. Datos de entrada en el evento de interés.	77
Figura 4.32. Amplitud versus el $\text{sen}^2(\theta)$	77

Figura 4.33. Gradiente versus intercepto.	78
Figura 4.34. Trazas de atributos AVO.	78
Figura 4.35. Respuesta AVO sintética.	79
Figura 4.35. Ángulo de incidencia versus Offset.	79
Figura 4.36. Amplitud versus Offset.	80
Figura 4.37. Datos de entrada en el evento de interés.	81
Figura 4.38. Amplitud versus el $\text{sen}^2(\theta)$	81
Figura 4.39. Gradiente versus intercepto.	82
Figura 4.40. Trazas de atributos AVO.	82
Figura 4.41. Respuesta AVO sintética.	83
Figura 4.42. Flujo de trabajo para realizar el modelado AVO de la arena M4.	84
Figura 5.1. Resultados del procesamiento previo y del procesamiento actual.	87
Figura 5.2. Correlación franja apilada, sismograma sintético y registros de pozo. ..	88
Figura 5.3. Correlación entre la línea sísmica y franja apilada (ZVSP).	89
Figura 5.4. Imagen migrada en tiempo del procesamiento previo.	91
Figura 5.5. Imagen migrada en tiempo del procesamiento actual.	92
Figura 5.6. Imagen migrada en el dominio de la profundidad del procesamiento previo.	93
Figura 5.7. Imagen migrada en el dominio de la profundidad del procesamiento actual.	94
Figura 5.8. Correlación entre la línea sísmica de superficie, franja apilada (ZVSP) y la imagen migrada (WVSP).	95
Figura 5.9. Ángulo de incidencia versus el offset en la arena M1.	96
Figura 5.10. Evento de interés (M1) en los datos sísmicos WVSP.	97
Figura 5.11. Evento de interés (M1) en los datos sísmicos WVSP no alineados. Se muestra la llegada del evento en el offset más lejano hacia el oeste.	97
Figura 5.12. Variación de la amplitud del evento M1 con el aumento del ángulo de incidencia (offset).	98
Figura 5.13. Crossplot gradiente versus intercepto para la arena M1.	99
Figura 5.14. Trazas atributos AVO para la arena M1.	100

Figura 5.15. Respuesta AVO sintética de la arena M1.	100
Figura 5.16. Ángulo de incidencia versus el offset para la arena M4.	101
Figura 5.17. Evento de interés (M4) en los datos sísmicos WVSP.	102
Figura 5.18. Variación de la amplitud del evento M4 con el aumento del ángulo de incidencia (offset).....	103
Figura 5.19. Crossplot gradiente versus intercepto para la arena M4.	104
Figura 5.20. Trazas atributos AVO para la arena M4.	105
Figura 5.21. Respuesta AVO sintética de la arena M4.	106
Figura 5.22. Ubicación de la línea 2D MV-49-I01 y los pozos C-14, C-15.	106
Figura 5.23. Modelo AVO sintético del pozo C-14 a nivel de la arena M1.	107
Figura 5.24. Atributo producto I*G generado de los datos sísmicos de superficie.	108
Figura 5.25. Atributo factor de fluido generado de los datos sísmicos de superficie.	109
Figura 5.26. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 15% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad Vp.....	111
Figura 5.27. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 20% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad Vp.....	112
Figura 5.28. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 25% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad Vp.....	112
Figura 5.29. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 15% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad Vs.	113
Figura 5.30. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 20% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad Vs.	114
Figura 5.31. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 25% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad Vs.	114
Figura 5.32. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 15% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad Vp.....	115
Figura 5.33. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 20% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad Vp.....	116

Figura 5.34 Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 25% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad V_p	117
Figura 5.35. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 15% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad V_s	118
Figura 5.36. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 20% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad V_s	119
Figura 5.37. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 25% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad V_s	119
Figura 5.38. Resumen gráfico del proceso de clasificación para la arena M4.....	120
Figura 5.39. Trazas sintéticas generadas del estudio de inversión elástica.....	121
Figura 5.40. Ubicación de los pozos.....	122

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 3.1. Características de los tipos de AVO	40
Tabla 3.2. Constantes para el cálculo de la velocidad del agua mediante las ecuaciones de Batzle y Wang (<i>op. cit.</i>)	46
Tabla 4.1. Datos disponibles del yacimiento.	84

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del problema

Durante décadas la geofísica ha formado parte fundamental en la exploración, caracterización y desarrollo de yacimientos de hidrocarburos. La actividad geofísica ha venido desarrollando una gran cantidad de técnicas indispensables en el aporte de información necesarias para la evaluación de yacimientos. Entre estas técnicas se encuentra el análisis AVO (Amplitud versus Offset), la cual estudia el fenómeno de la variación de los coeficientes de reflexión en función de la distancia fuente-receptor.

El análisis de amplitud en función del offset (AVO por sus siglas en inglés), fue desarrollado por Ostrander (1984) cuando demostró en su trabajo que los coeficientes de reflexión varían a medida que aumenta la distancia entre la fuente y el receptor; esta técnica es de gran importancia, ya que mediante el análisis del comportamiento de la amplitud versus el offset puede detectarse la presencia directa de gas. Ostrander basó su estudio en los trabajos previos publicados por Doménico (1976, 1977), Koefoed (1955), entre otros.

Los parámetros que producen mayor interferencia en los análisis del dato sísmico son, el contenido del mineral arcilloso, la porosidad y el tipo de fluido; por lo que investigadores han estudiado el comportamiento que estos parámetros provocan en las velocidades sísmicas. De-Hua Han et al. (1986) realizaron varios estudios en laboratorio con diferentes muestras de areniscas, donde concluyeron que las velocidades de ondas P y S (V_p , V_s) son significativamente más altas en areniscas limpias que en areniscas arcillosas. Una pequeña cantidad de arcilla puede ablandar la matriz arenosa, lo que conduce a la reducción de las velocidades. El volumen de

arcilla es el parámetro más importante siguiente a la porosidad en la reducción de las velocidades; tanto V_p como V_s disminuyen con el aumento de la porosidad.

En 1995 Michael L. Batzle *et al.*, realizaron un estudio acerca de los efectos de fluidos y análisis AVO, en donde exponen que anomalías indicadoras de hidrocarburos son causadas por una disminución de la velocidad de onda P, pero la velocidad de onda S no refleja cambios significativos. Las propiedades del fluido son muy importantes en la interpretación de los indicadores directos de hidrocarburos.

El campo gasífero Copa Macoya se localiza al noreste del estado Guárico, en un área aproximada de 290 km². Este campo permaneció inoperativo desde 1994 y fue reactivado en el año 2000 por Teikoku Oil. Actualmente este campo gasífero se encuentra bajo la licencia de la empresa mixta Gas Guárico S.A (PDVSA y Teikoku Oil & Gas Venezuela). La reactivación de este campo se debe a los altos niveles de producción que presenta, aportando muchos beneficios desde el punto de vista económico. En el desarrollo de este gran potencial, Pérez (2009) realizó una caracterización geofísica a nivel de la formación Chaguaramos en un área de 158 km² de sísmica 3D, en el cual integró los estudios de descomposición espectral, coherencia, inversión sísmica y análisis AVO. Obteniendo zonas de gran interés mediante anomalías sísmicas observadas; sin embargo las anomalías que fueron detectadas en los diferentes cubos de inversión sísmica de la formación Roblecito, no coincidieron con los resultados obtenidos de la perforación del pozo MVI-23.

El pozo MVI-23 se encuentra en una zona de interés debido a la fuerte anomalía sísmica que presenta, sin embargo las arenas de interés de la Formación Roblecito tienen espesores muy delgados, lo que genera un inconveniente al momento de realizar estudios AVO con datos derivados de la sísmica de superficie.

En vista de lo anterior, es necesario realizar un estudio que permita comprender el comportamiento de la variación de amplitud con el offset (AVO) de las arenas de

interés tomando en consideración la influencia de la porosidad y el tipo de fluido, sobre datos sísmicos de alta resolución adquiridos en el pozo MVI-23.

1.2 Objetivos de la investigación

1.2.1 Objetivo general

Evaluar el efecto de la porosidad y tipo de fluido en la respuesta sísmica AVO, a partir de datos Walkaway VSP y registros petrofísicos, en la Formación Roblecito del Campo Copa Macoya.

1.2.2 Objetivos específicos

1. Reprocesar datos Cero Offset VSP adquiridos en el área.
2. Reprocesar datos Walkaway VSP, considerando preservación de amplitudes sísmicas.
3. Correlacionar los resultados obtenidos del VSP con información sísmica de superficie.
4. Interpretar las variaciones de las amplitudes sísmicas con el offset (AVO) a partir de los datos Walkaway VSP procesados.
5. Comparar atributos AVO resultantes del análisis de datos VSP con los atributos AVO provenientes de la sísmica de superficie.
6. Modelar la respuesta sísmica AVO en función de variaciones de velocidades de ondas P y S en la Formación Roblecito, considerando la porosidad y tipo de fluido.

1.3 Justificación

Uno de los problemas que presenta el campo gasífero Compa Macoya, es que la Formación Roblecito posee arenas de espesores muy delgados lo cual ha provocado

dificultad en el momento de realizar estudios AVO con los datos sísmicos de superficie.

Por esta razón, el presente Trabajo Especial de Grado (T.E.G) permite estudiar y evaluar el comportamiento de la amplitud a medida que se incrementa la distancia fuente receptor, tomando en consideración la influencia de la porosidad y el tipo de fluido presente en los yacimientos, realizándolo con datos sísmicos de alta resolución “*Walkaway VSP*”, ayudando a comprender, como éstos parámetros afectan las respuestas elásticas del medio.

Finalmente, el presente proyecto de grado goza de un conjunto de conocimientos que pueden servir como orientación para futuros trabajos a realizarse en áreas que presenten características geológicas similares.

1.4 Ubicación de la zona de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada dentro del campo Copa Macoya, éste se localiza en la subcuenca de Guárico, en el municipio José Félix Ribas, entre los poblados de Tucupido y el Caro de la Negra, (figura 1.1).



Figura 1.1. Ubicación geográfica de la zona de estudio. (Modificado de: <http://fotosdeculturas.blogspot.com/2011/02/dibujos-del-mapa-de-venezuela.html>).

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1 Geología regional

2.1.1 Cuenca Oriental de Venezuela

La Cuenca Oriental de Venezuela se encuentra ubicada en la zona centro-este del país, entre los 8° y 11° de latitud norte y los 61° y 66° de longitud oeste. Según González de Juana et al. (1980), la Cuenca Oriental de Venezuela es una depresión topográfica y estructural la cual se encuentra limitada al sur por el extremo norte del Cratón de Guayana, al norte por el cinturón de fallamiento y plegamiento de la Serranía del Interior Central y Oriental, al oeste por el alto estructural de El Baúl y al este por el océano Atlántico.

Esta cuenca se caracteriza por tener una geometría asimétrica, posee una longitud de aproximadamente 800 km en sentido oeste-este y una anchura promedio de 200 km de norte a sur, para un área total de 165000 km² aproximadamente, abarcando los estados Guárico, Anzoátegui, Monagas, Delta Amacuro y una extensión menor del estado Sucre. El flanco sur de la cuenca buza ligeramente hacia el norte, mientras que el flanco norte presenta mayor buzamiento, vinculado a los fallamientos y cabalgamientos de la Serranía del Interior Central y Oriental. (González de Juana et al., 1980).

La Cuenca Oriental de Venezuela esta subdividida en dos subcuencas: la subcuenca de Guárico hacia el oeste y la subcuenca de Maturín hacia el este, como se puede observar en la figura 2.1; estas subcuencas se encuentran separadas por las estructuras asociadas al sistema de fallas de Anaco. (Di Croce, 1999).

Este estudio se desarrolla en el campo Copa Macoya ubicado en la subcuenca de Guárico (figura 2.1).



Figura 2.1. Mapa de ubicación de las cuencas petrolíferas de Venezuela. Subcuenca de Guárico, campo Copa Macoya dentro del polígono rojo. (Modificado de Yoris y Ostos, 1997).

Una de las características más resaltante de la Cuenca Oriental de Venezuela es el fallamiento que presenta debido a líneas de corrimiento subparalelas (figura 2.2), la primera corresponde a el Corrimiento Frontal de Guárico, la cual se encuentra hacia el noreste, la segunda se sitúa al este de la depresión de Barcelona, ésta pertenece al sistema de corrimientos frontales de Anzoátegui y Monagas. Una tercera línea de gran importancia es el sistema de corrimiento de Anaco. (González de Juana et al., 1980).



Figura 2.2. Principales fallas geológicas en la Cuenca Oriental de Venezuela. FA=Falla de Anaco, FDD=Frente frontal de deformación, FP=Falla de Pirital, FEP=Falla El Pilar. (De Hung 1997, en García, 2009).

2.1.2 Evolución geodinámica y estratigrafía regional

Parnaud et al. (1995), señala que la evolución geodinámica y tectónica de la Cuenca Oriental de Venezuela se resume en cuatro fases, las cuales fueron los principales controladores de la estratigrafía presente en la cuenca. Estas son:

- 1) **Fase Prerift durante el Paleozoico:** es la responsable de la depositación de secuencias sedimentarias en ambientes marino-costeros, las cuales fueron identificadas mediante perfiles sísmicos; las rocas de edad Paleozoica asociada a esta secuencia pertenecen a las formaciones Hato Viejo y Carrizal de la subcuenca de Guárico.
- 2) **Fase Rift durante el Jurásico - Cretácico Temprano:** en este período se crea un sistema extensional en el margen norte de Suramérica, asociada a la

apertura de Pangea. Esta fase se caracteriza por la formación de estructuras tipo “horst” y “graben”, generación de corteza oceánica protocaribe y una discordancia regional hacia el Cratón. (Parnaud *et al.*, *op. cit.*). En esta megasecuencia se encuentra representada la Formación La Quinta, al oeste del Graben de Espino, la cual fue depositada en un ambiente continental. (Yoris y Ostos, 1997).

- 3) **Fase de Margen Pasivo durante el Cretácico - Paleógeno:** este ciclo se caracteriza por una transgresión generalizada que inunda el continente de norte a sur, generada por cambios eustáticos globales. Durante el Eoceno Superior se inicia la depositación en la subcuenca de Guárico de las areniscas de la Formación La Pascua, seguida por la depositación de un cuerpo lutítico de la Formación Roblecito, correspondiente a un ambiente marino somero y de aguas tranquilas. A medida que progresa la transgresión hacia el sureste se van depositando las formaciones Los Jabillos, Areo y Naricual del Grupo Merecure. (González de Juana et al., 1980).
- 4) **Fase de Colisión oblicua durante el Paleógeno – Cuaternario:** Parnaud et al. (*op. cit.*), exponen que el margen pasivo finaliza durante el Oligoceno como consecuencia de la colisión de la placa Caribe contra la placa Suramericana, dicha colisión generó durante el Paleógeno una cuenca antepaís. Desde el Oligoceno hasta el Mioceno Tardío la colisión migró progresivamente hacia el este, dividiendo la cuenca antepaís en tres zonas específicas: una plataforma al sur, una zona de sobrearco en el área central y un sobrecorrimiento al norte. La zona de sobrecorrimiento se caracterizó por la formación de la Serranía del Interior Central y Oriental, (figura 2.3).

La influencia de la colisión oblicua de la Placa Caribe en la depositación de las unidades litoestratigráficas en el oeste de Venezuela pudo comenzar a mediados del Eoceno, esta depositación ocurrió en el “foredeep” localizado para en ese entonces al norte de Venezuela. Producto de la colisión la forma de la cuenca fue variando, lo que generó que los sedimentos adquirieran una

distribución diferente, dando a lugar a ambientes principalmente continentales con frecuentes invasiones marinas. (Ostos *et al.* 2005, en García, 2009). Las unidades litoestratigráficas asociadas a esta fase son las formaciones La Pascua, Roblecito y Chaguaramas.

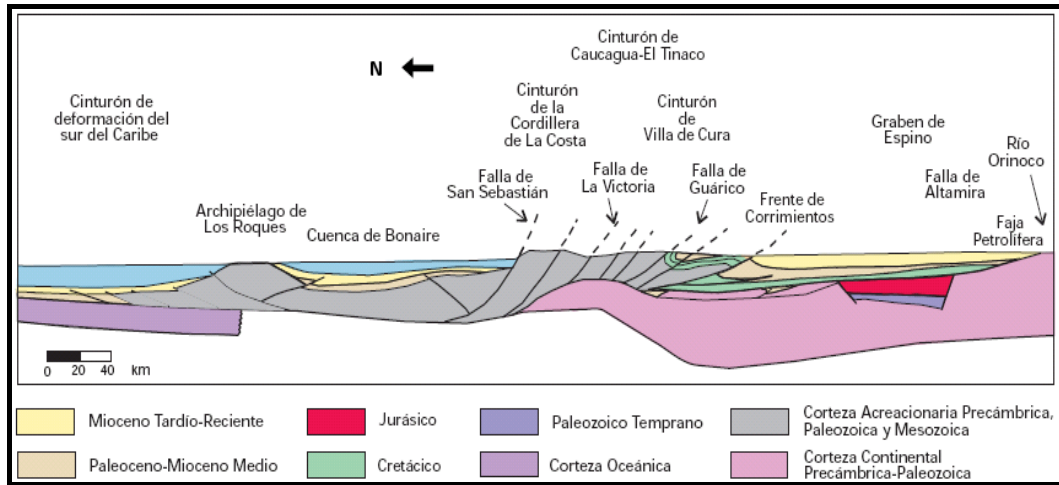


Figura 2.3. Corte geológico conceptual norte-sur desde el cinturón de deformación del Caribe hasta el río Orinoco. (Tomado de Yoris y Ostos, 1997).

2.2 Geología local

2.2.1 Subcuenca de Guárico. Campo Compa Macoya

La subcuenca de Guárico posee una extensión aproximada de 49895 km² y presenta un máximo de 6500 m de sedimentos del Cretácico y post-Cretácico. Esta subcuenca se encuentra limitada por la Faja Piemontina de la Cordillera del Caribe al norte, con el escudo de Guayana al sur, al oeste limita con el Arco de El Baúl y al este con la subcuenca de Maturín. Dispone una geometría asimétrica y su eje estructural actual permanece cubierto por los corrimientos del norte del estado Guárico y su rumbo varía de noroeste-sureste en el Cretácico y de norte-sur en el Mioceno. (Kiser, 1987).

Según Yoris y Ostos (1997), esta subcuenca comprende los campos del estado Guárico y una pequeña parte del norte del estado Anzoátegui. Los principales campos petroleros y gasíferos son, de oeste a este: Palacio, Las Mercedes, Yucal-El Placer, Tucupido, El Jobal, Socorro y Copa Macoya.

El flanco norte de la subcuenca de Guárico se encuentra influenciado por el frente de deformación o corrimiento asociado al sistema de fallas de Guárico, el cual sobrecarga rocas de edad Cretácica y Terciaria generando un marco tectónico complejo al norte de la cuenca. Hacia la zona sur de la cuenca, la estructura es más sencilla y posee evidencias de depresiones estructurales en las que se preservan rocas jurásicas y paleozoicas; las secuencias cretácicas y terciarias se acuñan gradualmente en dicha orientación (figura 2.4). Las principales trampas constituyen combinaciones de tipo estructural y estratigráfico, en los campos que se encuentran alejados del frente de deformación, (Yoris y Ostos, 1997), como es el caso del campo Copa Macoya.

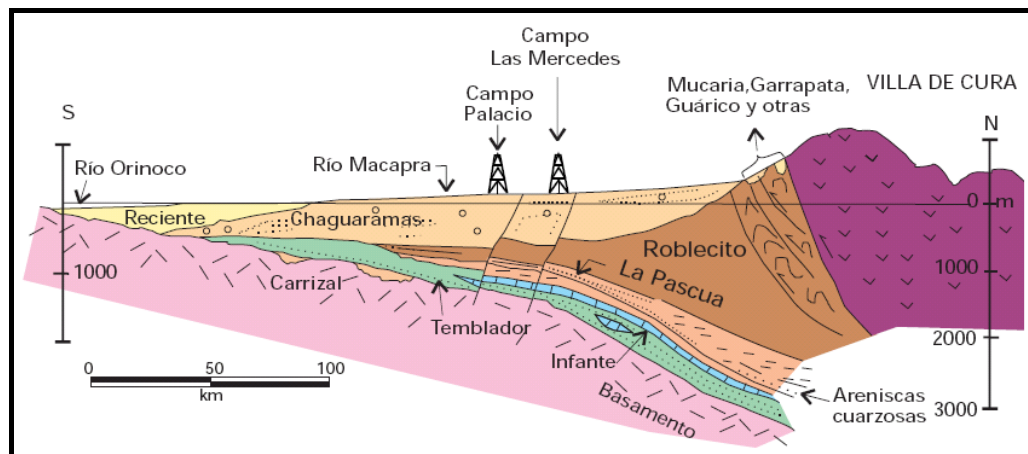


Figura 2.4. Corte estructural norte-sur de la secuencia Cretácico-Terciaria en la subcuenca de Guárico. (Modificado de Yoris y Ostos, 1997).

2.2.2 Estratigrafía local

Diversos autores clasifican a las unidades estratigráficas que se encuentran en la subcuenca de Guárico de distintas maneras, unos las denominan como unidades autóctonas, parautóctonas y alóctonas; mientras que una gran mayoría han preferido dividir las unidades dependiendo de las distintas franjas tectónicas como lo son: la Zona de la Cordillera de la Costa, las Napas de Aragua, la Zona Piemontina, Escamas Frontales o denominaciones similares. (Polanco, 2004).

Para los autores que clasifican las unidades según su autoctonía, existen dos secuencias autóctonas, que para los otros autores vendría siendo las dos megasecuencias estratigráficas pertenecientes a la cuenca antepaís: una del Cretácico y otra del Terciario, las cuales se encuentran separadas por una discordancia pre-oligocena. La primera secuencia corresponde al ciclo transgresivo (perteneciente a la fase de margen pasivo), y la segunda secuencia concierne al ciclo transgresivo-regresivo depositado en la cuenca antepaís. (Polanco, 2004).

A continuación se presenta un resumen de estas megasecuencias estratigráficas que se encuentran en la subcuenca de Guárico.

- **Cretácico:** a este período pertenecen las formaciones Tigre (Turoniense?-Maastrichtiense) y Canoa (Aptiense-Albiense?) del Grupo Temblador. La formación Canoa presente en el subsuelo de Guárico consta de lutitas y arcilitas, típicamente abigarradas, de color gris, verde, amarillo, rojo y morado; debido a la presencia de restos de plantas y conglomerados se infiere una depositación en ambientes continentales. Mientras que la formación Tigre se depositó en un ambiente marino, y está dividida en tres miembros: La Cruz, Infante y Guavinita. (LEV, 2012).
- **Terciario:** este ciclo inicia con una transgresión marina diacrónica que va avanzando del NE al SO. Las secuencias asociadas a este ciclo se encuentran

discordantemente sobre las rocas del Cretácico. A este período pertenecen las formaciones La Pascua (Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano), Roblecito (Eoceno Tardío-Mioceno Temprano), Chaguaramas (Oligoceno Tardío-Mioceno Medio), Quebradón (Oligoceno Tardío-Mioceno Medio), Quiamare (Mioceno Temprano-Tardío) y Guárico (Paleoceno-Eoceno). (LEV, 2012).

El Terciario del campo Copa Macoya está representado de base a tope por las formaciones La Pascua, Roblecito y Chaguaramas. (Pérez, 2009).

En la figura 2.5 se presenta la estratigrafía de la subcuenca de Guárico.

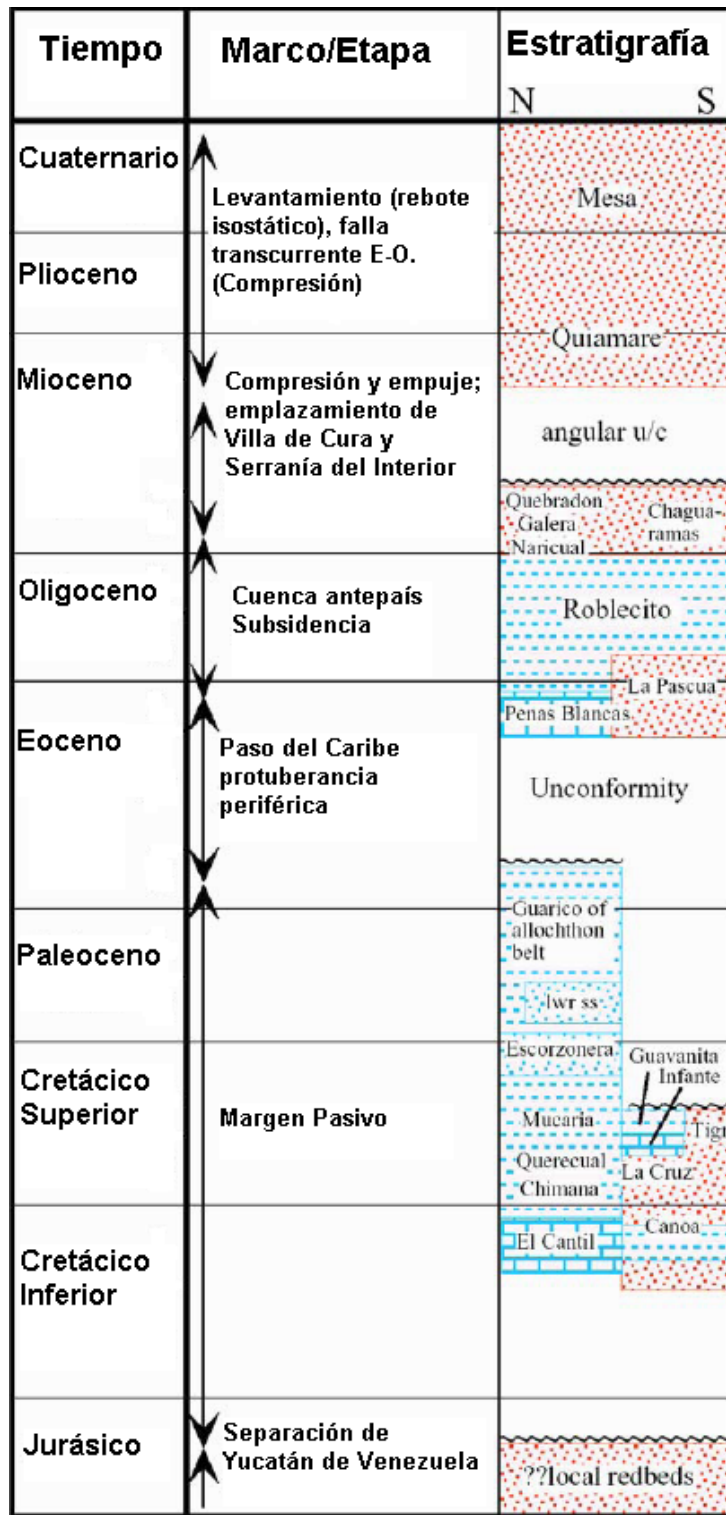


Figura 2.5. Columna estratigráfica de la subcuenca de Guárico. En azul unidades primordialmente marinas y en rojo unidades no marinas. (Modificado de Polanco, 2004).

2.2.3 Formación Roblecito

La formación Roblecito esta descripta como la continuación de la depositación iniciada por la formación La Pascua; esta unidad está compuesta por un cuerpo lutítico marino y presenta arenas delgadas, particularmente en su base y tope. Se encuentra suprayacente y transicional con las areniscas de La Pascua e infrayacente y gradacional hacia arriba con las areniscas de la formación Chaguaramas. Esta formación se acuña estratigráficamente hacia el sur contra el Alto de Monasterios, al este y sureste desaparece por acuñamiento estratigráfico contra el Arco de Anaco y hacia el oeste se acuña por levantamiento y erosión contra el Arco de El Baúl. La edad de esta formación se restringe al Oligoceno, sobre la mayor parte de la cuenca (LEV, 2012), sin embargo debido a la falta de fósiles diagnósticos su edad absoluta todavía es inexacta (González et al., 1980).

Según González et al., (1980), las faunas endémicas descubiertas en esta formación indican mala comunicación con el mar abierto, mientras que la continuidad de los horizontes limolíticos correlacionados en los registros eléctricos indican ambientes de gran quietud. El espesor de la formación aumenta desde cero hasta más de 6437' (1692 m) en la zona norte.

La formación Roblecito trasgrede hacia el este de forma diacrónica en el área de Barcelona, en la cual se hace equivalente a la formación Areo (Oligoceno medio). Las arenas del tope de Roblecito marcan el inicio de ambientes marinos pocos profundos, tendencia que se acentúa durante la sedimentación de la formación Chaguaramas, suprayacente a Roblecito. (González et al., 1980).

En el campo Copa Macoya la formación Roblecito se encuentra constituida por una intercalación de areniscas, lutitas, limolitas y algunos carbones de ambientes costeros. En algunos pozos del área se recuperaron diversos núcleos fragmentarios, los cuales revelan evidencias de bioturbaciones, secuencias de grano crecientes y/o granos

decrecientes que han sido interpretados como depósitos asociados con ambientes deltaicos a marino marginal. (Pérez, 2009).

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1 Perfil Sísmico Vertical (VSP)

El Perfil Sísmico Vertical (VSP, por sus siglas en inglés) es un levantamiento sísmico eficaz que utiliza pozos de sondeo. Los detectores (geófonos) se encuentran dentro del pozo en niveles de profundidad conocidos y la fuente se posiciona en superficie. El método VSP dispone del campo de ondas descendentes y ascendente para proporcionar información sobre la zona de interés. En zonas de complejidad estructural, los datos de sísmica de superficie pueden no ser suficientes para proporcionar con claridad la imagen necesaria para resolver el detalle requerido. (Reynolds, 2011).

La incertidumbre generada en la interpretación de la geología del subsuelo a partir de datos sísmicos convencionales es en parte debido a la ubicación de los puntos de tiro y los detectores. La grabación de un VSP en un pozo de sondeo permite que el detector se encuentre en las inmediaciones de la zona de interés, lo que acorta la longitud total de la trayectoria de los rayos reflejados, reduce los efectos de atenuación, y se reduce considerablemente las dimensiones de la zona de Fresnel. Por estas diversas causas, la precisión global de una interpretación sísmica de datos VSP puede aumentar notablemente. Una incertidumbre particular de la sísmica convencional es la naturaleza del impulso. Esta incertidumbre a menudo disminuye la eficacia de la deconvolución de los datos sísmicos convencionales. Por el contrario, una característica intrínseca de los estudios de VSP es que se registran ambos rayos descendentes, ascendentes y sus respectivos múltiples (figura 3.1), la forma de la onda del pulso descendente se puede utilizar para optimizar el diseño de un operador de deconvolución y así mejorar la resolución. (Kearey, Brooks, y Hill, 2002).

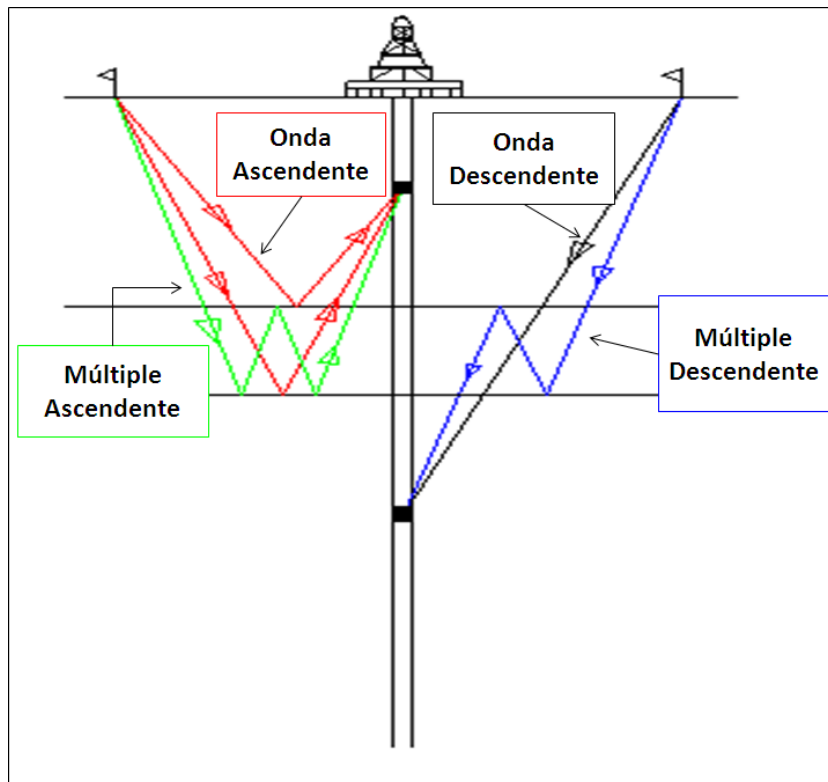


Figura 3.1. Esquema de la trayectoria de ondas descendentes, ondas ascendentes y sus múltiples.
(Modificado de VSFusion, 2005).

Los perfiles sísmicos verticales poseen una mayor resolución vertical que la sísmica convencional de superficie debido a que la señal emitida atraviesa sólo una vez la capa meteorizada, la cual es un gran factor que atenúa el recorrido de las ondas sísmicas, otorgándole a este tipo de registro una mejor resolución. (Planchart, 2004).

A continuación se mencionan algunas de las aplicaciones de los perfiles sísmicos verticales, según Regueiro (2001):

- Definición de eventos sísmicos ascendentes y descendentes en el interior de la Tierra y determinar si dichos eventos arriban a la superficie como reflexiones primarias o como múltiples.
- Medición de las velocidades interválicas y velocidades promedio.

- Refinación de parámetros de procesamiento de las secciones sísmicas de reflexión, al proporcionar información acerca de la divergencia esférica, absorción, fase de ondícula, etc.
- Identificación de buzamientos. Los reflectores inclinados presentan un sobre tiempo por distancia, mientras que los planos son horizontales en un VSP vertical.
- Correlacionar reflectores de ondas de cizalla (ondas S) con reflectores de ondas compresionales (ondas P), ubicar planos de fallas.
- Detección de estructuras cercanas al pozo.
- Determinación de los efectos de la litología y de la presencia de hidrocarburos en la propagación de ondas.
- Cálculo de las propiedades físicas de las rocas mediante la relación V_p/V_s .
- Predicción de las zonas de presiones anómalas por debajo de la mecha de perforación.

3.2 Geometrías de VSP

Para una mayor comprensión de las siguientes descripciones geométricas es preciso puntualizar que para la distancia horizontal entre la fuente y el receptor se utilizara el término “*Offset*”. Por lo tanto un perfil sísmico vertical con fuente cercana al pozo será nombrado cero offset VSP, de igual manera VSP con offset intermedio y VSP con offset lejano. (Hardage y Turpening, 1993).

En este proyecto se utilizan datos adquiridos con dos geometrías concretamente: “*Cero Offset VSP*” y “*Walkaway VSP*”.

3.2.1 Cero Offset VSP

El “*Cero Offset VSP*” (ZVSP por sus siglas en inglés) es una geometría donde la fuente se ubica a una distancia horizontal fuente-receptor fija (entre 0-700 m) y muy cercana a la boca del pozo (figura 3.2), por lo cual esta distancia es despreciable y se toma como nula para efectos del procesamiento. (Hardage y Turpening, *op. cit.*).

Luego de procesar datos de un cero offset VSP, se obtiene de salida una sola traza, la cual representa la respuesta acústica del subsuelo en la localización del pozo. Esta traza consiste de reflexiones primarias, y se denomina “*Corridor Stack*” o “*Franja Apilada*”, la misma se repite varias veces para efectos de visualización. El “*Corridor Stack*” se compara posteriormente con la sísmica de superficie en la localidad del pozo. (Miller y Spencer, 1994).

Entre los beneficios que ofrece la geometría cero offset VSP, se pueden mencionar los siguientes (VS Fusion, 2005):

- Permite estudiar las velocidades promedio e interválicas.
- Ofrece mayor resolución que la sísmica de superficie debido a que incrementa el contenido de frecuencia en la ondícula.
- Facilita la visualización para distinguir entre múltiples y reflexiones.
- Mide en sitio la propagación y atenuación de la onda.
- Genera curva T-Z (conversión de tiempo a profundidad).
- Amarrar el pozo con la sísmica de superficie.

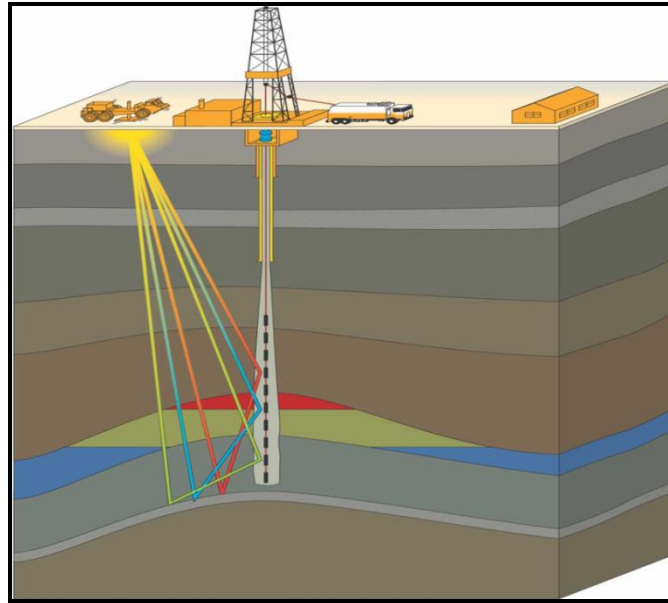


Figura 3.2. Geometría de adquisición de un cero offset VSP. (Tomado de VSFusion, *op. cit.*).

3.2.2 Walkaway VSP

En esta geometría de adquisición la fuente se mueve progresivamente en la superficie a lo largo de un rango de “*offsets*” y los receptores se encuentran a niveles fijos en el pozo (figura 3.3). Este tipo de adquisición es ampliamente utilizado en trabajos marinos. (Hardage y Turpening, *op. cit.*).

Entre los beneficios que ofrece la geometría “*Walkaway VSP*” se pueden citar los siguientes (VSFusion, *op cit.*):

- Detección de anisotropía para la creación de modelos más precisos.
- Creación de modelos complejos de velocidades.
- Calibración AVO con sísmica de superficie.
- Mejor comprensión de la litología, porosidad y orientación de fallas alineadas.
- Mejoramiento en la resolución lateral y vertical en la generación de imágenes comparado con la sísmica de superficie.

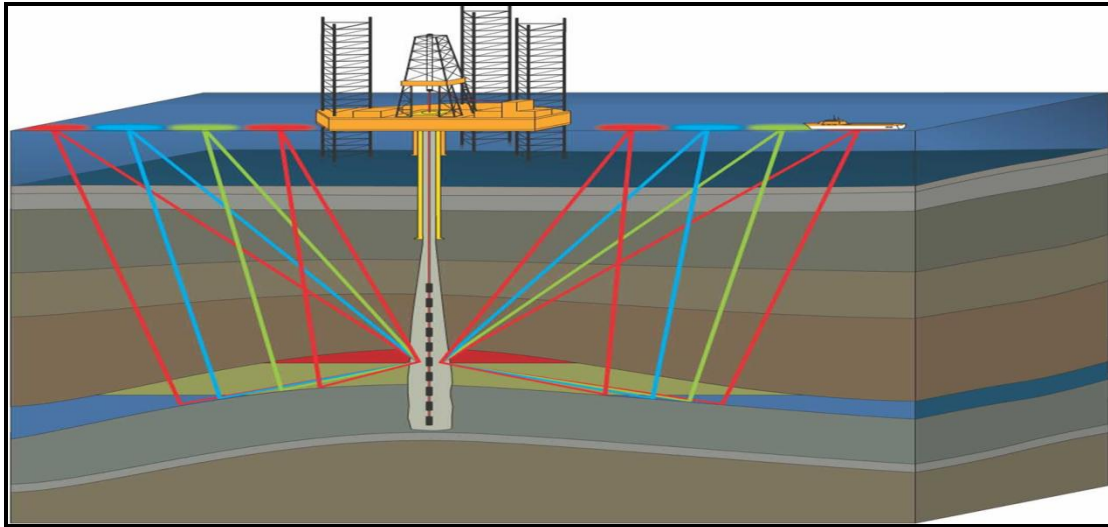


Figura 3.3. Geometría de adquisición de un Walkaway VSP. (Tomado de VSFusion, *op. cit.*).

3.3 Procesamiento de datos VSP

3.3.1 Correlación cruzada

Cuando los datos han sido adquiridos utilizando como fuente un camión vibrador se les tiene que aplicar la correlación cruzada. Esta es una operación matemática que mide cuanto se asemejan dos series de tiempo. La correlación envuelve la señal del barrido con la traza grabada. El barrido es la señal de frecuencia modulada introducida en el subsuelo por la fuente del vibrador. (Yilmaz, 1987).

3.3.2 Edición y suma

En la mayoría de las adquisiciones VSP, se ejecutan varios disparos y cada uno es grabado individualmente. Estos disparos individuales se suman para crear el equivalente a un solo disparo, mejorando así la relación señal/ruido. (Hardage, 1983).

Algunas trazas pueden necesitar ser editadas o eliminadas, para remover exceso de ruido o eventos anómalos, corregir los errores en tiempo y se puede apagar una pequeña porción de la misma. (Hardage, *op. cit.*).

Editar los datos antes de la suma asegura que las trazas incluidas en dicha suma presentan una misma firma y amplitud. Si la fuente no promueve una ondícula repetitiva o si los datos presentan ruido coherente, entonces el apilamiento no corregirá la calidad de la señal en la traza de salida. (VSFusion, 2003).

3.3.3 Selección de los primeros arribos

Al escoger los primeros quiebres de los sismogramas del VSP, se obtienen los tiempos de llegada de la onda P directa a los receptores que se encuentran en un nivel de profundidad conocida. En el procesamiento del cero offset VSP, se obtiene el par tiempo-profundidad, con los cuales se puede estimar un modelo de velocidades del medio por donde viaja la onda, ya que se supone que la incidencia de ésta es normal. (VSFusion, *op. cit.*).

3.3.4 Aplicación de la geometría de adquisición

Antes de aplicar cualquier operación a los datos, se debe introducir los parámetros más importantes de la adquisición del VSP, los cuales son: distancia y azimut entre la fuente y el receptor, la desviación del pozo, elevación de referencia, elevación de la fuente y la velocidad de corrección al Datum. (VSFusion, *op. cit.*).

La velocidad de corrección se calcula mediante la siguiente ecuación, (VSFusion, *op. cit.*):

$$V_{\text{corrección al Datum}} = \frac{\text{Elevación de la fuente}}{\text{Tiempo de primeros arribos} - \text{Corrección coseno del tiempo}} * 1000 \text{ Ec. \#1}$$

En la adquisición de un cero offset VSP idealmente no hay distancia significativa entre la fuente y el pozo, pero por motivos operacionales, la fuente se posiciona a unos pocos metros de la boca del pozo dependiendo del objetivo que se desea iluminar en el subsuelo. Debido a esta separación de la fuente sísmica, los tiempos grabados para los primeros arribos no son tiempos verticales. Para obtener esa verticalidad de los tiempos, se debe multiplicarlos por el coseno del ángulo formado entre la boca del pozo y la fuente (figura 3.4). El valor de la corrección coseno se calcula a partir de la siguiente ecuación, (VSFusion, *op. cit.*):

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

Ec. #2

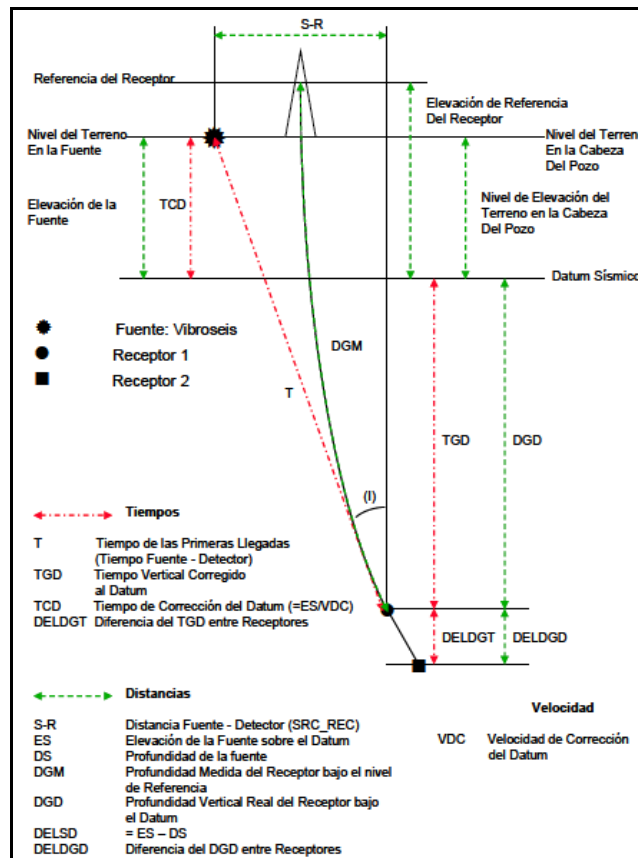


Figura 3.4. Esquema de los parámetros de adquisición VSP en tierra. (Tomado de VSFusion, *op. cit.*).

3.3.5 Calibración del registro acústico

La diferencia entre los tiempos del cero offset VSP y los tiempos del registro acústico, es representada mediante una curva denominada deriva original, en la cual se fijan puntos de calibración en determinados niveles correspondientes a contrastes de velocidad (generalmente límites de formaciones), de tal manera que estos puntos dividan la curva de deriva en intervalos aproximadamente lineales. La calibración consiste en la corrección de dicha curva deriva, donde se debe obtener la diferencia entre el tiempo de los primeros arribos del cero offset VSP verticalizado al nivel más somero (en el intervalo con el registro acústico) y el tiempo correspondiente del registro acústico. Este valor se agrega a todos los valores de tiempo registrado, el registro tiempo – profundidad es desplazado. (Rodríguez, 2006).

3.3.6 Generación del sismograma sintético

El sismograma sintético representa la reconstrucción de una traza sísmica en la dirección del pozo, mediante la convolución de la serie de reflectividad producida por el subsuelo y la ondícula fuente. (Schlumberger, 2005).

La serie de reflectividad es una sucesión de coeficientes de reflexión (R) ordenados en profundidad. La función de los coeficientes de reflexión se encuentra en términos de la densidad (ρ) y la velocidad compresional (V_p) para cada interfase a una determinada profundidad. (Hardage, *op. cit.*).

$$R = \frac{\rho_2 V_{P2} - \rho_1 V_{P1}}{\rho_2 V_{P2} + \rho_1 V_{P1}} \quad \text{Ec. \#3}$$

Una vez obtenida la serie de reflectividad en profundidad, es necesario convertir la escala a tiempo doble de viaje para luego poder convolucionar la serie de

reflectividad con la ondícula fuente y de esta manera obtener el sismograma sintético en tiempo doble de viaje. (Schlumberger, *op. cit.*).

3.3.7 Corrección de ganancia

Las amplitudes de los datos grabados por un VSP son el resultado de la transformación de la ondícula fuente en un tren de ondas complejo. Esto es debido a una sucesión de efectos físicos producidos por la Tierra, la cual se comporta como un filtro. (Hardage, *op. cit.*).

Los principales factores que afectan las amplitudes sísmicas en una adquisición VSP son: divergencia esférica, pérdida por transmisión, absorción, alineación fuente-receptor, acoplamiento del geófono en el pozo y las propiedades elásticas del material que rodea al geófono. (Hardage, *op. cit.*).

Los cuatro primeros factores producen una caída general de las amplitudes registradas a medida que incrementa la profundidad (aumentando los tiempos de viaje). Se dice que estos procesos alteran al campo de ondas dependiendo del tiempo. Los dos últimos factores no dependen del tiempo, por lo cual sus efectos sobre la traza son constantes. (Hardage, *op. cit.*).

La divergencia esférica es el factor que tiene mayor efecto sobre las amplitudes de los datos sísmicos registrados. Debido a la geometría de una adquisición VSP, lo más importante es corregir los efectos causados por la expansión geométrica de un campo de ondas a diferentes profundidades en el subsuelo. (Hardage, 2000).

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

En una secuencia estratigráfica, el decaimiento de amplitud (D), causado por la divergencia esférica está dado por la siguiente ecuación, (Newman, 1973):

$$D = \frac{V_0}{(V_{RMS})^2 * T} \quad \text{Ec. \#4}$$

Donde:

V_{RMS} = velocidad cuadrática media de la capas atravesadas por el frente de onda sísmico.

T = tiempo registrado.

V_0 = velocidad de propagación de la primera capa, es una constante.

La función empírica más utilizada en los datos VSP, para la recuperación de ganancia por el decaimiento de amplitud causado por la divergencia esférica, es de la forma, (Hardage, *op. cit.*):

$$G(t) = A * T^n \quad \text{Ec. \#5}$$

Donde:

T = tiempo de grabación.

A y n = son constantes, $1 \leq n \leq 2$

G(t) = denominada función ganancia T

La función G(t) se grafica en coordenadas logarítmicas, obteniéndose la pendiente y el punto de intercepción, los cuales definen las constantes n y A respectivamente. Este método supone que las interfaces de reflexión son planas, (Hardage, *op. cit.*).

3.3.8 Separación de campos de ondas

El campo de ondas grabado en una adquisición VSP está compuesto por varios modos de onda sísmica. Un paso importante en el procesamiento de datos VSP es la separación del campo de ondas grabado en componentes de ondas ascendentes y descendentes. Esta técnica se lleva a cabo mediante filtros de velocidad en el dominio $f-k$ o en el $\tau-p$, a través de filtros mediana, por sustracción aritmética o por descomposición paramétrica. (VS Fusion, *op. cit.*).

En este trabajo se utilizó la técnica del filtro mediana para los datos cero offset y la descomposición paramétrica para los datos del Walkaway VSP.

3.3.9 Filtro de mediana

Un conjunto de datos de N muestras en orden ascendente de amplitud, 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, como el promedio de los dos términos del medio de la secuencia creciente. (Hardage y Turpening, *op. cit.*).

Este tipo de filtro reorganiza una secuencia de datos en forma monótona creciente, y luego selecciona la muestra central del conjunto de datos como la salida del filtro. La longitud del filtro representa el número de trazas consecutivas sobre las cuales el filtro es aplicado y se considera que ésta es dependiente de los datos. (Hardage, *op. cit.*).

Para los datos VSP, el filtro mediana es aplicado a los datos alineados para resaltar los primeros arribos (ondas P descendentes). Los primeros arribos resaltados son

restados de los datos de entrada alineados. Luego de esta sustracción se obtiene el campo de ondas ascendentes con algunos otros eventos. (Hardage, *op. cit.*).

3.3.10 Descomposición paramétrica

Este procedimiento consta en descomponer de manera automática el campo de ondas grabado en cuatro modos de ondas, ondas compresionales (P) ascendentes, ondas compresionales (P) descendentes, ondas convertidas P-S ascendentes y descendentes. El problema de la separación del campo total de ondas sísmicas en sus modos de ondas descendentes y ascendentes (P y P-S), es formulado como una inversión paramétrica, donde cada campo de onda es modelado por sus componentes de Fourier y por sus parámetros independientes de la frecuencia (lenticidad y ángulo de polarización). (Leaney y Esmersoy, 1989).

Cuando la distancia entre la fuente y el receptor es pequeña comparada con la profundidad en la que se encuentran los receptores del VSP, cada modo de onda grabado por un pequeño arreglo de geófonos presentará una curvatura (moveout) y una similar polarización del movimiento de las partículas. La curvatura aparente de los eventos y la dirección de polarización están relacionadas a las velocidades colindantes a los receptores y a los ángulos de incidencia de los distintos modos de onda. Estos parámetros se pueden utilizar para reconstruir el campo de ondas P y S en el dominio de la frecuencia. En dicho dominio, cada modo de onda consiste en series de ondas planas. (VSFusion, *op. cit.*).

Teóricamente la descomposición paramétrica se basa en una operación de localización de rayos, por lo que el arreglo de geófonos es ajustado a una dirección preferencial para que reciba todos los modos de onda. Usando un modelo de velocidades, los ángulos de incidencia son calculados para cada localización del receptor en los modos de onda de interés. (VSFusion, *op. cit.*).

El método de la descomposición paramétrica admite las siguientes suposiciones, (VSFusion, *op. cit.*):

1. El arreglo de los receptores se encuentra dentro de una formación geológica localmente homogénea.
2. Las ondas planas se propagan a través del arreglo de receptores.
3. Las ondas compresionales (P) se encuentran polarizadas paralelas a la velocidad de grupo.
4. Las ondas de corte (S) se encuentran polarizadas perpendicularmente a la velocidad de grupo.
5. Todas las ondas se propagan en el plano vertical – radial.

3.3.11 Deconvolución

El proceso de deconvolución permite mejorar la resolución temporal de la traza sísmica por compresión de la ondícula sísmica básica (Yilmaz, *op. cit.*). Según el modelo convolucional, se tiene que: $x(t)=w(t)*e(t)$, donde $x(t)$ es la traza sísmica, $w(t)$ es la ondícula y $e(t)$ es la serie de reflectividad del subsuelo. En principio, la componente del ruido se toma igual a cero. La deconvolución se aplica a la traza sísmica $x(t)$, de forma que dado $w(t)$ se calcula $e(t)$, o a partir de $e(t)$ se encuentre $w(t)$. Las operaciones matemáticas asociadas a la deconvolución yacen por lo general sobre varias hipótesis en común con el modelo convolucional. (Hardage, *op. cit.*).

Los estudios de la propagación de las ondas en un plano horizontal estratigráfico exponen que para un cero offset VSP, el campo de ondas ascendentes a cualquier profundidad puede ser descompuesto en las contribuciones de las interfaces, ambas por debajo y por arriba del receptor. Utilizando 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. Consecuentemente, convolucionando el tren de ondas

ascendentes con el inverso del campo de ondas descendentes se eliminarían (en teoría), todos los múltiples generados por encima del receptor, así como también los parámetros característicos de la fuente. Por lo tanto sólo se tendrán las reflexiones generadas por debajo del receptor. (VSFusion, *op. cit.*).

A diferencia de la sísmica de superficie, el campo de ondas descendentes en un VSP es una medida cuantitativa, por lo que la deconvolución VSP es un proceso determinístico y no un proceso predictivo. (VSFusion, *op. cit.*).

3.3.12 Franja apilada (“Corridor Stack”)

Para generar una franja apilada o también conocida con el nombre de “Corridor Stack”, se debe definir una ventana de apilamiento. El ancho de esta ventana es variable para cada set de datos, ya que debe contener solamente eventos primarios. En esta ventana se suman todas las trazas de las ondas ascendentes de tal manera que se anexe únicamente la información más cercana a los receptores. La ventana debe abarcar una zona que incluya sólo los primeros arribos, evitando así incluir múltiples y ruido en el resultado final. (Hardage, *op. cit.*).

3.3.13 Rotación horizontal

En la mayoría de las adquisiciones con geometría “Walkaway VSP”, los datos son grabados en geófonos multicomponentes, los cuales presentan sensores ortogonales denominados V, H1 y H2 (componente vertical, horizontal uno y horizontal dos, respectivamente). La componente vertical se encuentra orientada con el eje más largo de la herramienta, mientras que las componentes horizontales están orientadas perpendicularmente al eje más largo de la herramienta. (VSFusion, *op. cit.*).

A medida que la herramienta se va desplazando por el pozo los geófonos van rotando continuamente respecto al eje vertical, y al acoplarlos no presentan el mismo sistema

de coordenadas. Para que todos los receptores tengan el mismo sistema de referencia se debe aplicar una rotación horizontal en cada nivel de receptor. En esta rotación horizontal se hace coincidir una de las componentes horizontales con la orientación preferencial de la señal, en el plano horizontal; quedando la otra componente horizontal con muy poca energía. (VSFusion, *op. cit.*).

Luego de la rotación horizontal, el plano fuente-receptor se encuentra constituido por las componentes V y H1, donde H1 contiene la mayor energía radial. Las componentes H1 y H2 se denominan ahora componente radial y componente transversal, respectivamente. (VSFusion, *op. cit.*).

3.3.14 Migración VSP

La fórmula frecuentemente utilizada para migrar datos VSP es la integral de Kirchhoff. Según la teoría, con el algoritmo de Kirchhoff se pueden migrar conjuntamente los eventos ascendentes y descendentes en el campo total de ondas. Sin embargo, diversos procesadores prefieren separar primero el campo de ondas ascendentes del campo de ondas descendentes, para luego migrar únicamente los eventos ascendentes. (Hardage, *op. cit.*).

El hecho que los receptores pueden estar colocados cercanos a las interfaces reflectoras, de las cuales se quiere obtener una imagen, introduce un problema adicional en la evaluación de la integral de Kirchhoff, debido que el integrando tiene el término $1/R$, donde R es la distancia entre el receptor y el punto de difracción en el subsuelo. Esto conduce a modificar la evaluación de la integral a medida que R se hace cada vez menor. (Hardage, *op. cit.*).

La migración de Kirchhoff para datos VSP se realiza, generalmente, en dos pasos: primero se utiliza el comportamiento de la velocidad entre la superficie y los receptores para proyectar matemáticamente las fuentes al mismo nivel en que se

encuentran los receptores en el subsuelo. La respuesta típica del VSP se ve afectada por este proceso, de tal manera que se hace equivalente a la respuesta que tendría si las fuentes estuvieran realmente a esta profundidad. Los cambios más prominentes en los datos muestran que los tiempos de viaje son menores y las reflexiones ascendentes tienen mayor curvatura. (Hardage, *op. cit.*).

El segundo paso consta de la hipótesis de un comportamiento de velocidades establecidas 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. (Hardage, *op. cit.*).

3.4 Análisis AVO

El estudio de la variación de la amplitud de la respuesta sísmica en función de la distancia fuente receptor, (AVO por sus siglas en inglés), consiste en analizar el crecimiento o decrecimiento de las amplitudes en función del aumento de la distancia entre la fuente y el receptor. Estas variaciones de amplitud se generan cuando una onda sísmica no incide en un ángulo normal (cero grados respecto a la perpendicular) y su energía se divide en ondas P y S reflejadas y convertidas. (Buriannyk y Pickford, 2000).

La teoría del análisis AVO se fundamenta en la dependencia que tiene la reflectividad con el aumento del offset en la interfaz entre dos materiales con propiedades elásticas discrepantes. Diferentes litologías pueden presentar distintos valores de módulos elásticos, con lo cual es posible utilizar la técnica AVO como una herramienta para la discriminación de litología. (Castagna, 2001).

Para estudiar las variaciones de las amplitudes sísmicas en función de la distancia fuente receptor es necesario comprender las ecuaciones de Zoeppritz (1919), estas ecuaciones están expresadas matricialmente, las cuales describen la relación entre las

ondas incidentes, reflejadas y transmitidas, para una onda plana en una interface ideal. Zoeppritz da la solución a dichas ecuaciones en función de la división de la energía de una onda P incidente sobre una interface que separa dos medios. (Hilterman, 2001).

Las ecuaciones de Zoeppritz son expresadas de la siguiente forma:

$$\begin{bmatrix} \text{sen}(\theta_1) & \cos(\varnothing_1) & -\text{sen}(\theta_2) & \cos(\varnothing_2) \\ -\cos(\varnothing_1) & \text{sen}(\varnothing_1) & -\cos(\theta_2) & \text{sen}(\varnothing_2) \\ \text{sen}(2\theta_1) & \frac{\alpha_1}{\beta_1} \cos(2\varnothing_1) & \frac{\rho_1 \beta_2^2 \alpha_1}{\rho_1 \beta_1^2 \alpha_2} \sin(2\theta_2) & -\frac{\rho_2 \beta_2^2 \alpha_1}{\rho_1 \beta_1^2} \cos(2\varnothing_2) \\ \cos(2\theta_1) & -\frac{\beta_1}{\alpha_1} \sin(\varnothing_1) & -\frac{\rho_2 \beta_2^2}{\rho_1 \beta_1^2} \cos(2\varnothing_2) & -\frac{\rho_2 \beta_2^2}{\rho_1 \beta_1^2} \sin(2\varnothing_2) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A \\ B \\ C \\ D \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\text{sen}(\theta_1) \\ -\cos(\theta_1) \\ \text{sen}(2\theta_1) \\ -\cos(2\varnothing_1) \end{bmatrix} \text{Ec. \#6}$$

Donde:

A: coeficiente de reflexión de la onda P.

B: coeficiente de reflexión de la onda S.

C: coeficiente de transmisión de la onda P.

D: coeficiente de transmisión de la onda S.

θ_1 : ángulo de reflexión de la onda P.

θ_2 : ángulo de transmisión de la onda P.

\varnothing_1 : ángulo de reflexión de la onda S.

\varnothing_2 : es el ángulo de transmisión de la onda S.

α_1 : velocidad de la onda P en el medio 1.

α_2 : velocidad de la onda P en el medio 2.

β_1 : velocidad de la onda S en el medio 1.

β_2 : velocidad de la onda S en el medio 2.

ρ_1 : densidad del medio 1.

ρ_2 : densidad del medio 2.

La velocidad del medio está dada en m/s y la densidad en gr/cm³.

Dada la complejidad para resolver estas ecuaciones, debido que es necesario conocer el ángulo de incidencia, de reflexión y de transmisión de las ondas P y S, y estos valores son muy complicados de obtener en la sismica, diversos autores han propuesto aproximaciones a estas ecuaciones que toman en cuenta diversos parámetros y suposiciones, para un rango de ángulo de incidencia entre 0 y 30 grados. (Álvarez, 2003).

Boterfeld (1961) toma en consideración las propiedades de las rocas para realizar el análisis de la variación de la amplitud en función del offset; de esta manera es como determina que los coeficientes de reflexión y transmisión actúan como una función del ángulo de incidencia. En 1980 Aki y Richards, aproximan las ecuaciones de Zoeppritz función de las propiedades de las rocas, la densidad y velocidades de las ondas P y S. Shuey (1985) decide plantear la ecuación de Aki y Richards en función de la razón de Poisson; esta aproximación de Shuey se utiliza para ángulos de reflexión menores a 30° y establece que la amplitud de reflexión de la onda P incidente en una interface plana varía linealmente con el $\text{sen}^2 \theta$, (Hilterman, *op. cit.*), quedando de la siguiente forma:

$$R_{pp} = R_p + B \text{sen}^2 \theta \quad \text{Ec. \#7}$$

Donde R_p es el atributo intercepto AVO, el cual representa una medida de la reflectividad de la onda P a incidencia normal, y B es el atributo gradiente AVO, el cual representa una medida del cambio de reflectividad de la onda P en función del ángulo de incidencia.

La ecuación lineal de Shuey (Ec. #7) tiene un mejor funcionamiento para ángulos de incidencia menores a 30°.

Por otro lado Koefoed (1955), fue el primero en presentar las posibilidades de analizar las respuestas AVO como un indicador de la variación de la relación V_p/V_s estudiando los ángulos de incidencia que se acercan al ángulo crítico. (Castagna, 1993).

3.5 Atributos AVO

3.5.1 Intercepto AVO y gradiente AVO

Castagna y Swan (1997), proponen el gráfico cruzado AVO (AVO crossplotting) para estudiar la amplitud en función del $\sin(2\theta)$ (en donde θ es el ángulo de incidencia) de un conjunto de datos agrupados por punto común de reflexión en profundidad (CDP *Gather*). Con este enfoque Castagna y Swan ilustran gráficamente la continuidad entre las clases de arenas y definen las características de estas clases utilizando lo que ellos denominaron el intercepto AVO y gradiente AVO, (figura 3.5). También incluyeron una nueva clase de arena (clase 4), a la clasificación propuesta por Rutherford y Williams (1989).

De los atributos intercepto y gradiente se pueden generar atributos sísmicos adicionales como los que se definen a continuación, (VS Fusion, *op. cit.*):

- 1) **Traza intercepto, (P):** es un estimado de la amplitud de reflexión de la onda P.
- 2) **Traza gradiente, (G):** es un estimado del cociente de cambio de amplitud en función del $\sin^2 \theta$ o del offset.
- 3) **Traza de gradiente restringido: $\{\text{sgn}(P) * G\}$** este atributo se utiliza mayormente cuando los puntos brillantes generados por gas se encuentran bajo ciertas circunstancias geológicas. Cuando G y P tienen el mismo signo, el gradiente restringido será positivo, cuando G y P tienen signos contrarios, el gradiente restringido será negativo.

- 4) **Traza de razón de Poisson:** $[4/3*(P+G)]$ si P y G se suman, se obtiene $\Delta V_p/V_p - \Delta V_s/V_s$ lo cual se aproxima a $3/4(\Delta\sigma/\sigma)$ de primer orden. Donde σ es el cociente promedio de Poisson del medio en cualquier parte de la interfaz reflectora.
- 5) **Traza de onda S:** $[1/2*(P-G)]$ se define como la traza de onda S.
- 6) **Traza producto:** $(P*G)$ en la mayoría de las circunstancias la presencia de gas en una secuencia de areniscas y lutitas se encuentra acompañado por un aumento tanto de la amplitud de reflexión como de la magnitud del gradiente. Para resaltar el contraste de puntos brillantes contra la tendencia general, se puede multiplicar el intercepto y gradiente. La traza producto solo muestra anomalías positivas para arenas gasíferas ubicadas en el tercer cuadrante (arena de clase 3).
- 7) **Coefficiente de regresión:** esta traza muestra el resultado del análisis de regresión, lo cual es el coeficiente de correlación de ajuste de mínimos cuadrados. Esto muestra la similitud entre el gráfico cruzado de la amplitud en función del offset y la aproximación de Shuey.
 Cuando el valor absoluto del coeficiente de regresión es grande, los datos se aproximan a una línea recta; valores pequeños del valor absoluto indican dispersión de los datos.
 Este atributo proporciona una manera de comprobar si ciertas anomalías observadas son atribuibles a la presencia de buena información AVO, o si son debidas a la contaminación por ruido coherente.
- 8) **Sintético AVO a partir del intercepto y gradiente:** luego de haber obtenido el intercepto y el gradiente en cada muestra de tiempo, se puede calcular la amplitud correspondiente utilizando la ecuación de Shuey (Ec. #7). Esta sección sintética se utiliza para verificar que las amplitudes se preservaron correctamente durante el procesamiento de los datos antes del análisis AVO.
- 9) **Traza apilada del sintético AVO:** es la traza resultante del apilamiento de los datos de la sección sintética AVO.

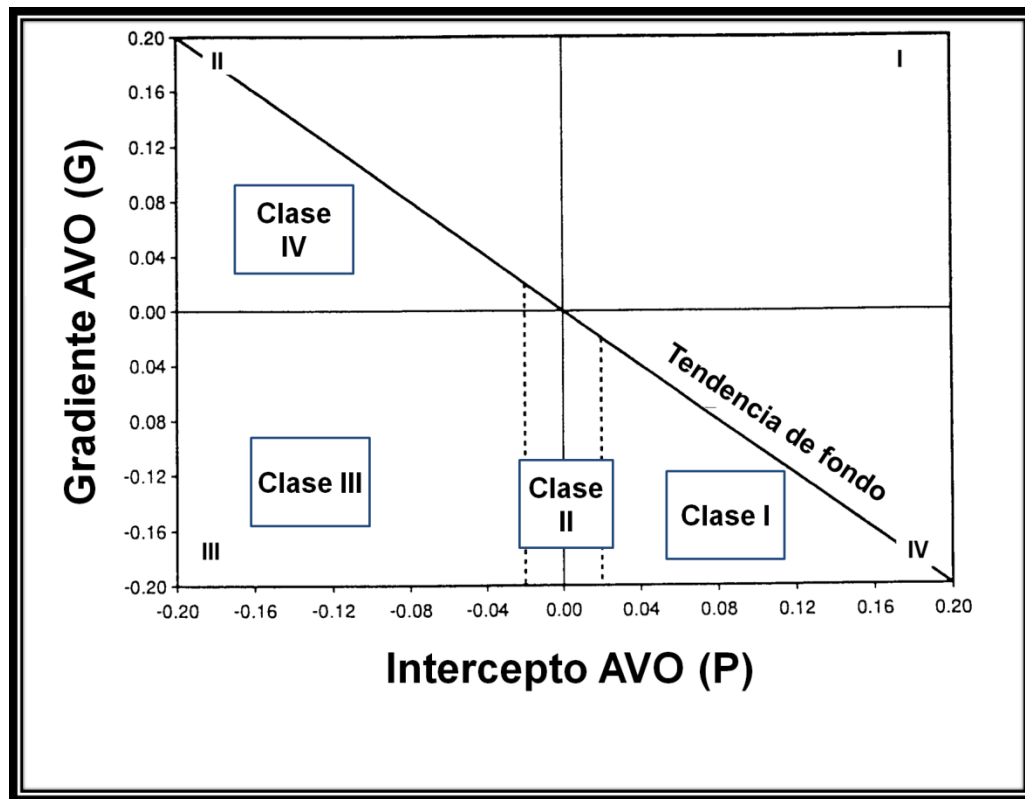


Figura 3.5.Gráfico cruzado de los atributos gradiente AVO e intercepto AVO, y clasificación de las arenas. (Modificado de Castagna y Swan, 1997).

3.6 Clasificación AVO

En 1989, Rutherford y Williams basados en la relación que existe entre el coeficiente de reflexión y el ángulo de incidencia, presentaron una triple clasificación de las arenas gasíferas, apoyados en el alto contraste de Poisson entre las arenas gasíferas y el medio que las rodea. Luego en 1997, Castagna y Swan en su trabajo completan esta clasificación añadiendo una clase 4 de arena.

Young y LoPiccolo (2003), proponen una nueva clasificación detallada de las respuestas de AVO, basadas en el estudio del gradiente y el intercepto AVO. Esta clasificación cubre todas las posibles respuestas AVO y es independiente del contenido líquido en los estratos.

A fin de preservar la congruencia, las arenas que Rutherford y Williams llamaron clase 1, 2, ó 3, Young y LoPiccolo (*op. cit.*), las denominaron tipo 1, 2, ó 3. El tipo de arena 4 de la clasificación propuesta por estos autores incluye partes de los dominios, que Castagna y Swan asignaron a su clase 3 y 4. Y el tipo 5 sustituye una parte de la clase 4, y los tipos de -1 a -5 se añade para completar el espectro de las posibles clases restantes.

Young y LoPiccolo(2003), respaldan el enfoque de Castagna y Swan de AVO crossplotting y reproducen su plot (grafico cruzado), con pequeñas modificaciones, (figura 3.6).La figura 3.6 presenta la clasificación propuesta para todas las posibles respuestas de AVO, como una función de intercepto (P) y gradiente(G).La principal división entre los tipos 1 a 5 y los tipos simétricamente opuestos -1 a -5 es positiva en un ángulo de 45° a la ordenada (una línea de tendencia de 135 a 315° en el círculo de la unidad).

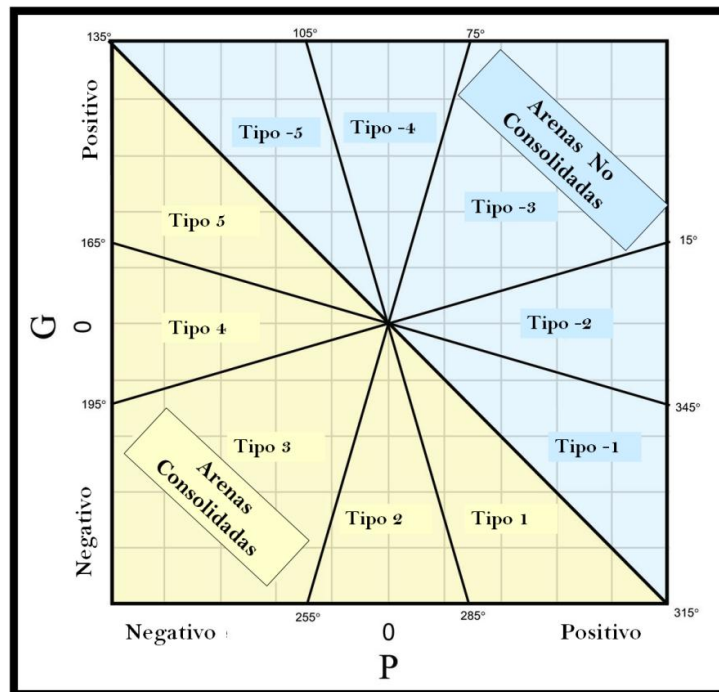


Figura 3.6. Gráfico de clasificación de los tipos de respuestas AVO. (Modificado de Young y LoPiccolo, 2003).

La ordenada representa el gradiente AVO (G), el cual está definido por la medida de la variación de amplitud con el offset y la abscisas está representada por el intercepto AVO (P), definido por el valor de la aproximación lineal en la intercepción donde el offset es cero. (Castagna y Swan, *op. cit.*).

La tabla 3.1 describe los tipos de AVO incluidos en la clasificación propuesta por Young y LoPiccolo (*op. cit.*).

Tabla 3.1. Características de los tipos de AVO. (Modificada de Young y LoPiccolo, *op. cit.*).

	Tipo AVO	P (Intercepto)	G (Gradiente)	Amplitud versus Offset	Características
Arenas Consolidadas	1	Positivo	Negativo	Pico que decrece su amplitud y cambia a un valle con el aumento del offset	Puntos entre 285° y 315°. Variación de G negativo.
	2	Cerca a cero	Negativo	Amplitud aproximadamente despreciable que se transforma en un valle y aumenta a medida que incrementa el offset.	Puntos entre 255° y 285°. Valores de P pequeños y G negativo.
	3	Negativo	Negativo	Valle que aumenta su magnitud a medida que aumenta el offset.	Puntos entre 195° y 255°. Valores de P y G negativos.
	4	Negativo	Plano	Valle que varía un poco su amplitud respecto al offset.	Puntos entre 165° y 195°. Valores de P negativos y los valores de G son pequeños.
	5	Negativo	Positivo	Valle que decrece en amplitud con el offset.	Puntos entre 135° y 165°. Variaciones negativas de P.
Arenas No	-1	Positivo	Negativo	Pico que decrece en amplitud con el	Puntos entre 315° y 345°. Variación

Consolidadas				offset.	de los valores de P.
	-2	Positivo	Plano	Pico el cual su amplitud varia un poco respecto al offset.	Puntos entre 15° y 345°. Pequeños cambios de G y valores positivos de P.
	-3	Positivo	Positivo	Pico que a incrementa su magnitud a medida que el offset aumenta.	Puntos entre 15° y 75°. Valores de P y G son positivos.
	-4	Cerca a cero	Positivo	Amplitud aproximadamente despreciable que se transforma a un pico y su magnitud aumenta con el incremento del offset.	Puntos entre 75° y 105°. Valores de P bajos y positivos valores de G.
	-5	Negativo	Positivo	Valle decrece y se transforma en un pico con el offset.	Puntos entre 105° y 135°. Variación de G.

3.7 Modelado AVO

El modelado de AVO es una herramienta que permite simular variaciones de las amplitudes sísmicas a partir de registros de pozo o parámetros preestablecidos. Mediante este modelado se puede vincular propiedades de las rocas a las respuestas de amplitud sísmicas en función de la distancia fuente-receptor. (Li, Downton y Xu, 2003).

El modelado AVO establece una importante etapa en el estudio de las amplitudes en función del offset, ya que a partir de parámetros y condiciones conocidas de la zona de interés se puede simular o predecir una respuesta sísmica. (Li, Downton y Xu, *op. cit.*).

3.8 Ecuaciones de Batzle y Wang

Batzle y Wang (1992), realizan una combinación de relaciones termodinámicas, tendencias empíricas y datos sobre la composición, presión y temperatura de los hidrocarburos, para estimar las propiedades físicas in-situ de los fluidos presentes en los yacimientos, lo que facilita y mejora la precisión de los modelos de las rocas yacimiento.

Las ecuaciones de Batzle y Wang (*op. cit.*) permiten calcular propiedades de los fluidos como el módulo de volumen y la densidad, en función de la temperatura y presión del fluido, estas propiedades son necesarias para realizar la sustitución de fluidos por medio de las ecuaciones de Gassmann (1951).

3.8.1 Ecuaciones para el petróleo

Wang (1988), demostraron que las velocidades ultrasónicas de una variedad de petróleos decrecen rápidamente con la densidad (incrementando el grado API). Una forma simplificada de la relación de velocidades que desarrollaron fue:

$$V_0 = 2096 * \left(\frac{\rho_0}{2.6 - \rho_0}\right)^{0.5} - 3.7T + 4.64P + 0.0115 \left[4.12 \left(\frac{1.08}{\rho_0} - 1\right)^{0.5} - 1\right] TP \quad \text{Ec. \#8}$$

Donde:

V_0 : velocidad del petróleo en m/s

T : temperatura del yacimiento, °C

P : presión del yacimiento, MPa

ρ_0 : densidad petróleo de referencia medida a 15.6 °C y una atmósfera de presión.

El modelo de petróleo vivo (live oil) o petróleo con gas, estima las velocidades sísmicas utilizando también una pseudodensidad ρ' , sobre la base de la expansión del petróleo causada por la ingesta de gas.

$$\rho' = \frac{\rho_o}{B_o} * (1 + 0.001R_g)^{-1} \quad \text{Ec. \#9}$$

Donde B_o es un factor de volumen escalar, el cual se calcula por la ecuación derivada por Standing (1962):

$$B_o = 0.972 + 0.00038 * \left[2.4R_g \left(\frac{G}{\rho_o} \right)^{0.5} + T + 17.8 \right]^{1.175} \quad \text{Ec. \#10}$$

Donde:

G : gravedad del gas

R_g : es la relación Gas-Petróleo en l/l

La densidad verdadera del petróleo vivo también puede ser estimada usando B_o , mediante la siguiente ecuación:

$$\rho_g = \frac{(\rho_o + 0.0012 * GR_g)}{B_o} \quad \text{Ec. \#11}$$

Donde ρ_g es la densidad de saturación.

3.8.2 Ecuaciones para el gas

La mayoría de los gases de interés se pueden modelar usando la ecuación de densidad de gas, sin embargo, el manejo de valores pseudorreducido es preferible, debido que se pueden incorporar fácilmente las mezclas, y los componentes tales como el dióxido

de carbono y nitrógeno se pueden combinar mediante la incorporación de la temperatura (T_{pc}) y la presión (P_{pc}) pseudocríticos. El módulo de gas adiabático y la densidad del gas son fuertemente dependientes de la composición.

El módulo de gas adiabático K_s en MPa, se puede aproximar bajo condiciones de yacimiento:

$$K_s = \frac{P}{\left(1 - \frac{P_{pr}}{Z} \frac{\partial Z}{\partial P_{pr}}\right)_T} * \gamma_0 \quad \text{Ec. \#12}$$

Donde:

T : temperatura del yacimiento, °C

P : presión del yacimiento, MPa

$$P_{pr} = \frac{P}{P_{pc}} = \frac{P}{(4.892 - 0.4048G)}$$

$$T_{pr} = \frac{T_a}{T_{pc}} = \frac{T(^{\circ}C) + 273.15}{94.72 + 170.75G}$$

$$Z = \left[0.03 + 0.00527(3.5 - T_{pr})^3 * P_{pr} + (0.642T_{pr} - 0.007T_{pr}^4 - 0.52) + E\right]$$

$$E = 0.109(3.85 - T_{pr})^2 * \exp\left\{-\left[0.45 + 8\left(0.56 - \frac{1}{T_{pr}}\right)^2\right] * \frac{P_{pr}^{1.2}}{T_{pr}}\right\}$$

$$\gamma_0 = 0.85 + \frac{5.6}{(P_{pr} + 2)} + \frac{27.1}{(P_{pr} + 3.5)^2} - 8.7 \exp[-0.65(P_{pr} + 1)]$$

La densidad del gas ρ_g en g/cm³, se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$\rho_g = \frac{28.8 * GP}{ZRT_a} \quad \text{Ec. \#13}$$

Donde:

G: Gravedad específica del gas

P: presión del yacimiento, MPa

R: constante de los gases, $\text{m}^3 \cdot \text{Pa}/(\text{mol} \cdot ^\circ\text{K}) = 8.3145$

T_a : temperatura absoluta, $T(^{\circ}\text{C}) + 273.15$

Finalmente la velocidad del gas V_g , en m/s viene dada por:

$$V_g = \sqrt{\frac{K_s}{\rho_g}} \quad \text{Ec. \#14}$$

Donde K_s y ρ_g se definieron anteriormente.

3.8.3 Ecuaciones para el agua

Batzle y Wang (*op. cit.*) ampliaron los resultados de Chen *et. al.* (1978) para las salmueras (solución acuosa con sal) mediante el uso de una forma simplificada de la función de velocidad proporcionando y modificando las constantes de la ecuación; esta ecuación la modificaron para adaptarse a temperaturas altas y alto contenido de salinidad.

$$V_B = V_W + S * (1170 - 9.6T + 0.055T^2 - (8.5 * 10^{-5})T^3 + 2.6P - 0.0029TP - 0.0476P^2) + S^{1.5}(780 - 10P + 0.16P^2) - 820S^2$$

Ec. #15

Donde:

V_B : velocidad de la solución salina (salmuera) en m/s

S: fracción en peso del cloruro de sodio en ppm/1000000

V_W : velocidad el agua en m/s a una determinada temperatura T y presión P

La densidad de la salmuera ρ_B en g/cm³, se estima por la ecuación:

$$\rho_B = \rho_W + S\{0.668 + 0.44S + (1 * 10^{-6})[300P - 2400PS + T(80 + 3T - 3300S - 13P + 47PS)]\}$$

Ec. #16

Donde:

S: fracción en peso del cloruro de sodio en ppm/1000000

ρ_W : densidad del agua fresca en g/cm³

T: temperatura del yacimiento, °C

P: presión del yacimiento, MPa

La densidad del agua ρ_W en g/cm³, se obtiene mediante la siguiente ecuación:

$$\rho_W = 1 + (1 * 10^{-6}) * (-80T - 3.3T^2 + 0.00175T^3 + 489P - 2TP + 0.016T^2P - (1.3 * 10^{-5})T^3P - 0.333P^2 - 0.002TP^2)$$

Ec. #17

La velocidad del agua (V_W) se obtiene por medio de la ecuación:

$$V_W = \sum_{i=0}^4 \sum_{j=0}^3 W_{ij} T^i P^j \quad \text{Ec. \#18}$$

Las constantes W_{ij} se presentan en la tabla 3.2.

Tabla 3.2. Constantes para el cálculo de la velocidad del agua mediante las ecuaciones de Batzle y Wang (*op. cit.*).

$W_{00} = 1402.85$	$W_{02} = 3.437 * 10^{-3}$
$W_{10} = 4.871$	$W_{12} = 1.739 * 10^{-4}$

$W_{20} = -0.04783$	$W_{22} = -2.135 \cdot 10^{-6}$
$W_{30} = 1.487 \cdot 10^{-4}$	$W_{32} = -1.455 \cdot 10^{-8}$
$W_{40} = -2.197 \cdot 10^{-7}$	$W_{42} = 5.230 \cdot 10^{-11}$
$W_{01} = 1.524$	$W_{03} = -1.197 \cdot 10^{-5}$
$W_{11} = -0.0111$	$W_{13} = -1.628 \cdot 10^{-6}$
$W_{21} = 2.747 \cdot 10^{-4}$	$W_{23} = 1.237 \cdot 10^{-10}$
$W_{31} = -6.503 \cdot 10^{-7}$	$W_{33} = 1.327 \cdot 10^{-10}$
$W_{41} = 7.987 \cdot 10^{-10}$	$W_{43} = -4.614 \cdot 10^{-13}$

Finalmente se tiene que el módulo de compresibilidad para la salmuera es:

$$K_B = V_B^2 * \rho_B \quad \text{Ec. \#19}$$

3.9 Sustitución de fluidos

La sustitución de fluidos es una parte esencial e importante para cualquier estudio con atributos sísmicos, debido a que provee una herramienta valiosa para modelar distintos escenarios donde la roca se encuentre saturada con diferentes tipos de fluido, dicha saturación puede explicar las variaciones de amplitud sísmica con respecto a la distancia entre la fuente y el receptor (AVO), (Smith *et al.*, 2003).

Diversos métodos para la sustitución de fluido se han desarrollado, uno de los más utilizados es la teoría de baja frecuencia de Gassmann (1951). Las ecuaciones de Gassmann se utilizan comúnmente para predecir los cambios de velocidad resultantes de diferentes saturaciones de fluidos en los poros, (Han y Batzle, 2004). Dichas

ecuaciones relacionan el módulo de volumen de la roca saturada, su porosidad, el módulo de volumen del espacio poroso, el módulo de volumen del mineral constituyente de la matriz y el módulo de volumen del fluido que rellena los poros, (Smith *et al.*, *op. cit.*).

$$K_{sat} = K_i + \frac{\left[1 - \frac{K_i}{K_0}\right]^2}{\frac{\Phi}{K_{fl}} + \frac{1-\Phi}{K_0} + \frac{K_i}{K_0^2}} \quad \text{Ec. \#20}$$

Donde:

K_{sat} : módulo de volumen de la roca saturada

K_0 : módulo de volumen del mineral de la matriz

K_{fl} : módulo de volumen del fluido que se encuentra en los poros

K_i : módulo de volumen de la estructura de la roca seca porosa

Φ : porosidad

Luego de efectuar la sustitución de fluido K_{sat} se convierte en K_{final} , el cual representa el módulo de volumen de la roca saturada con el fluido deseado y K_i pasa a ser $K_{inicial}$, representando el módulo de volumen de la roca saturada con el fluido inicial registrado, (Avseth *et. al.*, 2005). Consecuentemente la ecuación #20 se transforma en:

$$\frac{K_{final}}{K_0 - K_{final}} - \frac{K_{fluido\ final}}{\Phi(K_0 - K_{fluido\ final})} = \frac{K_{inicial}}{K_0 - K_{inicial}} - \frac{K_{fluido\ inicial}}{\Phi(K_0 - K_{fluido\ inicial})} \quad \text{Ec. \#21}$$

El proceso de sustitución de fluido con la ecuación de Gassmann (1951), se realiza en dos partes, la primera consta en determinar el módulo de volumen de la estructura porosa de la roca sin fluido (módulo de volumen de la roca seca), en la segunda parte

se calcula el módulo de volumen de la roca saturada con el fluido de interés, usando el módulo de la roca seca calculado anteriormente.

Una variable muy importante que se debe tomar en cuenta para efectuar la sustitución de fluidos es la densidad de la roca saturada (ρ_{sat}), la cual se obtiene mediante la siguiente ecuación, (Avseth *et al.*, *op. cit.*):

$$\rho_{sat} = \rho_0 * (1 - \Phi) + \rho_{fl} * \Phi \quad \text{Ec. \#22}$$

Las demás variables como la porosidad se puede calcular a partir de registros de pozos, mediciones de núcleos o formulaciones empíricas; las propiedades del fluido (módulo y densidad) deben ser medidas *in situ* o mediante las ecuaciones de Batzle y Wang (1992).

Debido a que en la roca no existe un solo tipo de fluido, sino una mezcla de fluidos, el módulo de volumen se calcula mediante el promedio de Reuss, (Smith *et al.*, *op. cit.*):

$$K_{fl} = \left[\sum_{i=1}^n \frac{S_i}{K_i} \right] \quad \text{Ec. \#23}$$

Donde K_{fl} es el módulo volumétrico de la mezcla de fluido, S_i corresponde a la saturación de cada fluido y K_i al módulo de volumen de cada fluido.

De la misma forma para calcular la densidad de la mezcla de fluido se utiliza la siguiente ecuación:

$$\rho_{fl} = \left[\sum_{i=1}^n S_i * \rho_i \right] \quad \text{Ec. \#24}$$

Donde ρ_{fi} es la densidad de la mezcla de fluido, S_i es la saturación de cada fluido y ρ_i es la densidad individual de cada fluido.

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

4.1 Procesamiento sísmico del Cero Offset VSP

Se realizó una revisión de los parámetros de adquisición antes de iniciar el procesamiento de los datos.

La adquisición de los datos fue realizada teniendo como fuente sísmica un camión vibrador, el cual se encontraba ubicado a 360 pies desde la boca del pozo, con un azimut de 350° y una elevación de 298 pies sobre el nivel del mar. El nivel de referencia fue el “*DerrickFloor (DF)*”, el cual se encontraba a 320 pies sobre el nivel del mar, el datum sísmico a 0 pies sobre el nivel del mar. La herramienta usada se encontraba constituida por 12 receptores de 3 componentes cada uno, el espaciamiento entre receptores era de 32.8 pies.

El procesamiento de los datos se llevó a cabo con el programa **SEISLINK®**. Este programa cuenta con una serie de módulos, que permiten aplicar la secuencia de procesamiento (figura 4.1) a partir de módulos independientes. El paquete de procesamiento **SEISLINK®** pertenece a la compañía VSFusion (compañía de Baker Hughes – CGG).

Por razones de confidencialidad los valores de profundidad y coordenadas del pozo se reservan.



Figura 4.1. Secuencia de procesamiento del Cero Offset VSP.

4.1.1 Correlación cruzada

La correlación cruzada es un procedimiento matemático que calcula la semejanza entre dos series de tiempo; es aplicado a los datos que fueron adquiridos con la fuente de un camión vibrador. En la figura 4.2 se muestran los datos correlacionados en cada componente y en la firma de la fuente.

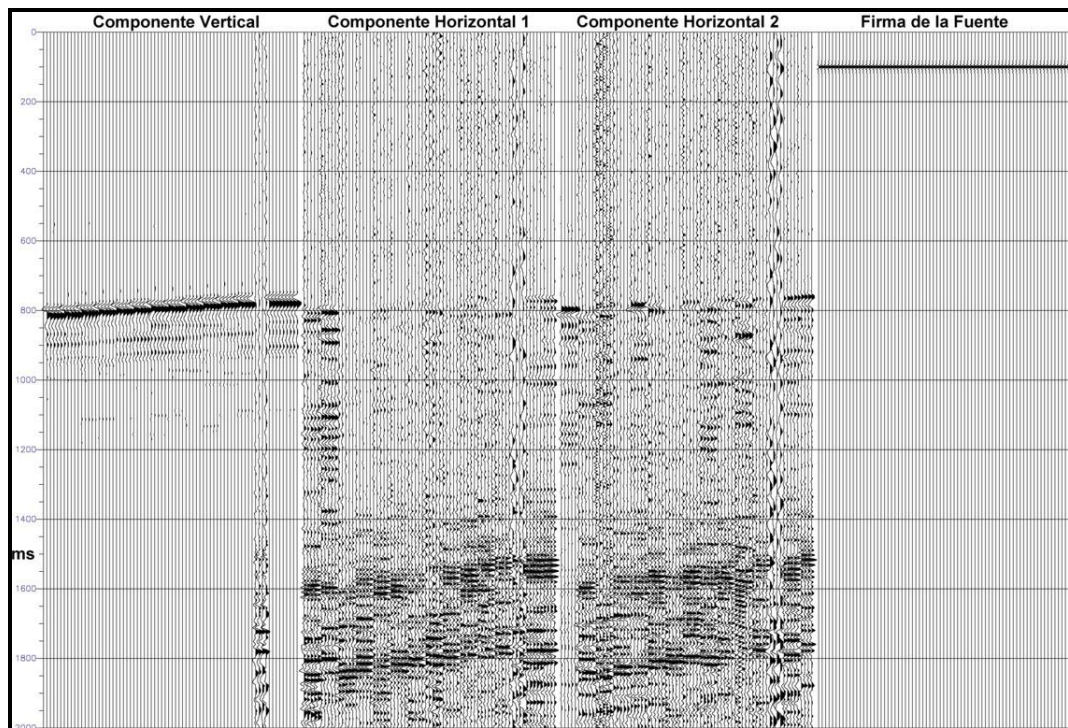


Figura 4.2. Datos correlacionados.

Este es el primer paso que se le debe aplicar a los datos adquiridos con fuente vibroseis, debido a que esta fuente envía un barrido de frecuencias al subsuelo por un lapso de tiempo determinado produciendo que en cada interfaz se reflejen progresivamente desde las bajas hasta las altas frecuencias del barrido, la función de la correlación permite ordenar la información de forma tal que todas las frecuencias se apliquen simultáneamente para cada estrato reflejado. Teniendo la información ordenada para cada evento se podrá comenzar a manipular los datos.

4.1.2 Edición y suma

En esta etapa se procedió a editar y sumar las trazas de cada uno de los disparos, por nivel de profundidad ordenados de forma creciente. Este procedimiento se realiza con la finalidad de reducir el ruido aleatorio, eliminar trazas anómalas que afecten las primeras llegadas, y de esta manera obtener una buena relación señal ruido.

Este proceso se llevo a cabo examinando de manera minuciosa cada una de las trazas en la componente vertical (componente 1), con el fin de eliminar la mínima cantidad de trazas y así obtener la mayor cantidad de información posible para cada uno de los niveles. En las componentes 2 y 3 (horizontales H1 y H2 respectivamente), se les aplicó el mismo proceso de la componente 1 (componente vertical).

En la figura 4.3 se presenta un ejemplo del proceso de edición y suma.

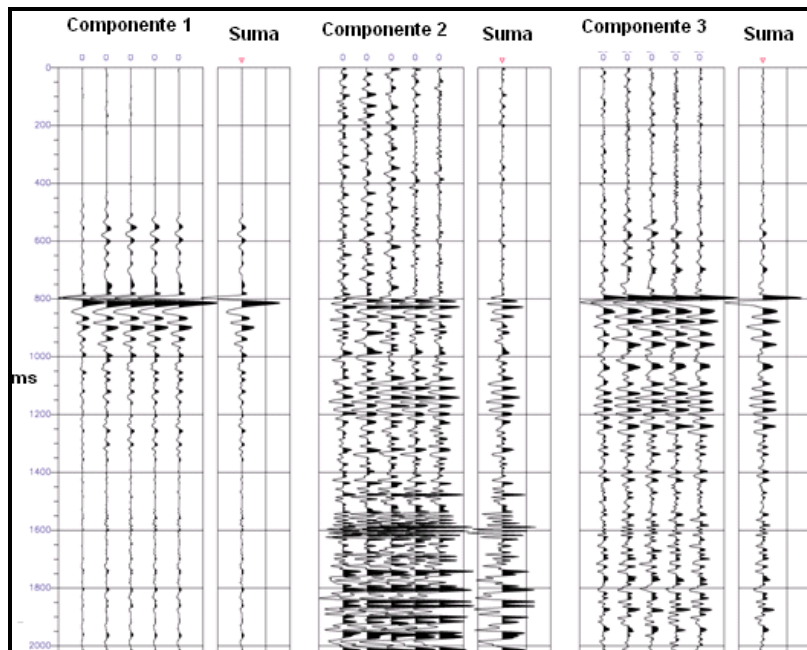


Figura 4.3. Edición y suma de las trazas para un nivel.

4.1.3 Selección de los primeros arribos

Se eligió la componente vertical (componente 1) para marcar los tiempos de las primeras llegadas en el que la señal alcanza su máxima amplitud, en este caso se trata de un valle (figura 4.4). Esto se realizó para cada uno de los niveles.

En las componentes horizontales (componentes 1 y 2) se estableció el mismo tiempo de primera llegada seleccionado en la componente vertical.

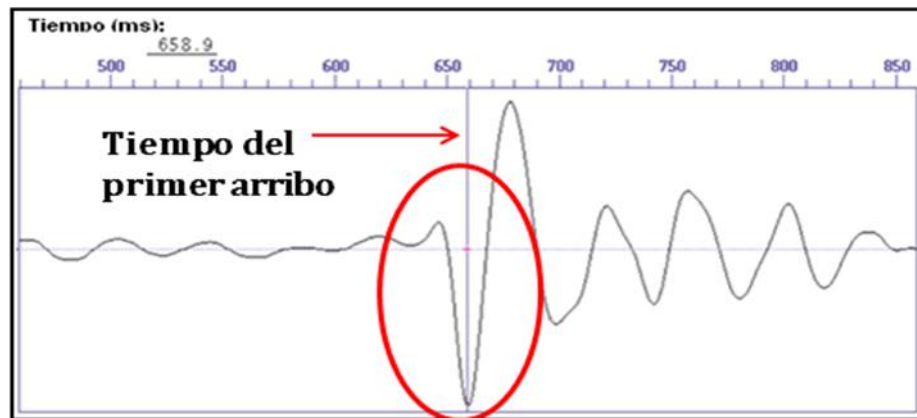


Figura 4.4. Representación de una traza con su respectivo tiempo de arribo.

Luego de finalizar la selección manual de los tiempos de primeras llegadas, se visualiza el conjunto de datos completos con sus respectivos tiempos de arribo y se verifica que éstos fueron bien escogidos, (figura 4.5).

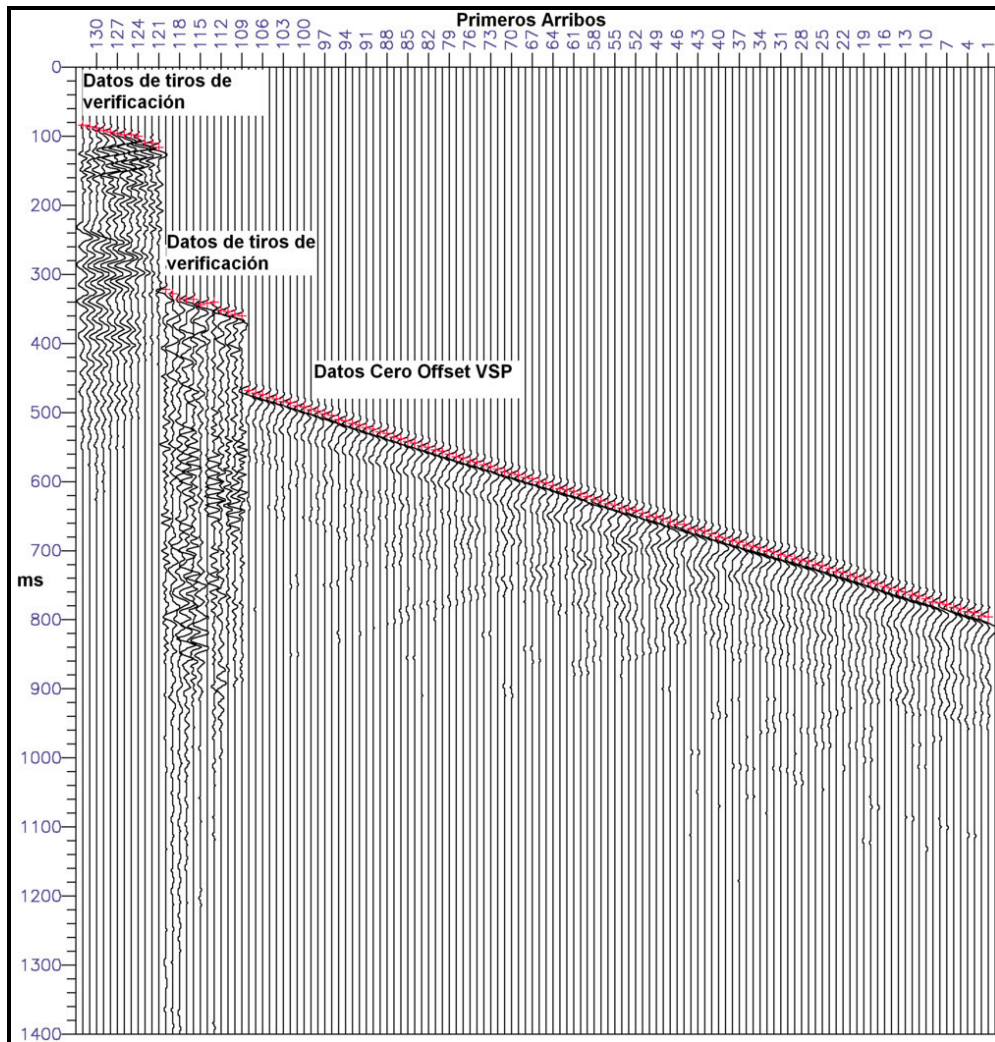


Figura 4.5. Datos con las primeras llegadas de la onda P.

4.1.4 Aplicación de la geometría

Se definió la geometría de adquisición indicando distancia y azimut entre la fuente y el receptor, elevación de a fuente, elevación del “*DerrickFloor (DF)*”, el datum sísmico, y la velocidad de corrección al datum. Estos parámetros de adquisición se especificaron al comienzo de este capítulo.

La representación gráfica de la configuración geométrica del pozo se muestra en la figura 4.6.

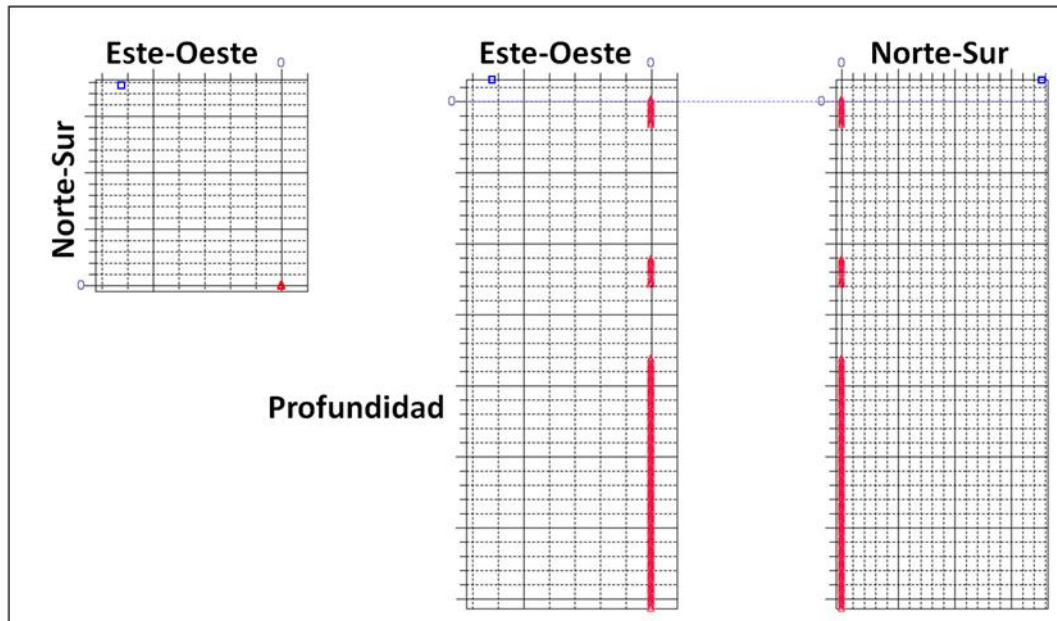


Figura 4.6. Geometría de adquisición del Zero Offset VSP. La fuente es representada por un cuadro azul y los receptores por triángulos rojos.

4.1.5 Análisis de velocidad

En esta etapa se procede a calcular la velocidad de corrección al datum mediante la ecuación #1, con esta ecuación y los parámetros geométricos de la adquisición ya establecidos, se obtuvo una velocidad de corrección de 5339.47 ft/s.

Seguidamente, este valor se incluyó en el encabezado de los datos, y se verificó que el tiempo vertical al nivel del “*DerrickFloor (DF)*” fuese cero o muy cercano a cero, lo cual indica que la velocidad de corrección fue bien calculada.

4.1.6 Calibración del registro acústico

Este proceso consistió en calibrar los tiempos de los primeros arribos del VSP con los tiempos del registro acústico. Este ajuste se efectuó eligiendo puntos de calibración en los niveles de profundidad correspondientes a contrastes de velocidades, conservando tenuemente la tendencia de la curva de deriva original y dividiendo

dicha curva en intervalos lineales. Esta curva de deriva muestra la diferencia entre los tiempos del registro acústico y los tiempos de los primeros arribos.

Como resultado se obtuvo un buen acople entre la curva del registro acústico y la curva de velocidades del “Cero Offset VSP”, (figura 4.7).

En este proceso se generó la curva del registro acústico calibrado, la tabla de conversión tiempo – profundidad y el tiempo doble de viaje.

Inmediatamente de haber realizado la calibración del registro acústico, se procedió a eliminar las trazas correspondientes a los tiros de verificación para continuar el procesamiento sólo con los datos del cero offset VSP.

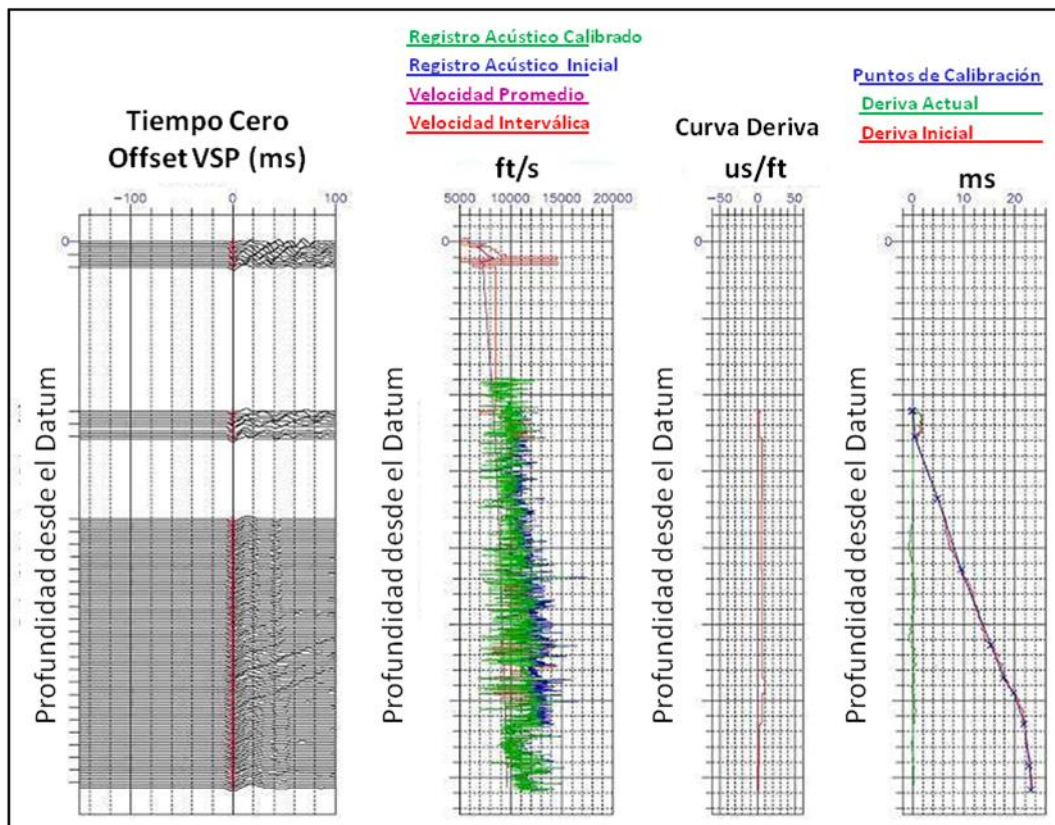


Figura 4.7. Calibración del registro acústico.

4.1.7 Generación de sismogramas sintéticos

A partir del registro acústico calibrado y el registro de densidad, se llevo a cabo la generación de sismogramas sintéticos. Con estos registros se genera la serie de reflectividad para primarios sin pérdidas por transmisión; se definieron ondículas fase cero con distintas bandas de frecuencia (10-35 Hz, 10-50 Hz, 10-70 Hz y 10-90 Hz) y se realizó la convolución entre estas ondículas y la serie de reflectividad, obteniéndose de esta manera los sismogramas sintéticos, (figura 4.8).

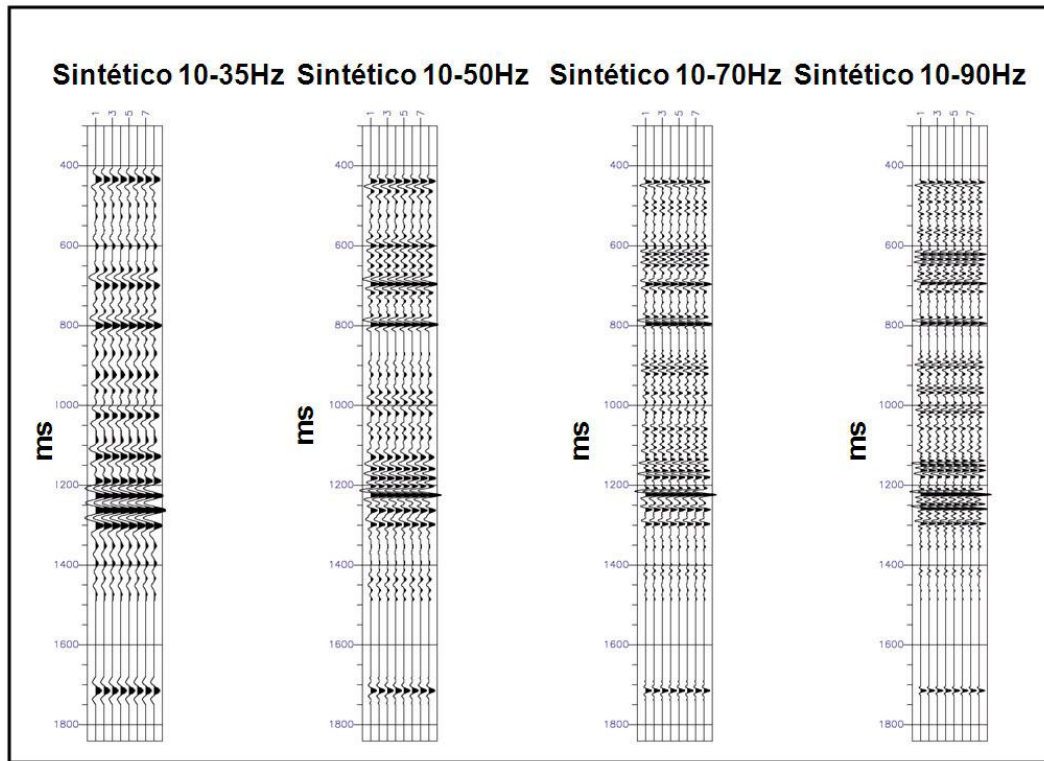


Figura 4.8. Sismogramas sintéticos generados.

4.1.8 Corrección de ganancia

Para eliminar el decaimiento que produce la divergencia esférica sobre las amplitudes de las ondas sísmicas, se procedió a realizar la elección del valor de ganancia apropiado para los datos VSP, utilizando la ecuación #5: $G(t) = A * T^n$

Para construir esta función primero se graficó $(V_{RMS})^2 * T$ en función de T, (figura 4.9). Obteniéndose una expresión de la forma: $y = 1E + 07x^{1,282} = A * T^n$. Ajustándose a la forma propuesta por Hardage (*op. cit.*), donde el exponente expresa el valor del coeficiente que debería aplicarse.

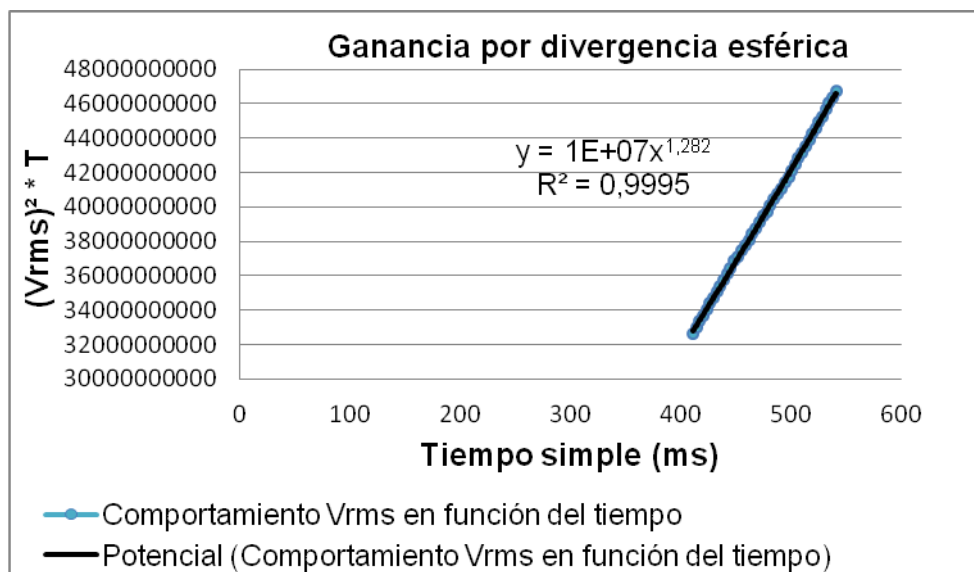


Figura 4.9. Función de ganancia.

Seguidamente, se procedió a realizar distintas pruebas de ganancia, variando el valor del coeficiente obtenido anteriormente (1.3, 1.7, 1.9 y 2.0), para compararlos y elegir el valor de ganancia que de una mejor visualización de los eventos. En esta elección se decidió tomar el valor de ganancia: 2.0, el cual fue el que ofreció una mejor visualización de los eventos de interés, (figura 4.10).

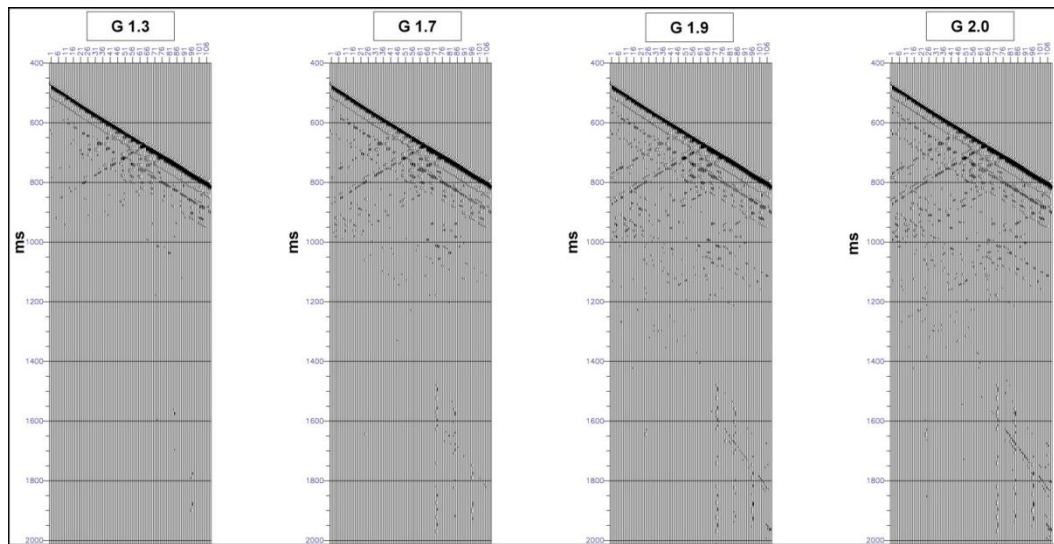


Figura 4.10. Pruebas de corrección de ganancia.

4.1.9 Separación de los campos de ondas (filtro de mediana)

La separación de los campos de ondas se llevó a cabo mediante un filtro mediana con longitud de 15 puntos. Primero se extrajo el campo de ondas descendentes del campo de ondas total; luego este campo descendente fue sustraído del campo de ondas total, obteniéndose de esta sustracción el campo de ondas ascendentes, (figura 4.11).

Al campo de ondas ascendente se le pasó un filtro de mediana de 7 puntos, para eliminar presencia de ruido y huellas de otros eventos.

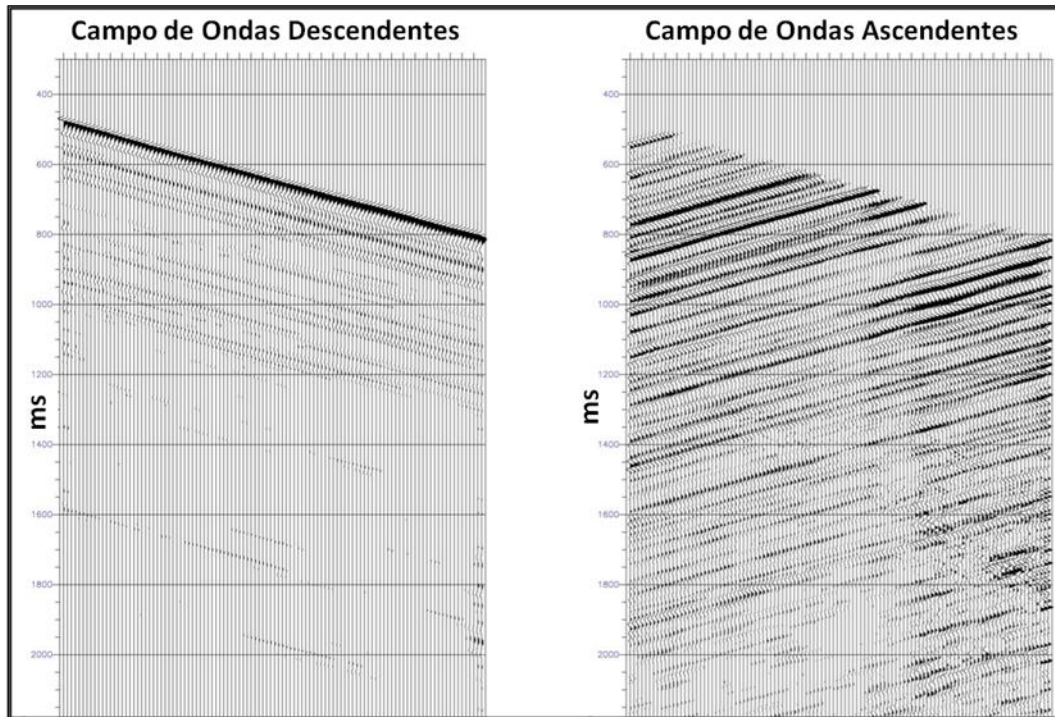


Figura 4.11. Campos de ondas descendentes y ascendentes.

4.1.10 Deconvolución

Se diseñó un operador de deconvolución a partir de la información del campo de ondas descendentes obtenido en el proceso anterior. Esta deconvolución es desarrollada usando un proceso determinístico, el cual provee la ondícula fuente y tiene la capacidad de suprimir los múltiples.

La longitud del operador de deconvolución fue de 558 ms, el cual incluye los múltiples y reverberaciones. Se escogió un impulso negativo y de fase cero para que un pico refleje un incremento de impedancia acústica (polaridad normal) y para conservar la fase durante todo el procesamiento.

Dentro de los parámetros de la deconvolución se estableció 2% adición de ruido blanco, para generar un operador estable numéricamente y obtener datos menos

ruidosos, también se definió un filtro pasa banda de 10(18) - 90(36) Hz(dB/Oct) para conservar el ancho de banda grabado por el VSP.

Luego de establecer los parámetros anteriores se procedió a ejecutar la deconvolución de los campos de ondas ascendentes y descendentes, (figura 4.12).

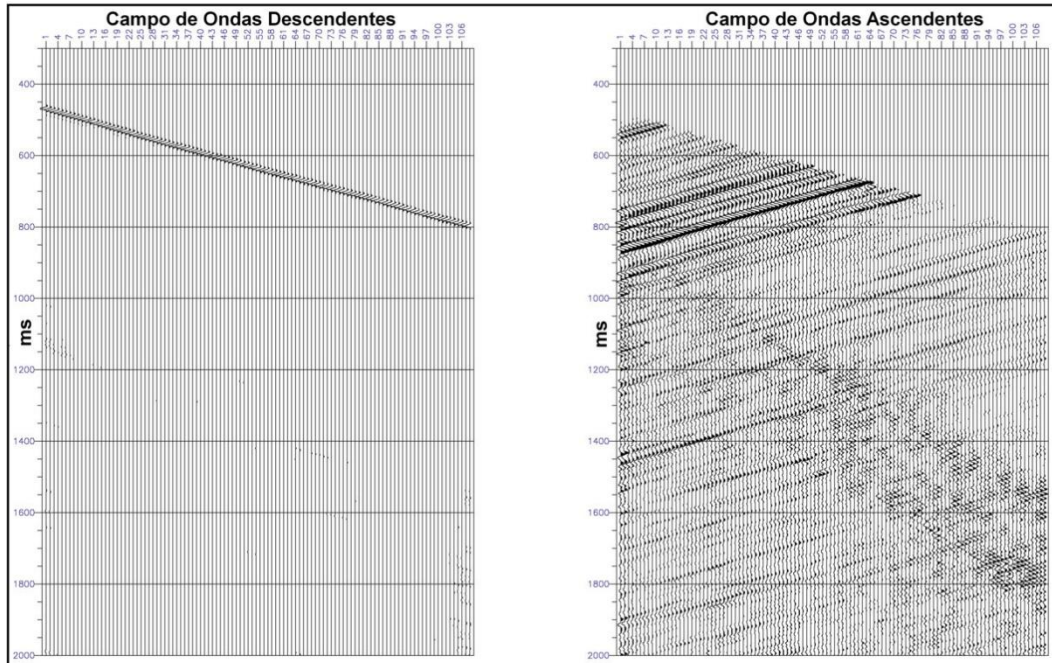


Figura 4.12. Campos de ondas descendentes y ascendentes después de la deconvolución.

4.1.11 Franja apilada

Para generar la franja apilada se tomó el campo de ondas ascendentes deconvolucionado; los eventos ascendentes se alinearon a tiempo doble de viaje, aplicando una corrección para referir los tiempos verticales al datum, considerando la velocidad de corrección obtenida anteriormente.

Sobre este campo de ondas en tiempo doble de viaje, se procedió a diseñar la franja de apilamiento, la cual tuvo un ancho de 200 ms aproximadamente en el área

adyacente a la curva de los primeros arribos. En la selección de este ancho de ventana, se evaluó que la zona estuviera libre de múltiples y ruido.

La franja de apilamiento fue sumada a la mediana para obtener una traza suma (franja apilada), a esta traza se le aplicó un filtro pasa banda de 10(18) - 90(36) Hz(dB/Oct), para conservar el ancho de banda grabado por el VSP, y un filtro pasa banda de 10(18) - 35(30) Hz(dB/Oct) para que pueda ser correlacionada con la sísmica de superficie.

Para una mejor visualización la traza suma (franja apilada) se repite 8 veces, (figura 4.13).

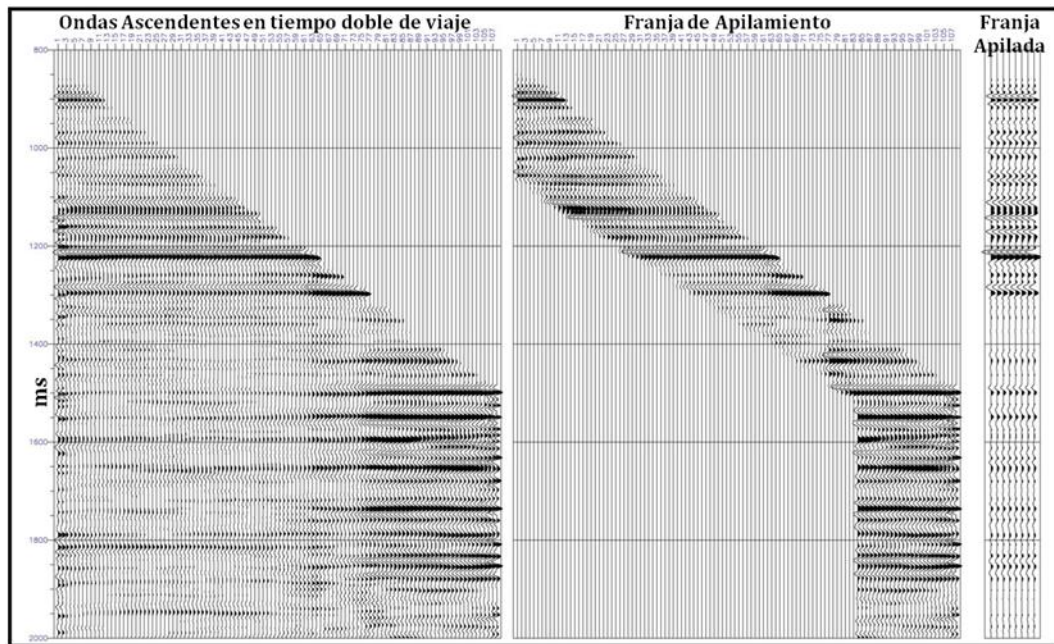


Figura 4.13. Campo de ondas ascendentes alineado a tiempo doble de viaje, franja de apilamiento y la franja apilada.

4.2 Procesamiento sísmico del Walkaway VSP

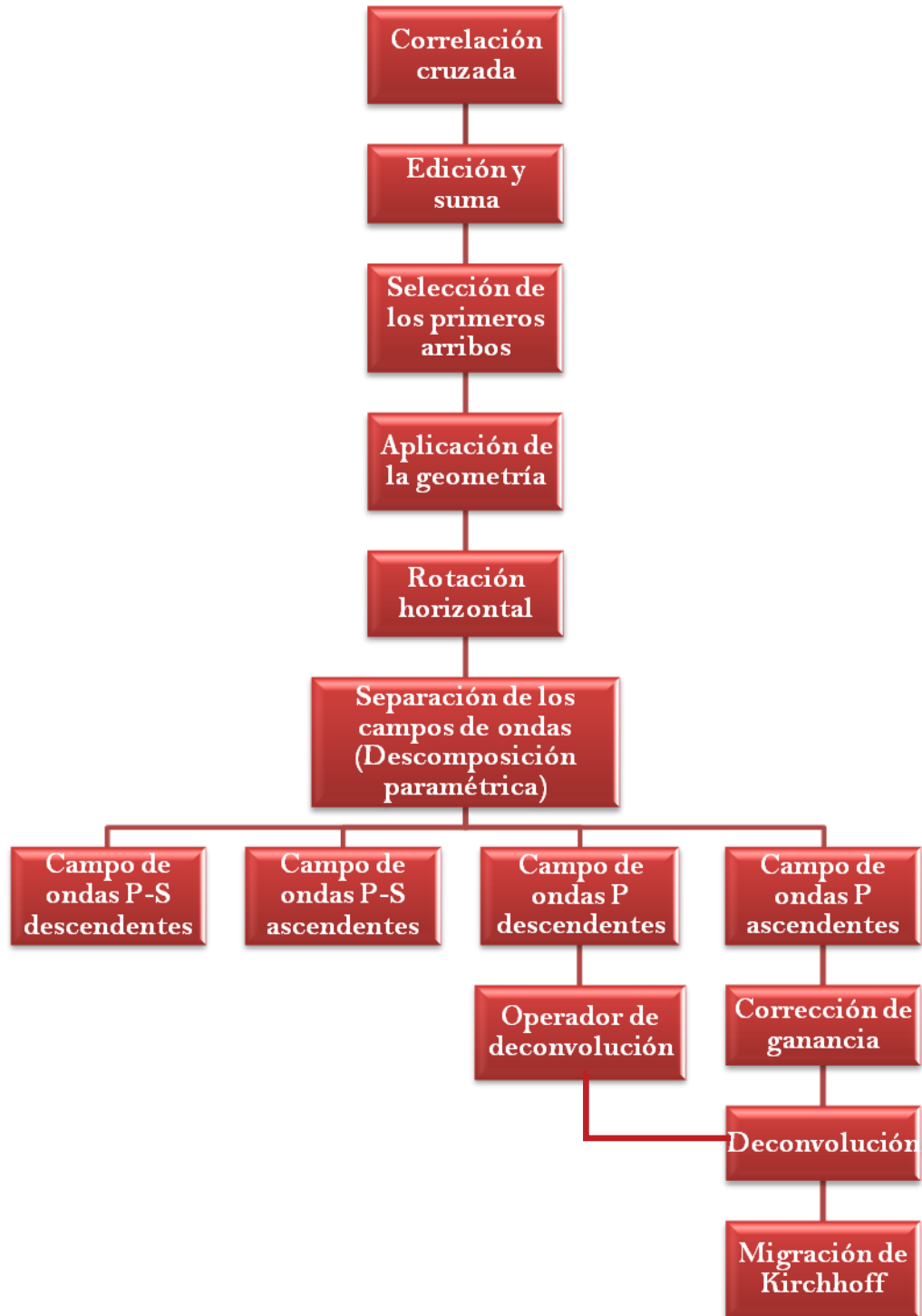


Figura 4.14. Secuencia de procesamiento del Walkaway VSP.

4.2.1 Correlación cruzada, edición, suma y selección de los primeros arribos

Estos procedimientos se efectuaron bajo los mismos principios aplicados en el procesamiento del “*Cero Offset VSP*”. En la figura 4.15 se muestra la selección de los primeros arribos para los dos receptores más someros.

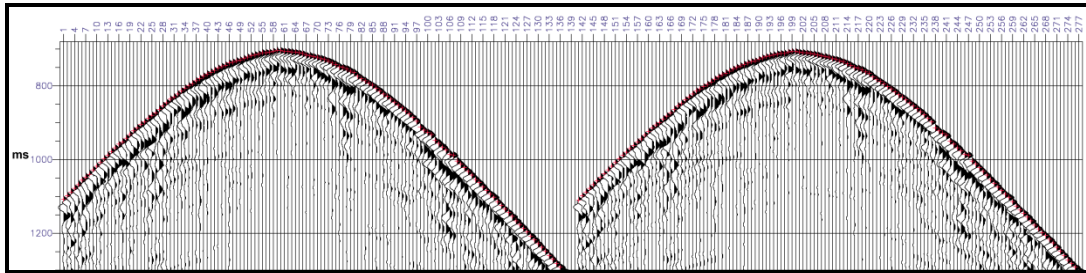


Figura 4.15. Primeros arribos en los dos primeros receptores.

4.2.2 Aplicación de la geometría

Se definió la geometría indicando las coordenadas de los puntos de disparos, la distancia entre las distintas posiciones fuente y el receptor, el azimut de la línea de disparos, la ubicación del pozo, la desviación del pozo (en este caso el pozo es vertical) y la elevación de las posiciones fuente.

En la figura 4.16 se presenta las distintas proyecciones de la disposición geométrica del “*Walkaway VSP*”.

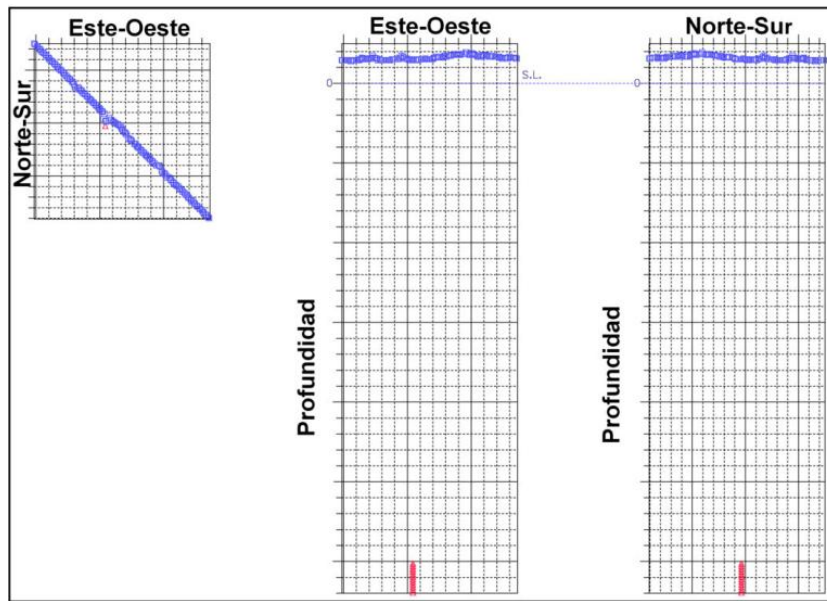


Figura 4.16. Geometría de adquisición del Walkaway VSP. La posición de la fuente es representada por cuadros azules y los receptores por triángulos rojos.

4.2.3 Rotación horizontal

Los geófonos multicomponentes (3 componentes) utilizados en la adquisición del “Walkaway VSP” se encuentran colgando en una herramienta, la cual desciende por el pozo y gira de manera arbitraria, lo que produce que los geófonos no tengan la misma orientación en el plano horizontal para los distintos niveles de profundidad en los que se encuentran. Debido a esto, se debe realizar una rotación horizontal para establecer un único sistema de coordenadas para todos los receptores.

Las tres componentes de los geófonos son comúnmente denominadas: horizontal uno (H1), horizontal dos (H2) y la componente vertical (CV), (figura 4.17).

La rotación horizontal se llevo a cabo mediante un análisis de polarización de la señal en el plano horizontal, utilizando los hodogramas de rotación. Para esto se tomó una ventana de tiempo equivalente a una ondícula, a partir de las primeras llegadas, (figura 4.18).

Para efectuar esta rotación se realiza un procedimiento matemático de autovalores entre las componentes horizontales, alineando la componente H1 con H2.

De esta manera se logró aumentar la energía radial en la componente H1 y disminuir la energía en la componente H2,(figura 4.19); obteniéndose la representación del plano fuente-receptor por las componentes V y H1, donde ahora H1 pasa a denominarse componente radial (CR) y H2 componente transversal (CT).

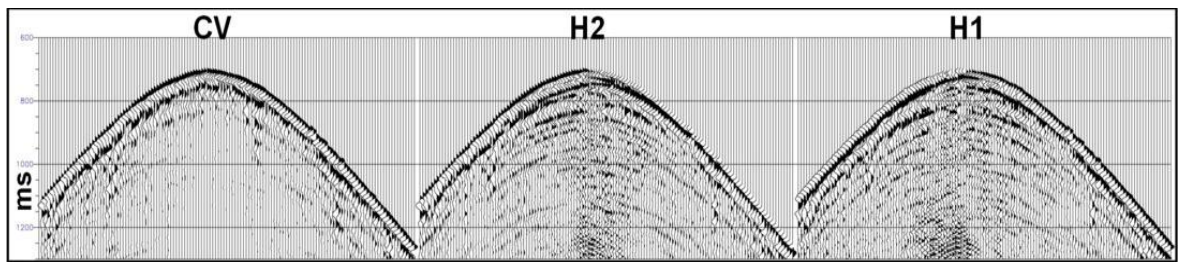


Figura 4.17. Datos antes de la rotación horizontal.

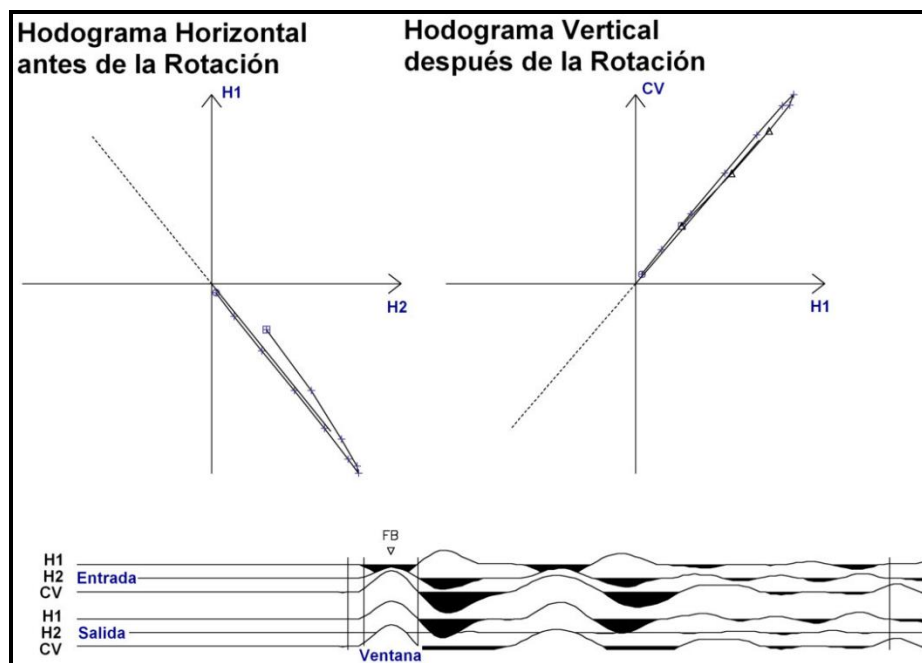


Figura 4.18. Hodogramas de rotación y ventana de tiempo para la rotación.

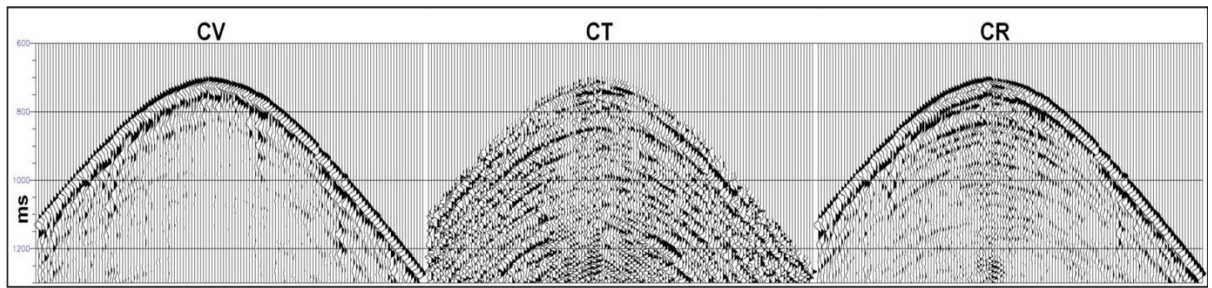


Figura 4.19. Datos después de la rotación horizontal.

4.2.4 Separación de los campos de ondas (descomposición paramétrica)

Debido que el campo de ondas grabado en una adquisición “*Walkaway VSP*” es complejo, se decidió utilizar el método de descomposición paramétrica para separar los campos de ondas compresionales (P) y de cizalla (S), en sus modos ascendentes y descendentes.

El método de descomposición paramétrica requiere de un modelo de velocidades y una relación V_p/V_s . Para este estudio se utilizó una relación $V_p/V_s = 2$. El modelo de velocidad fue generado a partir de los datos del “*Cero Offset VSP*” junto con el registro acústico calibrado, tomando en cuenta los topos de interés y los altos contraste de velocidades.

El resultado de la separación de los campos de ondas se muestra en las figuras 4.20, 4.21, 4.22 y 4.23, en estas imágenes se puede observar que cada modo de onda posee una pendiente en particular.

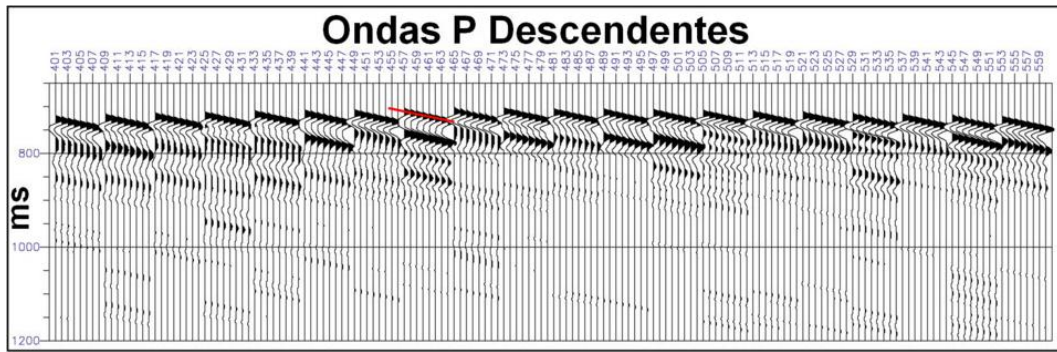


Figura 4.20. Campo de ondas P descendente.

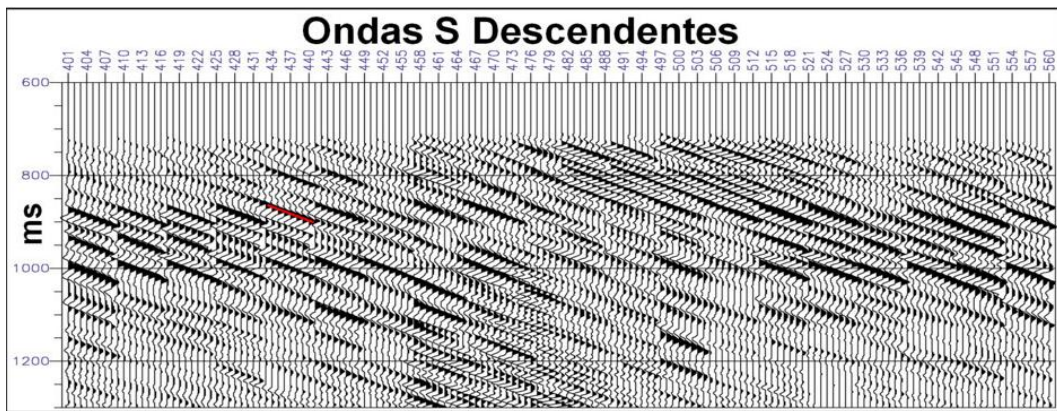


Figura 4.21. Campo de ondas S descendente.

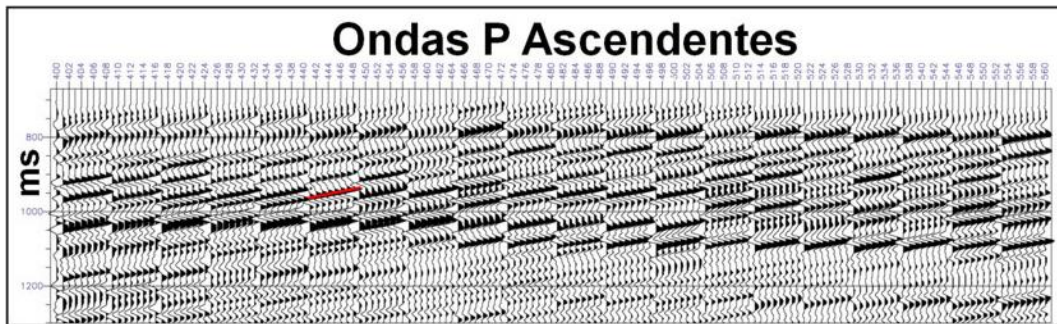


Figura 4.22. Campo de ondas P ascendentes.

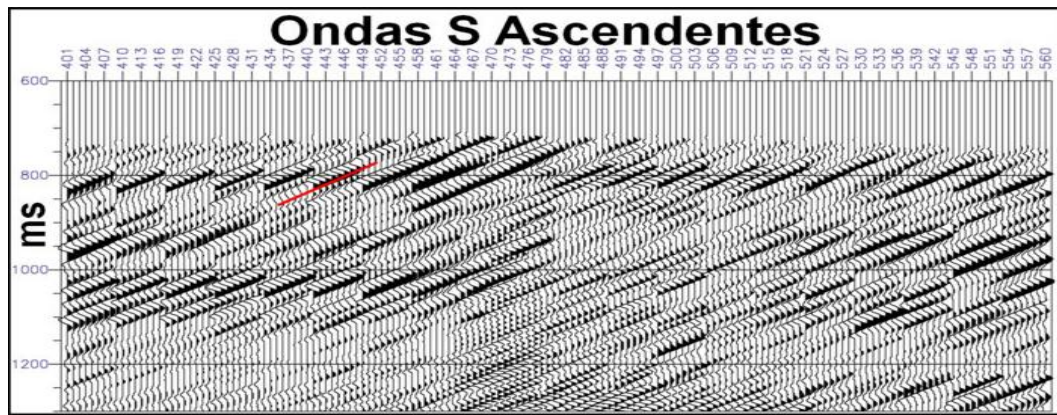


Figura 4.23. Campo de ondas S ascendentes.

4.2.5 Corrección de ganancia

Para la corrección por divergencia esférica se aplicó el mismo valor de ganancia obtenido a partir de los datos “Cero Offset VSP”, (ganancia = 2.0).

4.2.6 Deconvolución

Luego de haber separado los campos de ondas, se utiliza la información de las ondas P descendentes para diseñar un operador que sea capaz de proporcionar una deconvolución auténtica del campo de ondas P ascendentes. Esta deconvolución es desarrollada utilizando un proceso determinístico, el cual provee la forma de la fuente y posee la capacidad de suprimir los múltiples.

El campo de ondas P descendentes fue observado minuciosamente para determinar la longitud del operador de deconvolución que será aplicado a los datos. Fue obtenido un operador de 200 ms; otros parámetros para la deconvolución fueron, se añadió 2% de ruido blanco y se aplicó un filtro pasa banda fase cero de 10(18) – 90(36) Hz (dB/Oct).

En la figura 4.24 se presenta el campo de ondas P ascendentes obtenido después de la deconvolución.

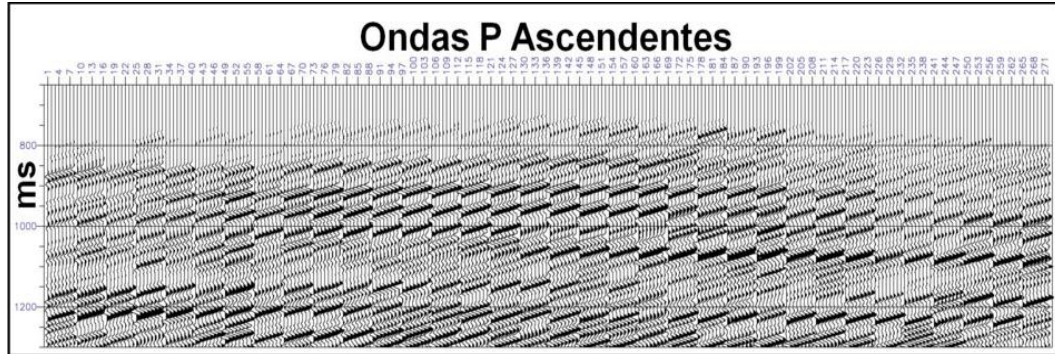


Figura 4.24. Campo de ondas P ascendentes deconvolucionado.

4.2.7 Migración de Kirchhoff

La migración se realizó bajo la formulación de la integral de Kirchhoff, conociendo la geometría de adquisición del “Walkaway VSP” y el modelo de velocidades (constituido por capas planas con sus respectivos valores de V_p , V_s , densidad y relación $V_p/V_s=2.0$). Se calcula los tiempos de viajes basándose en la ecuación Eikonal y su solución por diferencias finitas que representan el tiempo de viaje para un rayo que pasa a través de un medio.

La migración se efectuó a partir del campo de ondas P ascendentes deconvolucionado junto con el modelo de velocidad de capas planas. La apertura de migración fue limitada usando un filtro de pendiente -10 a +10 grados. La imagen migrada en profundidad fue convertida a tiempo, usando la relación tiempo-profundidad derivada del cálculo por trazado de rayos en el modelo de velocidades. La imagen fue muestreada en trazas a intervalos de 10 ft. Esta imagen migrada consiste de reflexiones de ondas P-P, (figuras 4.25 y 4.26).

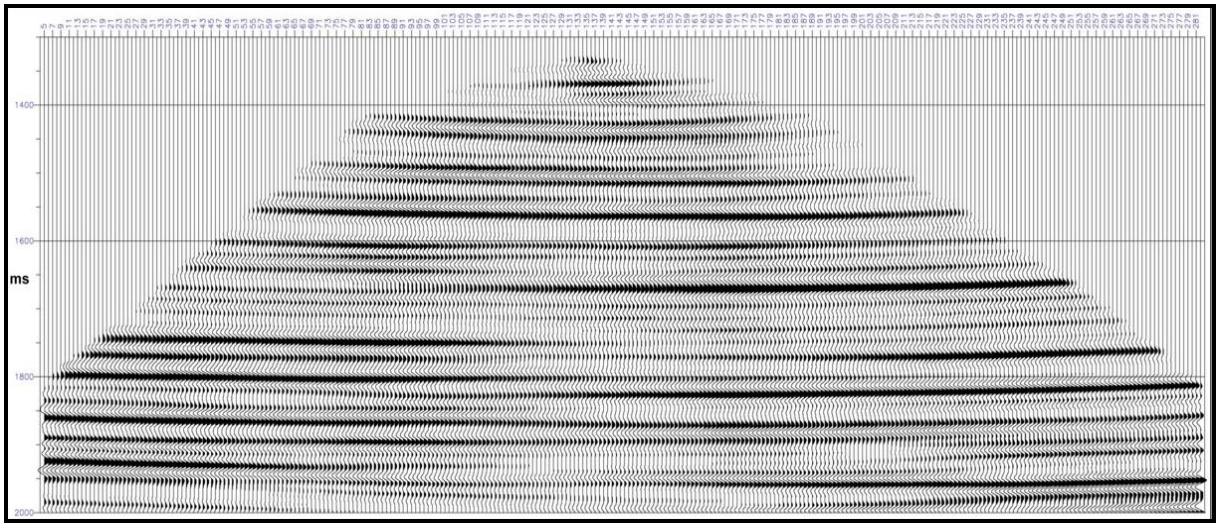


Figura 4.25. Imagen migrada en tiempo.

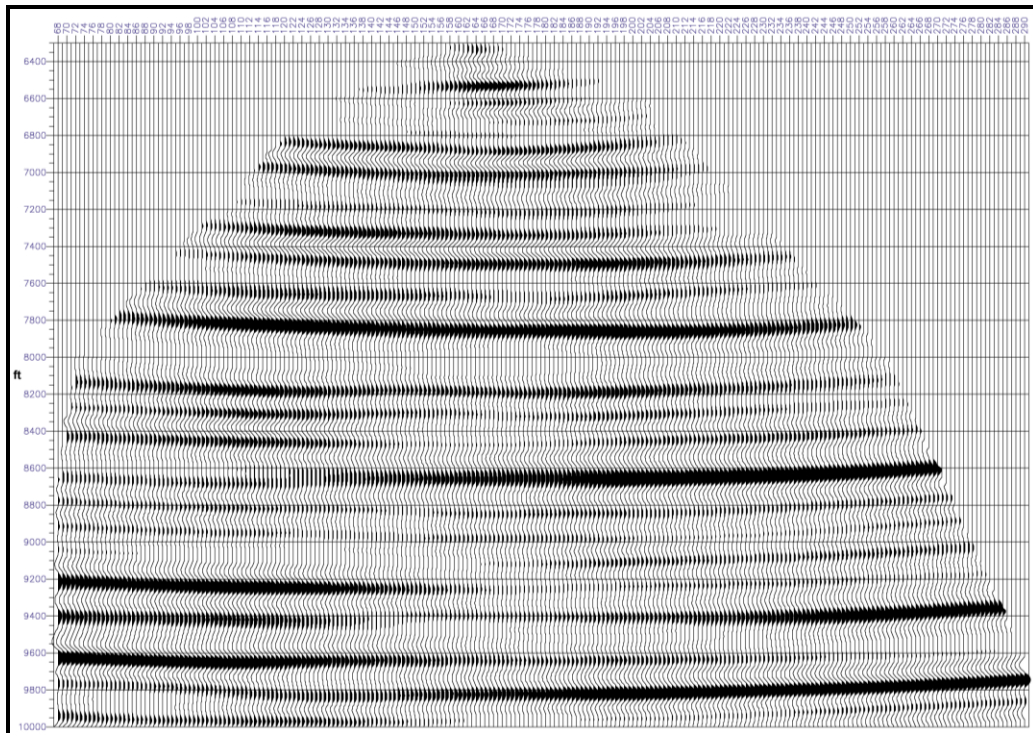


Figura 4.26. Imagen migrada en profundidad.

4.3 Análisis AVO

El estudio AVO se llevó a cabo en las arenas de interés M1 y M4.

4.3.1 Identificación de los eventos de interés en los datos Walkaway VSP

Conociendo las profundidades de las arenas de interés, se procede a realizar la correlación tiempo-profundidad entre los registros de pozo y la franja apilada obtenida del “Cero Offset VSP”, ubicando de esta manera los eventos de interés y obteniendo así su tiempo doble, (figura 4.27).

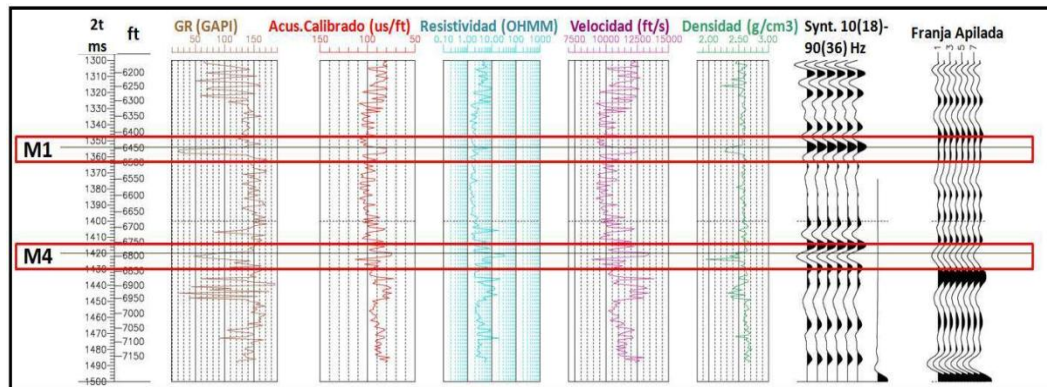


Figura 4.27. Ubicación de los eventos de interés en los registros de pozo y franja apilada.

Luego obtener el tiempo doble de viaje de los eventos, se correlacionan la franja apilada con los datos “Walkaway VSP” en tiempo doble y se procede a ubicar estos eventos en los gathers cercanos a la boca del pozo, (figura 4.28). Los datos del “Walkaway VSP” se devuelven a tiempo de grabado y así se tienen ubicado los eventos en tiempo simple.

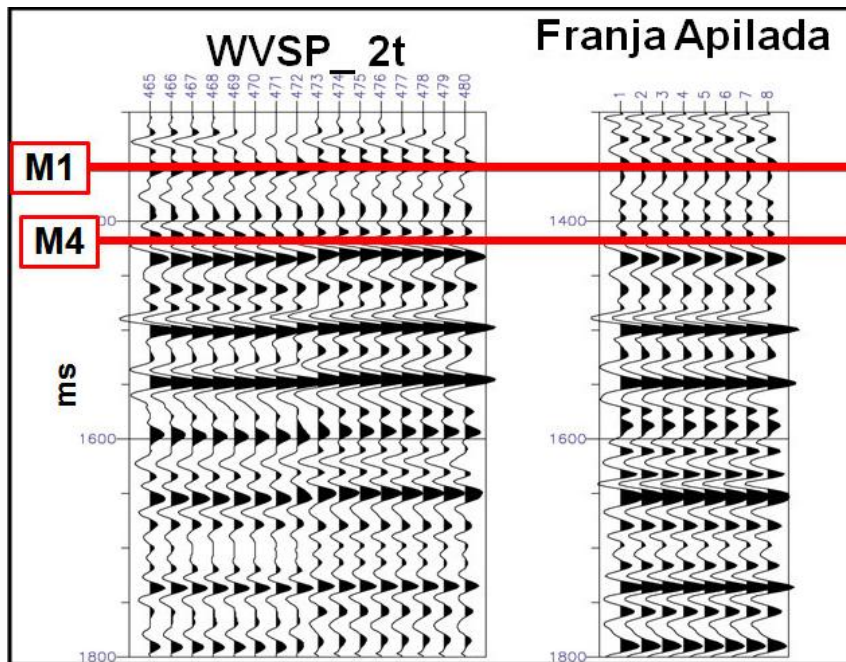


Figura 4.28. Identificación de los eventos de interés en el Walkaway VSP.

Para la arena M1 se realizó el análisis AVO utilizando todo el arreglo de receptores, ya que la distancia entre el receptor más somero y dicha arena son 300 ft aproximadamente; para la arena M4 sólo se utilizó los datos del receptor más profundo, debido a que la distancia entre la arena M4 y este último receptor es de 460 ft aproximadamente, lo cual nos aleja de la hipótesis de los datos “Walkaway VSP” para el análisis AVO que requiere mayor cercanía del receptor a la arena de interés, a pesar de esto se realizó el estudio AVO para esta arena.

La iluminación lateral para la arena M1 es de aproximadamente 269 ft (123ft hacia el este y 146 ft hacia el oeste). Para la arena M4 la iluminación lateral es de 359 ft aproximadamente (166 ft hacia el este y 193 ft hacia el oeste).

4.3.2 Generación de atributos AVO

Para cada evento de interés se generaron los atributos AVO.

4.3.2.1 Atributos AVO para la arena M1

En las figuras 4.29 y 4.30 se puede observar la variación del ángulo de incidencia y de la amplitud (normalizada a la máxima amplitud) con respecto a la distancia fuente-receptor (offset), respectivamente.

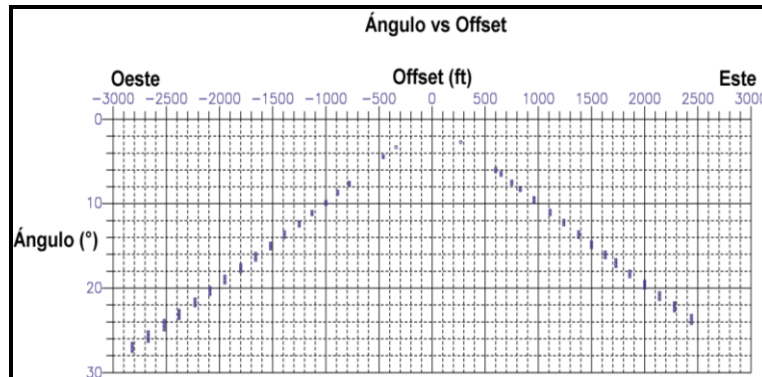


Figura 4.29. Ángulo de incidencia versus Offset.

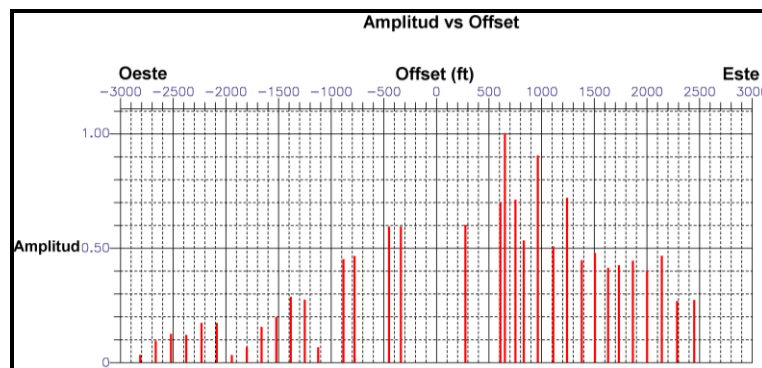


Figura 4.30. Amplitud versus Offset.

En la figura 4.31 se presentan los datos de entrada para la generación de atributos de la arena M1. Y en la figura 4.32 se muestra la variación de la amplitud respecto al $\sin^2(\theta)$ donde θ es el ángulo de incidencia, la línea negra presenta la variación de la amplitud calculada mediante la ecuación lineal de Shuey (1985) y la curva roja representa la amplitud de los datos de entrada.

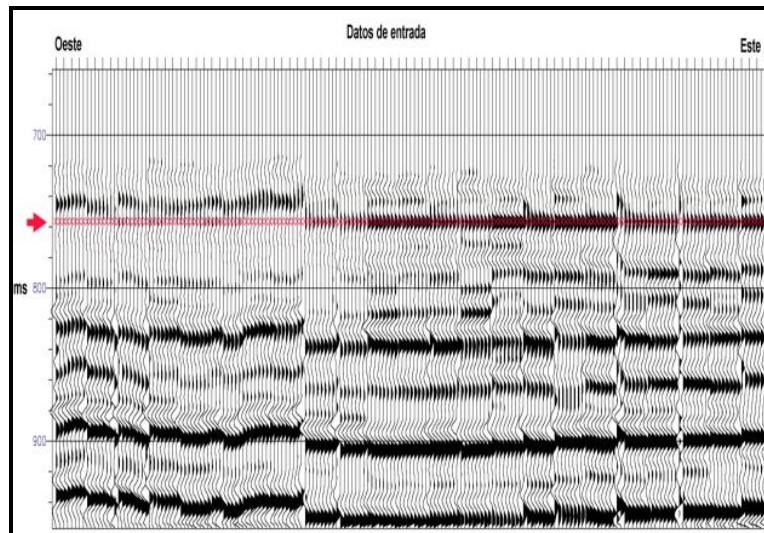


Figura 4.31. Datos de entrada en el evento de interés.

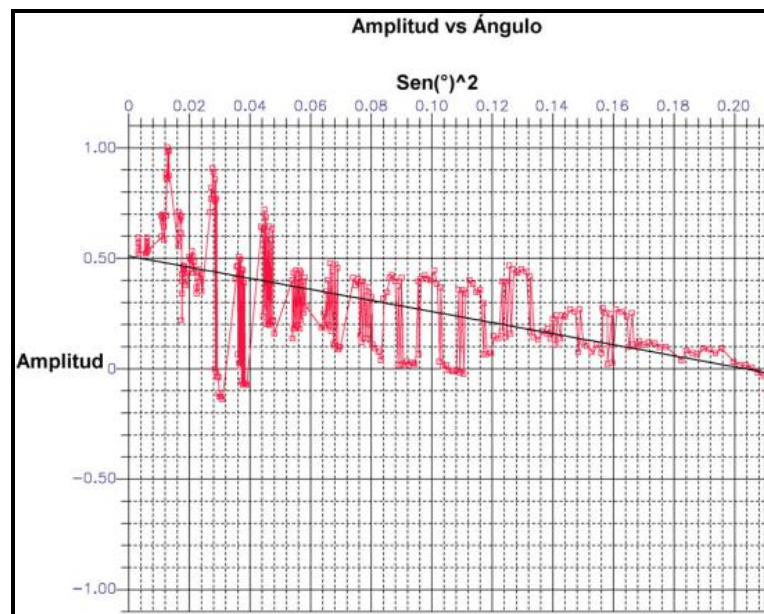


Figura 4.32. Amplitud versus el $\text{sen}^2(\theta)$.

El crossplot gradiente-intercepto se presenta en la figura 4.33 en el cual se observa la tendencia de fondo, la línea y cuadros azul representan las muestras en el tiempo del evento de interés M1. En la figura 4.34 se muestran las distintas trazas atributos generadas.

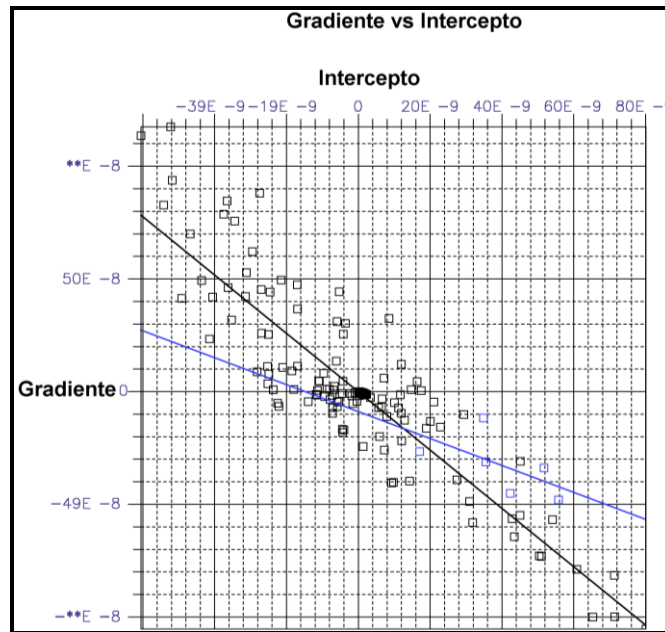


Figura 4.33. Gradiente versus intercepto.

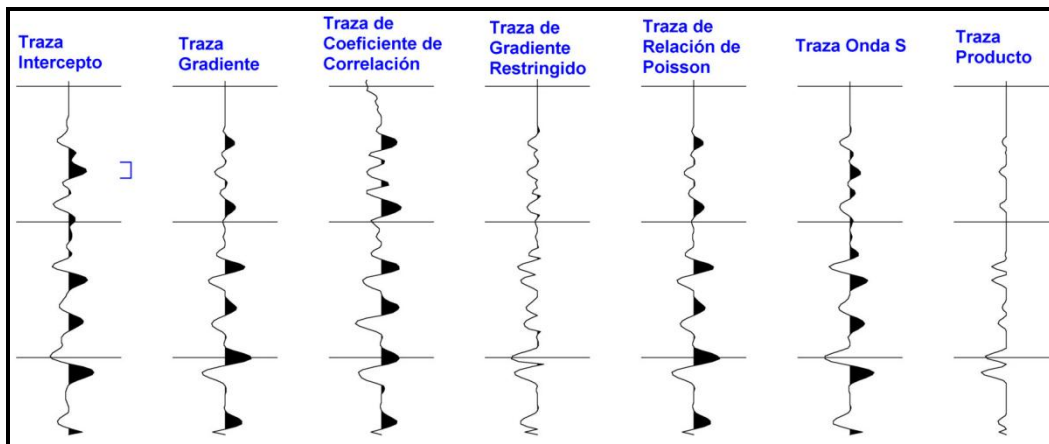


Figura 4.34. Trazas de atributos AVO.

La sección sintética generada a partir de los atributos intercepto y gradiente se presenta en la figura 4.35, junto con su respectiva traza apilada.

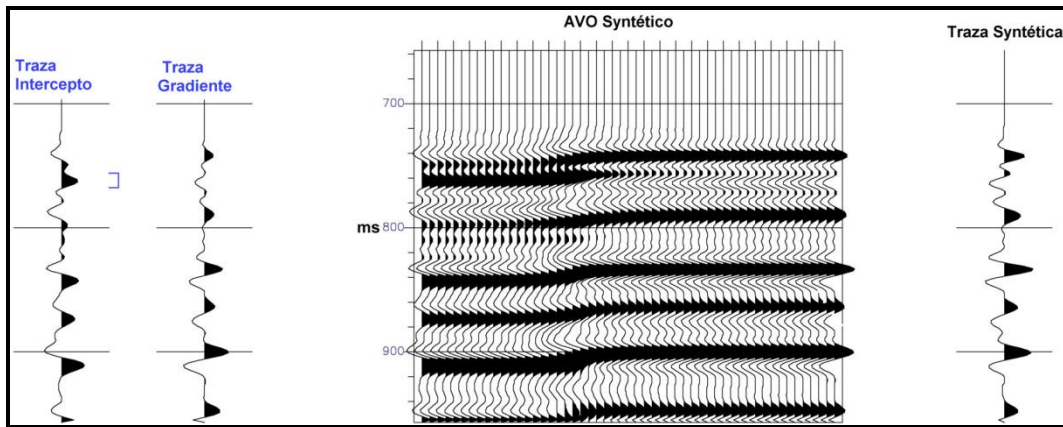


Figura 4.35. Respuesta AVO sintética.

4.3.2.2 Atributos AVO para la arena M4

En las figuras 4.35 y 4.36 se puede observar la variación del ángulo de incidencia y de la amplitud (normalizada a la máxima amplitud) con respecto a la distancia fuente-receptor (offset) para la arena M4 respectivamente.

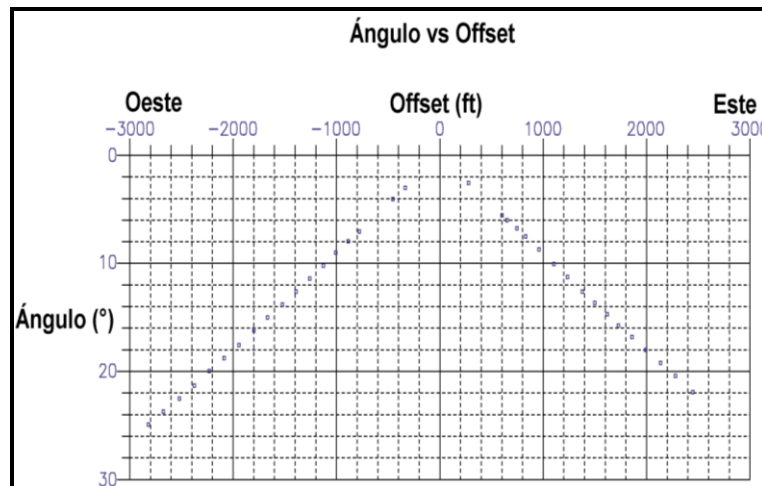


Figura 4.35. Ángulo de incidencia versus Offset.

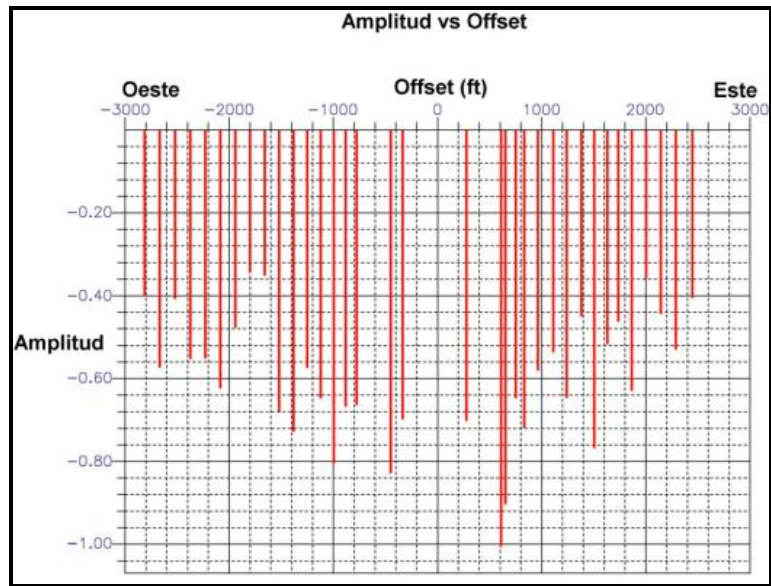


Figura 4.36. Amplitud versus Offset.

La figura 4.37 presenta los datos usados para la generación de atributos de la arena M4. Y en la figura 4.38 se muestra la variación de la amplitud respecto al $\text{sen}^2(\theta)$ donde θ es el ángulo de incidencia, la línea negra presenta la variación de la amplitud calculada mediante la ecuación lineal de Shuey (1985) y la curva roja representa la amplitud de los datos de entrada.

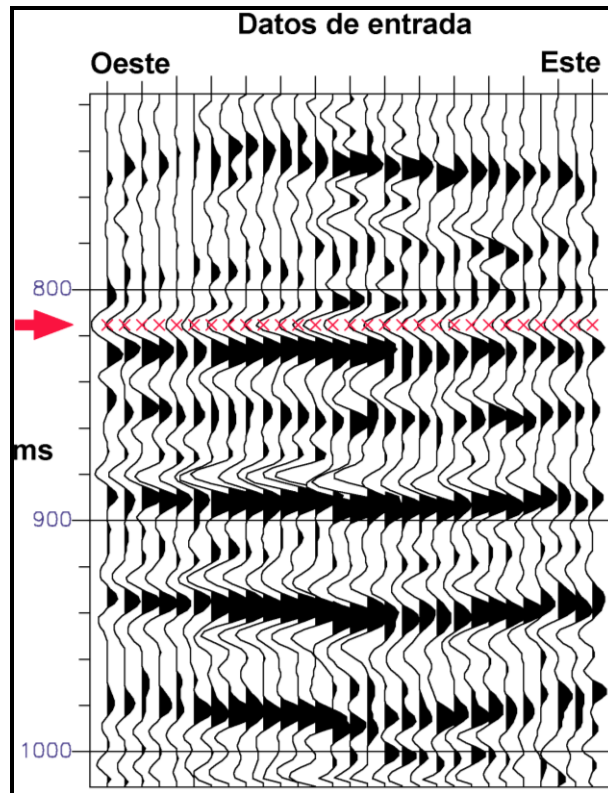


Figura 4.37. Datos de entrada en el evento de interés.

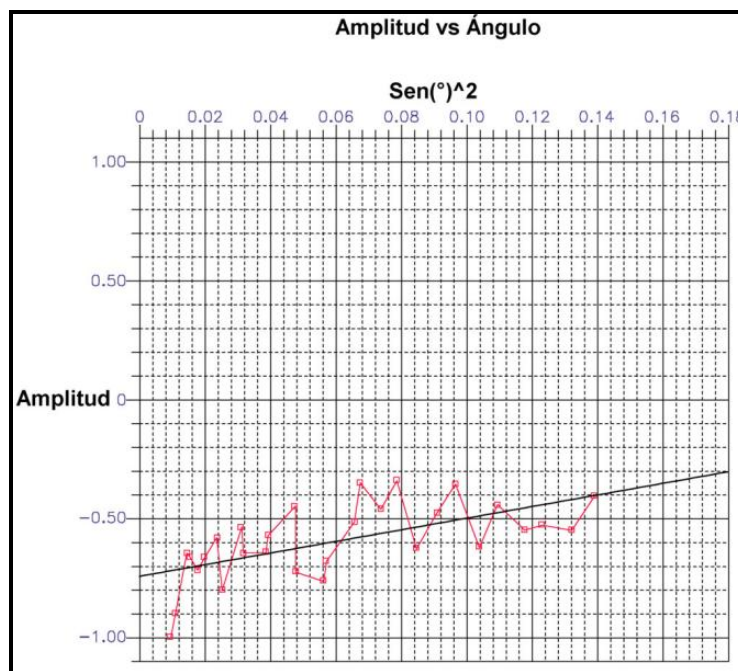


Figura 4.38. Amplitud versus el $\text{sen}^2(\theta)$.

La figura 4.39 presenta el crossplot gradiente-intercepto, en el cual se observa la tendencia de fondo y la línea fucsia junto con los cuadros representan las muestras en el tiempo de la arena M4. En la figura 4.40 se muestran las distintas trazas atributos calculadas.

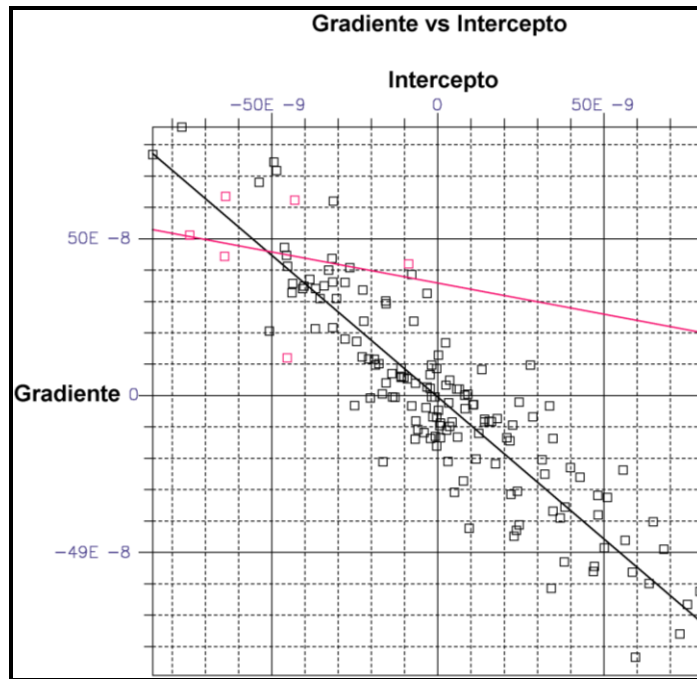


Figura 4.39. Gradiente versus intercepto.

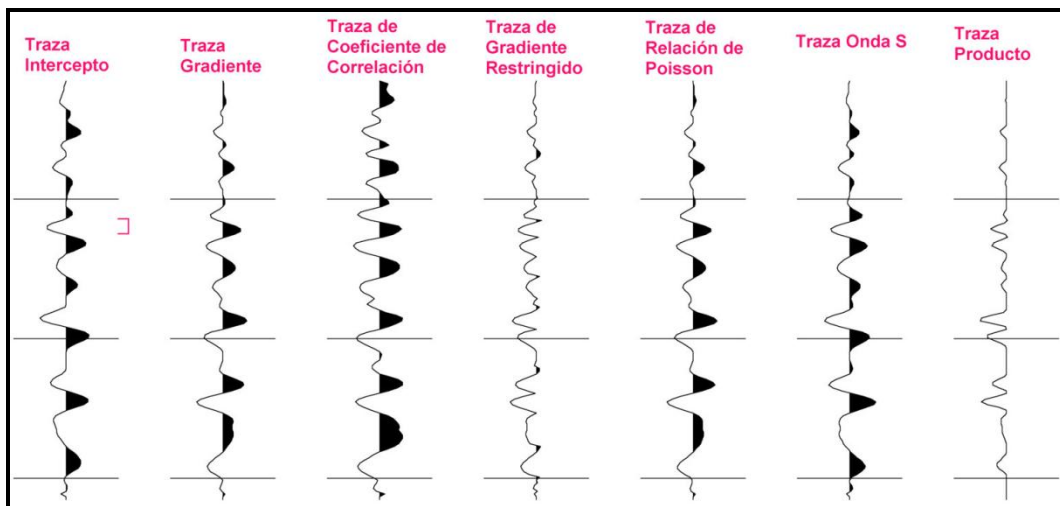


Figura 4.40. Trazas de atributos AVO.

La sección sintética generada a partir de los atributos intercepto y gradiente se presenta en la figura 4.41, junto con su traza apilada.

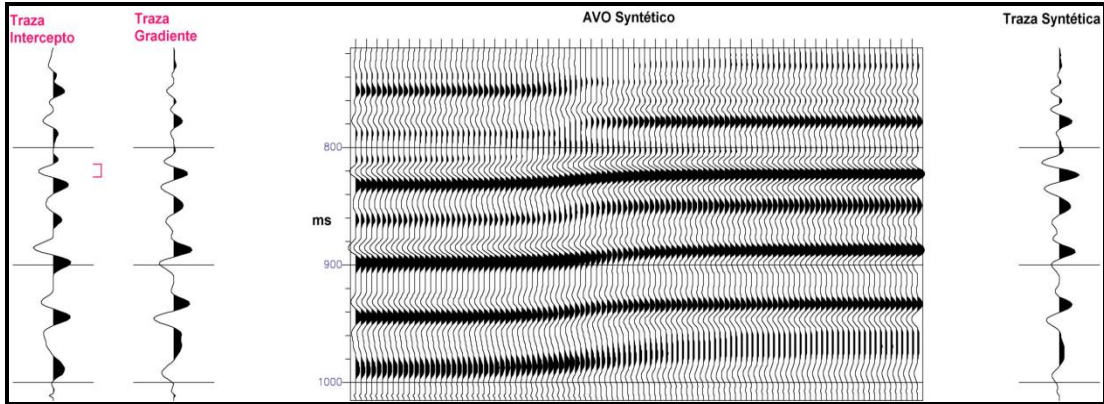


Figura 4.41. Respuesta AVO sintética.

4.4 Modelo AVO

El modelado AVO se realizó sólo para la arena M4, ya que se contó únicamente con dos pozos (MVI-4 y MVI-12) adyacentes al pozo en estudio (MVI-23) que tuvieran pruebas de yacimiento PVT para la arena M4, de estos dos pozos se seleccionó el pozo MVI-12 como pozo equivalente al MVI-23 para poder utilizar las pruebas PVT en la arena de interés M4; la selección de este pozo se realizó tomando en cuenta el tipo de fluido presente tanto en el pozo MVI-23 como en el pozo MVI-12.

En la figura 4.42 se presenta un esquema general del proceso empleado para el modelado AVO.

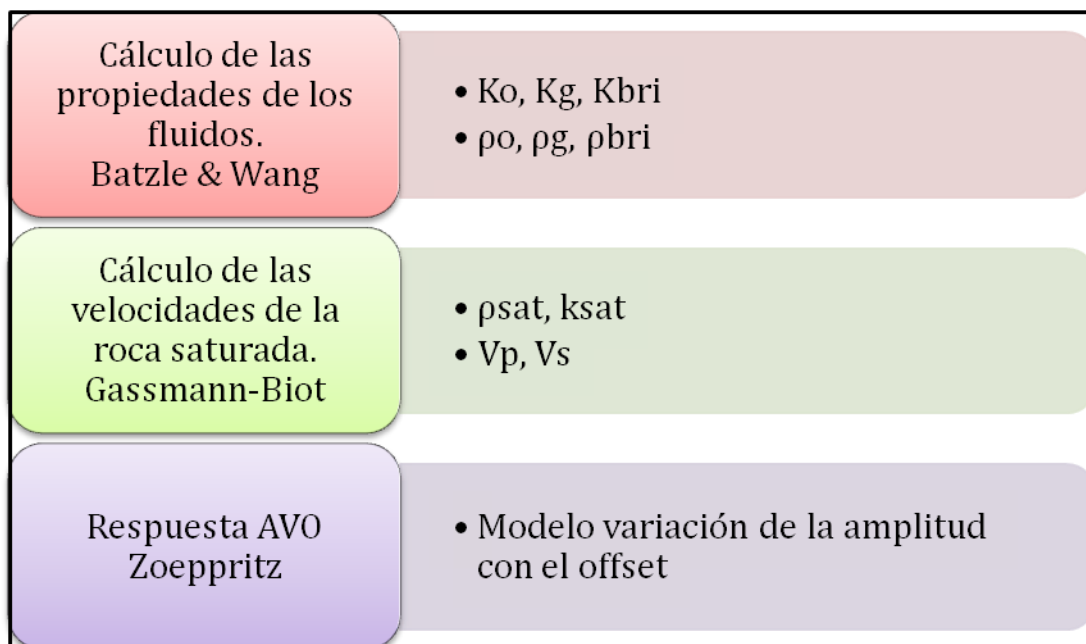


Figura 4.42. Flujo de trabajo para realizar el modelado AVO de la arena M4.

4.4.1 Cálculo de las propiedades de los fluidos

En esta etapa se calcularon los valores de densidad y módulo de compresibilidad (módulo de volumen), para el petróleo, gas y agua a nivel del yacimiento (arena M4); para esto se usaron los datos PVT disponibles en el pozo MVI-12 (tabla 4.1).

Tabla 4.1. Datos disponibles del yacimiento.

T (temperatura)	228 °F
P (presión)	2400 psi
G (gravedad específica del gas)	0.778
R_g (relación gas-petróleo GOR)	104250 ft ³ /bbl
°API (gravedad API del petróleo)	54.7°
S (salinidad)	4598 ppm

Los cálculos de las propiedades (modulo de compresibilidad y densidad) para cada fluido (petróleo, agua y gas) se computaron utilizando el CREWES Fluid Properties Calculator de la página web de la universidad de Calgary (<http://www.crewes.org/ResearchLinks/ExplorerPrograms/FlProp/FluidProp.htm>), la cual posee las ecuaciones de Batzle y Wang (1992) programadas para uso de investigación y académico.

4.4.2 Cálculo de las velocidades sísmicas de la roca saturada

En esta etapa se realizó el cálculo de las velocidades sísmicas en una roca saturada con los fluidos de interés (agua-petróleo y agua-gas) a condiciones de yacimiento (arena M4).

La estimación de las velocidades sísmicas de la roca saturada se llevo a cabo mediante las ecuaciones de Gassmann (1951), se calcularon las velocidades de onda P y S variando la porosidad de 15%-25% y la saturación de agua de 0%-100%. Esto se efectuó en el programa MATLAB 2012, el código realizado en este programa se encuentra en los apéndices.

4.4.3 Respuesta AVO

Una vez obtenidas las velocidades V_p y V_s para el yacimiento de interés (arena M4) se estimaron las respuestas AVO mediante la aproximación de Shuey (1985), para ángulos de incidencia entre 0° y 30° .

Se realizaron gráficos de la respuesta de amplitud de reflexión para las velocidades correspondientes a cada valor de porosidad (15, 20 y 25%) y saturación de agua (0, 25, 50, 75 y 100%), esto se efectuó para dos modelos: sistema agua-petróleo y sistema agua-gas. Los gráficos se generaron con el programa Microsoft Office Excel 2007.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

5.1 Procesamiento Sísmico de los datos Cero Offset VSP

En el procesamiento de los datos del “*Cero Offset VSP*” se mantuvo el mayor contenido de frecuencias (10-90 Hz); a diferencia del procesamiento realizado previamente, en este nuevo procesamiento se utilizó una función ganancia de $T^{**2.0}$ (anterior $T^{**1.8}$), filtro mediana de 15 y 7 puntos en la separación de los campos de ondas (anterior 19 y 11 puntos) y un operador de deconvolución de 558 ms (anterior 614 ms).

A pesar de que la secuencia de procesamiento en ambos casos es la misma, se puede observar una mejoría en la ventana de apilamiento y en la franja apilada resultante del procesamiento actual. La figura 5.1 presenta la comparación de los resultados del primer procesamiento y los resultados obtenidos en este nuevo procesamiento.

En la figura 5.1 se puede observar en los óvalos rojos, eventos primarios que en el anterior procesamiento no se logran visualizar, pero en el procesamiento actual si se observan muy bien definidos.

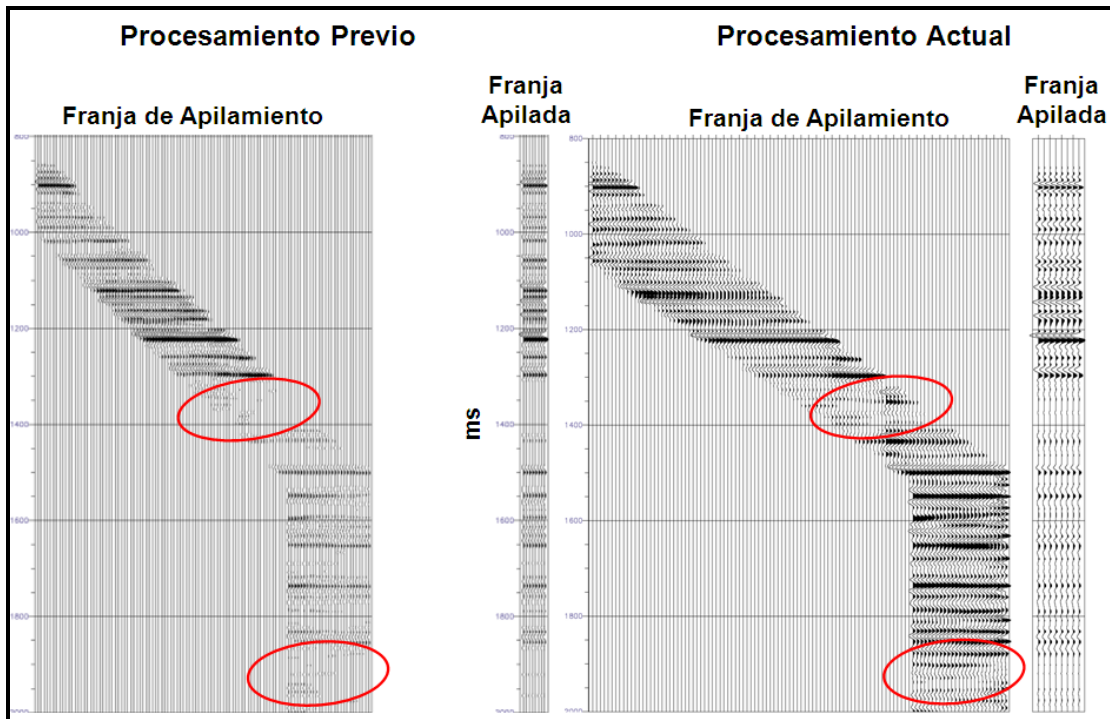


Figura 5.1. Resultados del procesamiento previo y del procesamiento actual.

5.2 Correlación de los datos Cero Offset VSP y registros de pozo

De la calibración del registro acústico se obtuvo la curva tiempo-profundidad, la cual es una herramienta clave para calibrar los datos sísmicos del ZVSP (en tiempo) con los registros de pozo (en profundidad).

La calibración se llevó a cabo tomando en cuenta las superficies (FS-I, FS-II, MSI-1 y MSI-2) más representativas por encima de la zona de interés, y las arenas M1 y M4 dentro de la zona de interés, aplicándole un shift de +2 ms a la franja apilada obteniendo así una buena correspondencia entre los reflectores de la franja apilada y el sismograma sintético generado, concordando con las evidencias observadas en los registros del pozo.

En la figura 5.2 se presenta la calibración sísmica-pozo, donde se tienen identificados los eventos de interés en el dominio del tiempo doble de viaje y en el dominio de la profundidad.

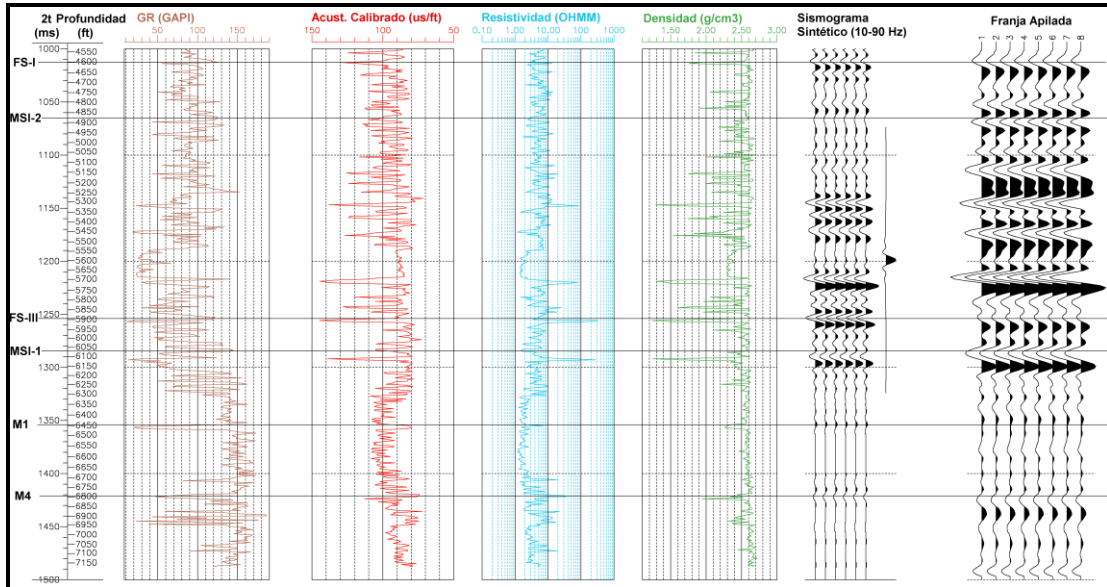


Figura 5.2. Correlación franja apilada, sismograma sintético y registros de pozo.

5.3 Correlación del Cero Offset VSP y la Sísmica de Superficie

Para correlacionar la franja apilada obtenida del ZVSP con la línea sísmica de superficie, se le aplicó un filtro pasa banda 10-35 Hz a la franja apilada para que posea el mismo contenido de frecuencias que los datos de la sísmica de superficie, y puedan ser comparados.

La correlación de la línea sísmica y la franja apilada se realizó tomando en cuenta las superficies guías FS y MSI, junto con las arenas de interés M1 y M4, para esto se le aplicó un shift de -13 ms a la sísmica de superficie, obteniéndose una buena correlación entre los reflectores de la sísmica de superficie y la franja apilada, como se muestra en la figura 5.3.

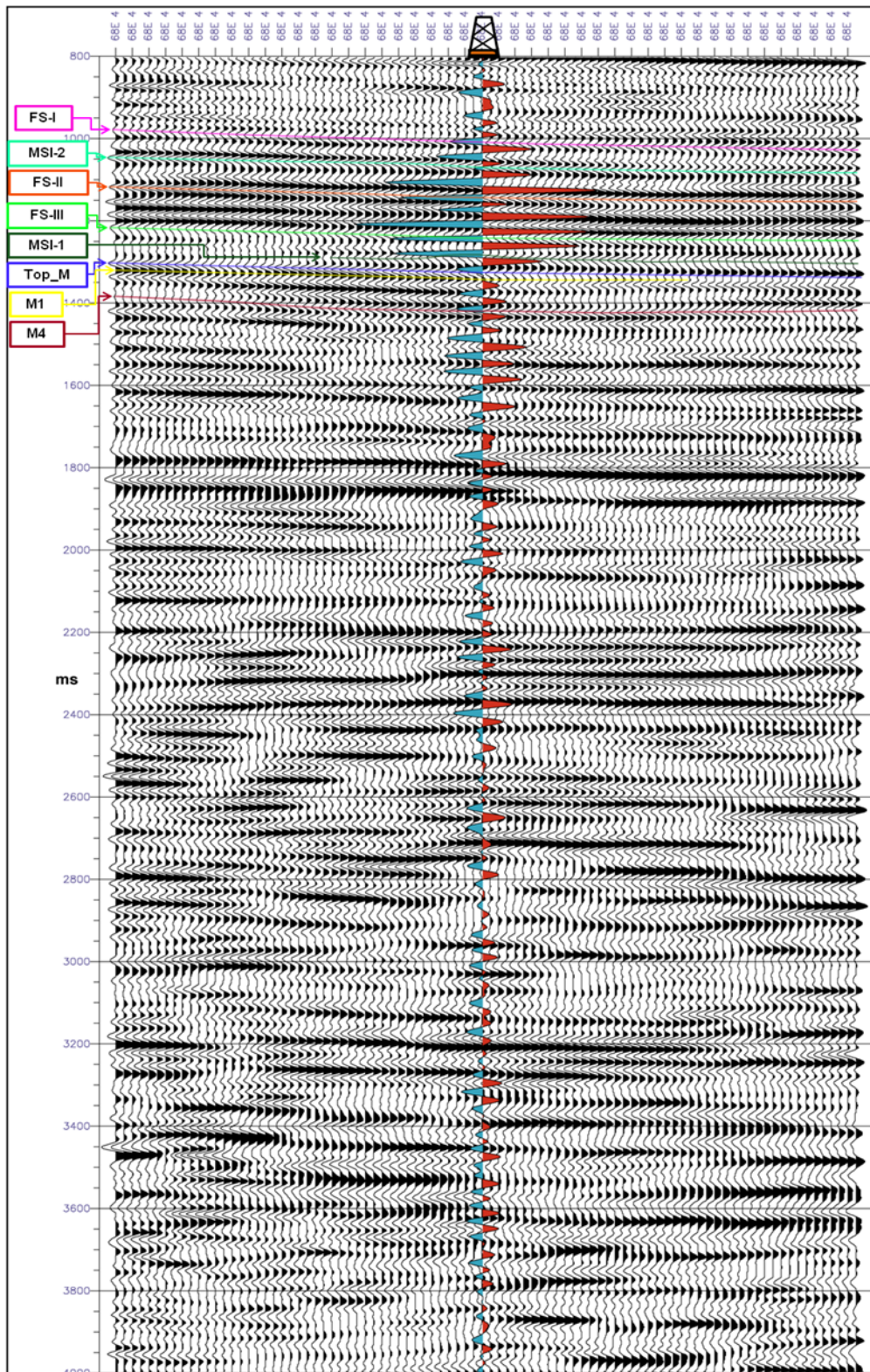


Figura 5.3. Correlación entre la línea sísmica y franja apilada (ZVSP).

5.4 Procesamiento Sísmico de los datos Walkaway VSP

A diferencia del procesamiento realizado anteriormente, en este nuevo procesamiento de los datos del “*Walkaway VSP*” se utilizó una función ganancia de $T^{**2.0}$ (anterior $T^{**1.9}$), un operador de deconvolución de 200 ms (anterior 268 ms), la apertura de migración fue limitada usando un filtro de pendiente de -10 a +10 grados (anterior -15 a +15 grados) y la imagen migrada fue muestreada en trazas a intervalos de 10 ft (anterior 50 ft).

Se eligió un filtro de pendiente de -10 a +10 grados, debido a que la zona de estudio posee una geología con capas de muy bajos buzamientos, casi planas; y un muestreo de 10 ft para recuperar las frecuencias más altas.

En la figura 5.5 se puede observar una mejoría de la calidad de imagen migrada con respecto a la imagen del procesamiento anterior (figura 5.4) en el dominio del tiempo; en el resultado del procesamiento actual se observa una mejor continuidad de los reflectores, mayor cantidad de información, menos zonas distorsionadas y mejor definición de los reflectores. Esto mismo ocurre en la imagen migrada en el dominio de la profundidad, la figura 5.6 presenta el resultado del procesamiento previo y en la figura 5.7 se muestra el resultado obtenido en el procesamiento actual.

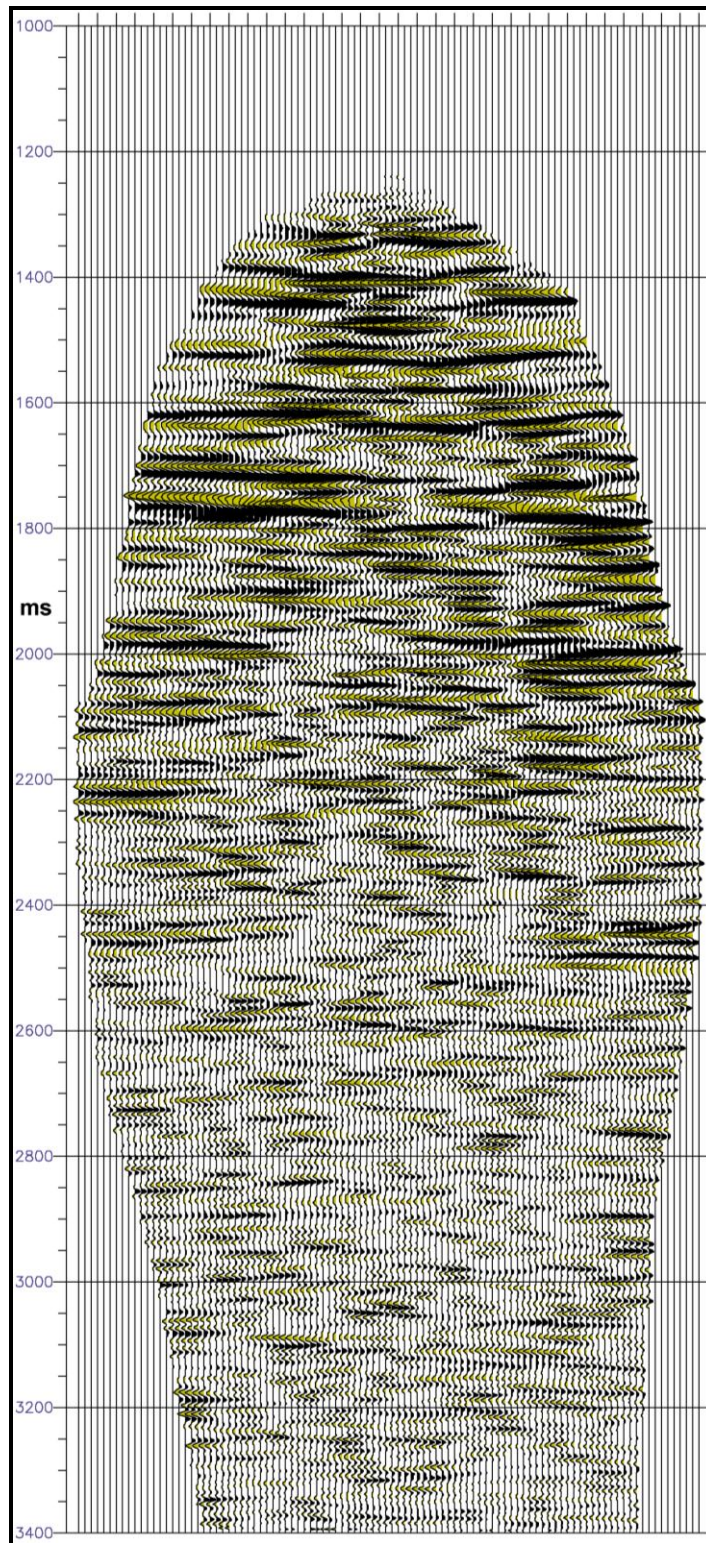


Figura 5.4. Imagen migrada en tiempo del procesamiento previo.

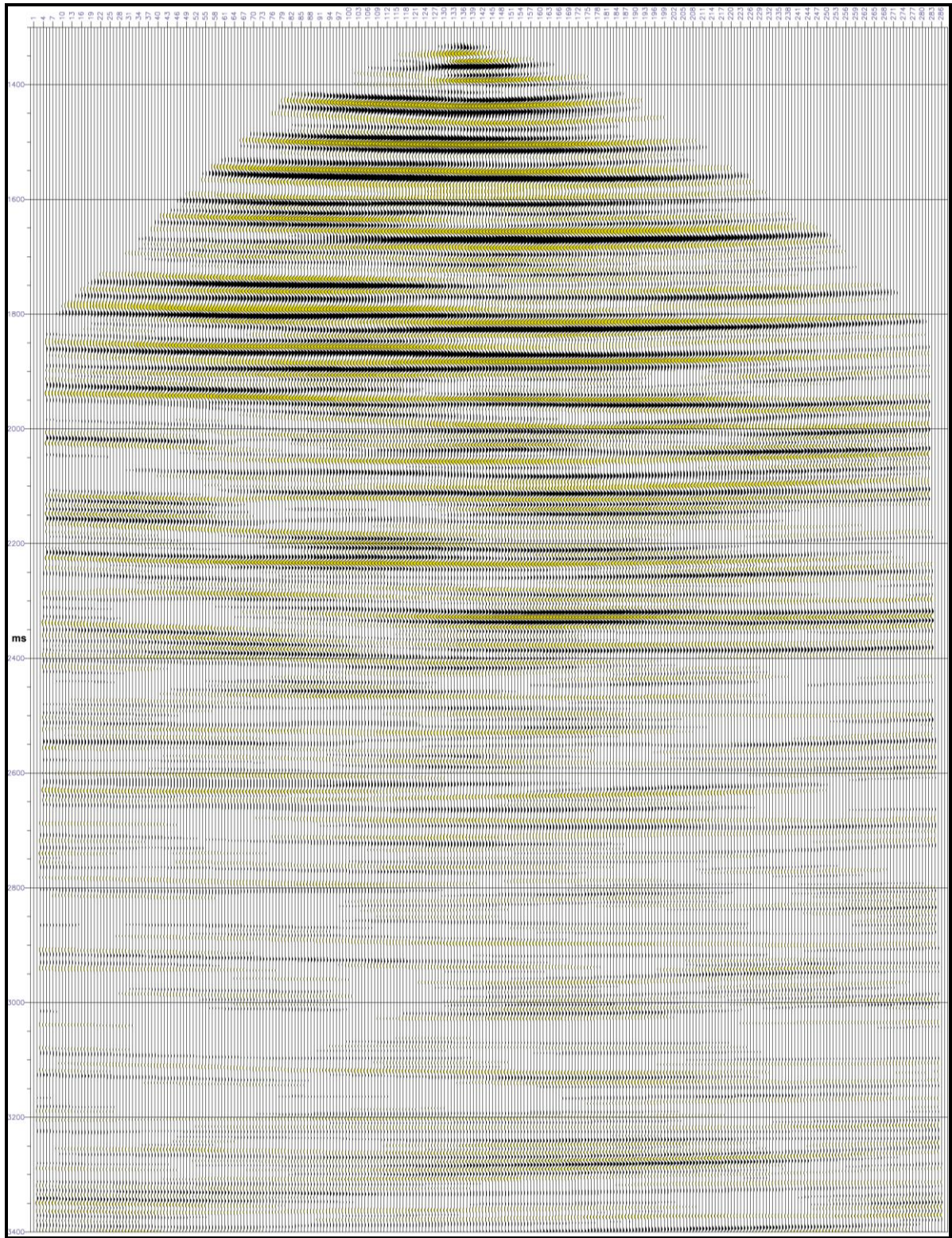


Figura 5.5. Imagen migrada en tiempo del procesamiento actual.

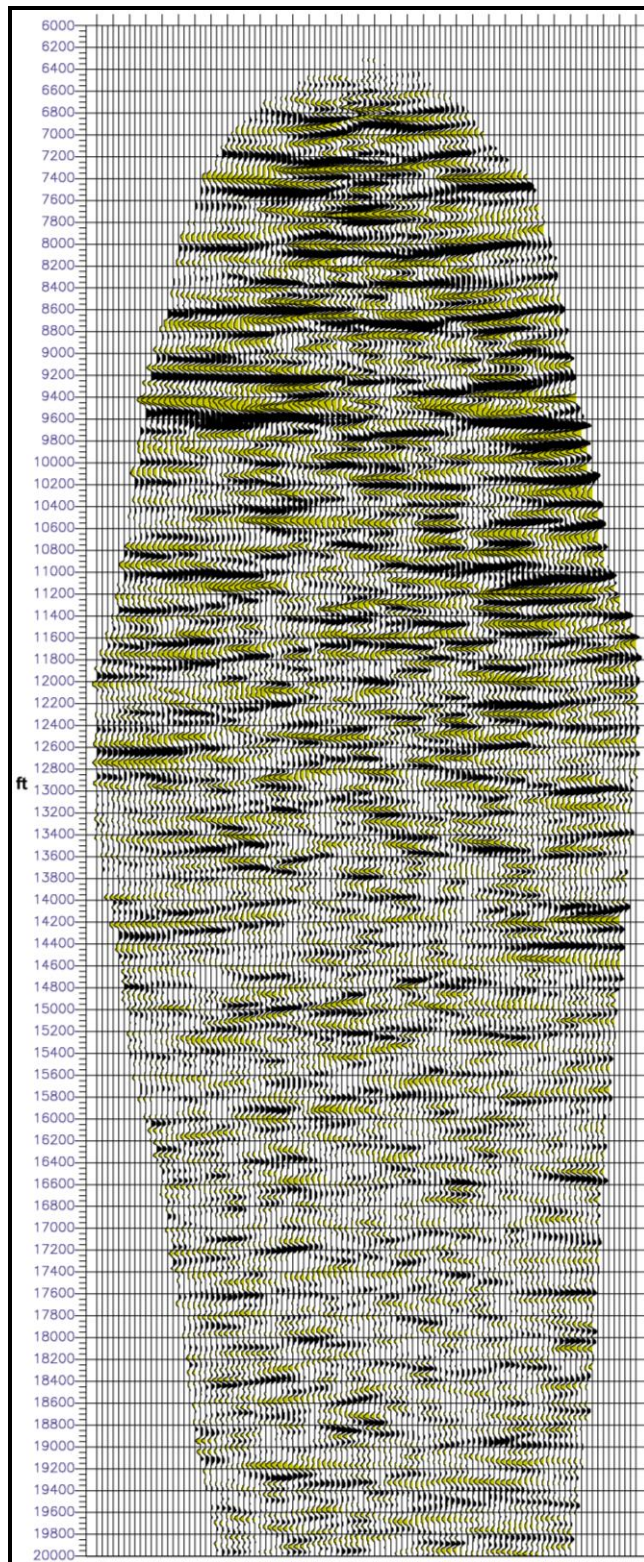


Figura 5.6. Imagen migrada en el dominio de la profundidad del procesamiento previo.

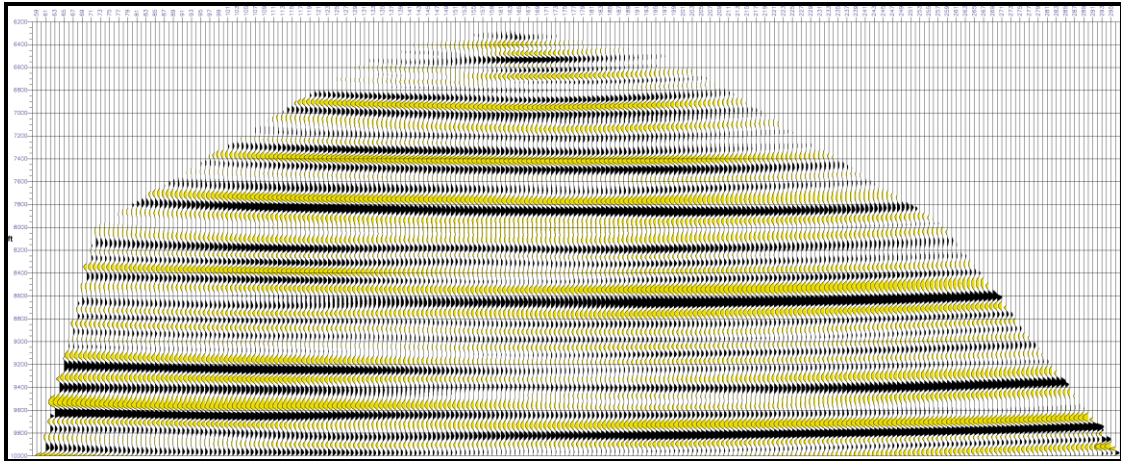


Figura 5.7. Imagen migrada en el dominio de la profundidad del procesamiento actual.

5.5 Correlación del Walkaway VSP, Cero Offset VSP y la Sísmica de Superficie

La correlación de los datos “Walkaway VSP”, “Cero Offset VSP” y los datos de la sísmica de superficie se realizó en el dominio de frecuencias 10-35 Hz, el cual es el contenido de frecuencia de los datos de la línea sísmica de superficie; para esto se le aplicó un filtro pasa banda 10-35 Hz a la imagen migrada en tiempo y a la franja apilada.

La correlación de la imagen migrada en tiempo obtenida de los datos WVSP, la franja apilada obtenida del ZVSP y los datos de la sísmica de superficie se realizó tomando en cuenta las superficies FS y MSI, junto con las arenas de interés M1 y M4. Se le aplicó un shift de -13 ms a la línea sísmica de superficie (como se mencionó en la parte 5.3), a la imagen migrada un shift de -15 ms y a la franja apilada no se le aplicó shift, de esta forma se obtuvo una buena correlación entre los reflectores de la sísmica de superficie, la franja apilada y la imagen migrada en tiempo, concordando con las evidencias de las superficies FS y MSI como se muestra en la figura 5.8.

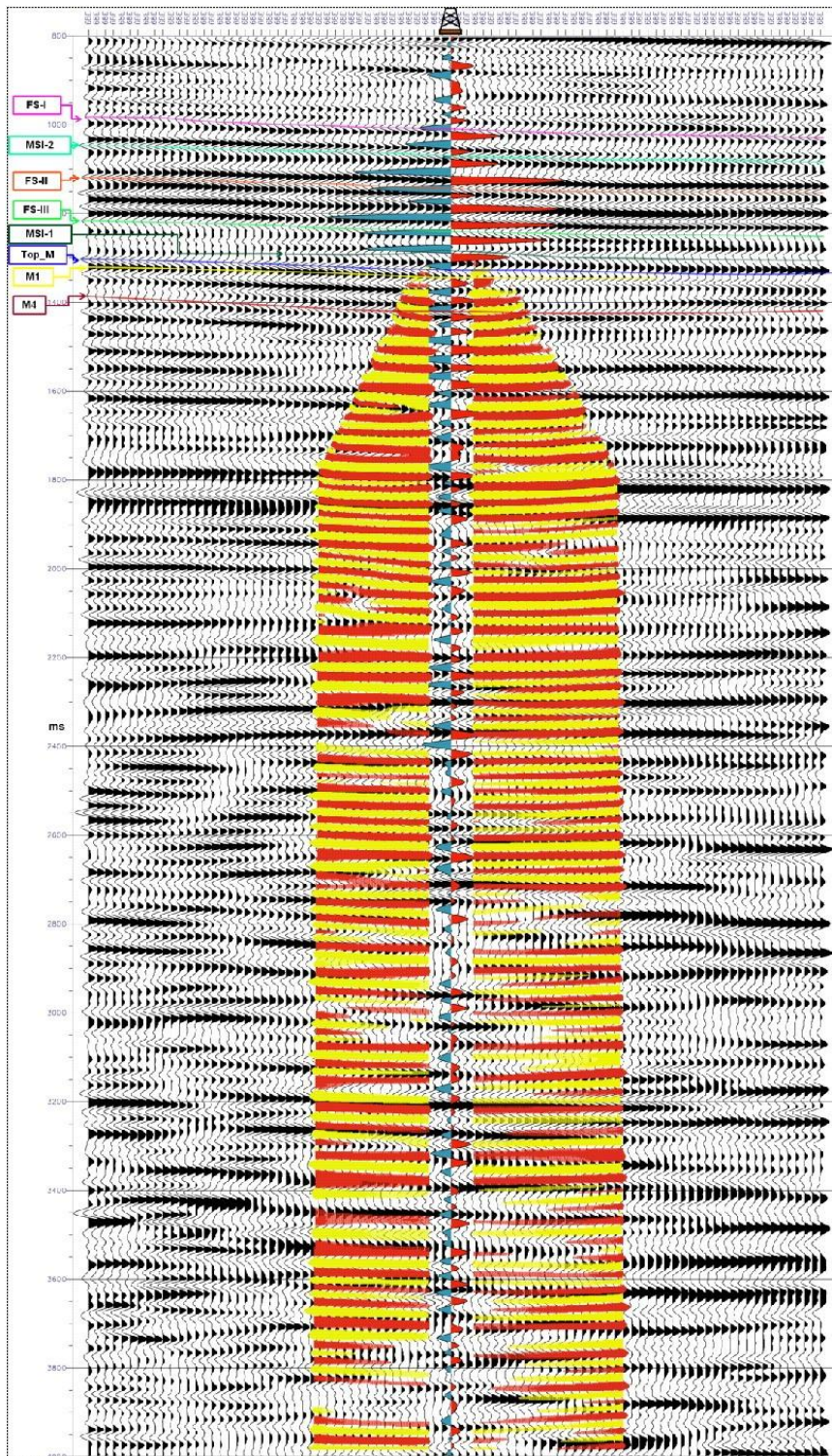


Figura 5.8. Correlación entre la línea sísmica de superficie, franja apilada (ZVSP) y la imagen migrada (WVSP).

5.6 Análisis de atributos AVO

5.6.1 Análisis de atributos AVO para la arena M1

Para el evento de interés M1 se puede observar que a medida que la fuente se aleja del pozo, hacia el este u oeste, los ángulos de incidencia en la arena M1 aumentan con el incremento de esta distancia entre la fuente y el pozo (figura 5.9).

Hacia el oeste el rango de los ángulos de incidencia se encuentra entre 3° - 28° aproximadamente, y hacia el este el rango se encuentra entre 2° - 25° aproximadamente.

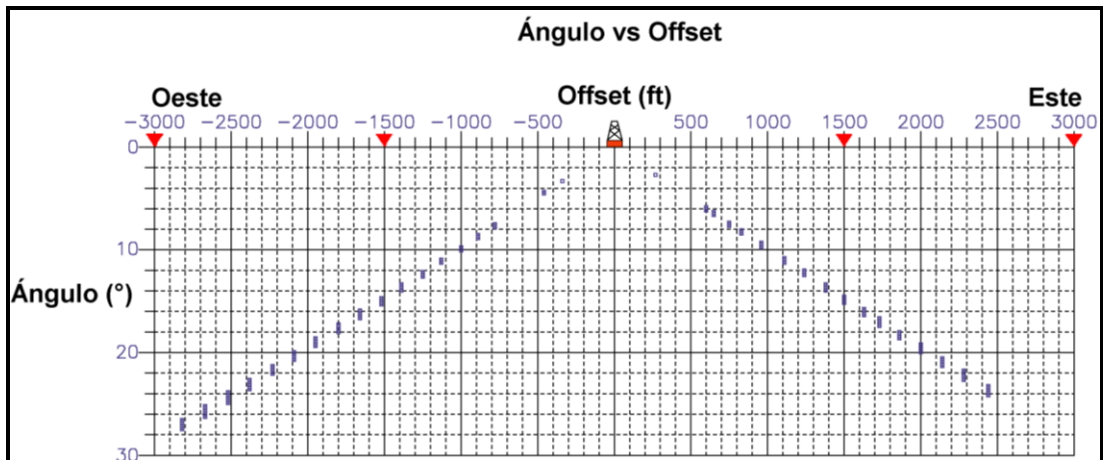


Figura 5.9. Ángulo de incidencia versus el offset en la arena M1.

Como se puede observar en la figura 5.10, la arena de interés (M1) presenta una amplitud sísmica que va disminuyendo con el incremento de la distancia entre la fuente y el pozo (receptor). A medida que la fuente se desplaza hacia la zona oeste la amplitud sísmica de la arena M1 decrece rápidamente, sin embargo, hacia la zona este la amplitud sísmica del evento no disminuye drásticamente.

En los datos sísmicos WVSP no alineados (figura 5.11) se puede observar que hacia la zona oeste la amplitud de la arena M1 disminuye con el incremento del offset, pero mantiene una amplitud siempre positiva, por lo que ésta decrece en magnitud más no cambia su polaridad.

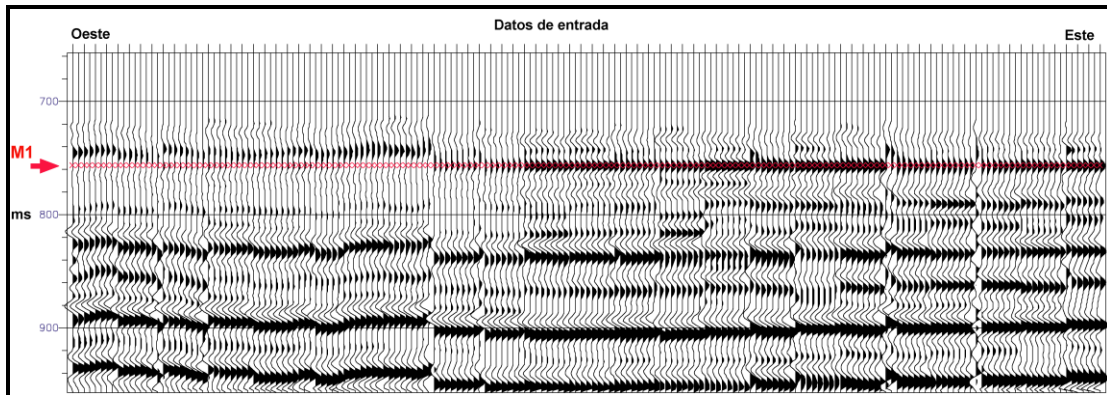


Figura 5.10. Evento de interés (M1) en los datos sísmicos WVSP.

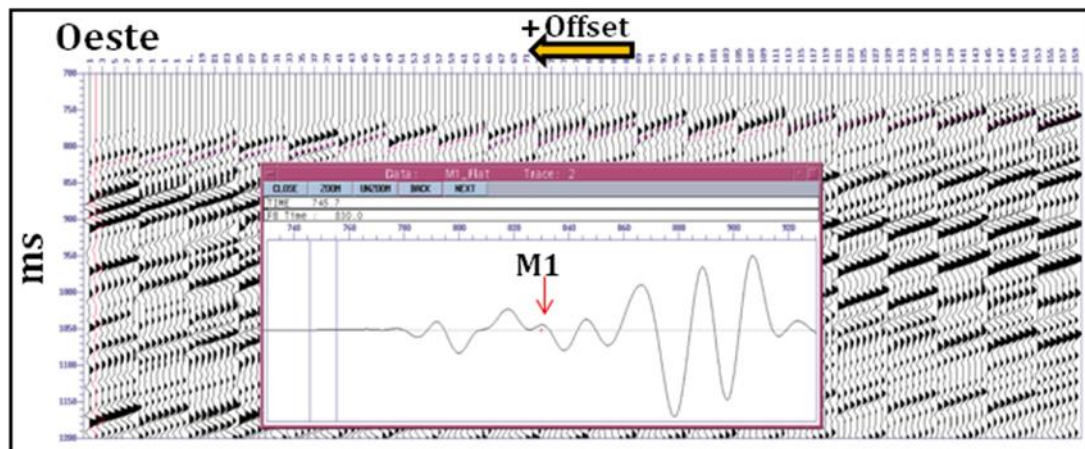


Figura 5.11. Evento de interés (M1) en los datos sísmicos WVSP no alineados. Se muestra la llegada del evento en el offset más lejano hacia el oeste.

La figura 5.12 muestra cómo varía la amplitud sísmica del evento de interés (M1) con el aumento de la distancia fuente-receptor (offset); en ésta se presenta los valores de amplitud de los datos sísmicos WVSP (curva roja) y la aproximación de la ecuación de Shuey (curva negra), indicando una buena correlación entre la variación de amplitud de los datos sísmicos con la aproximación de Shuey.

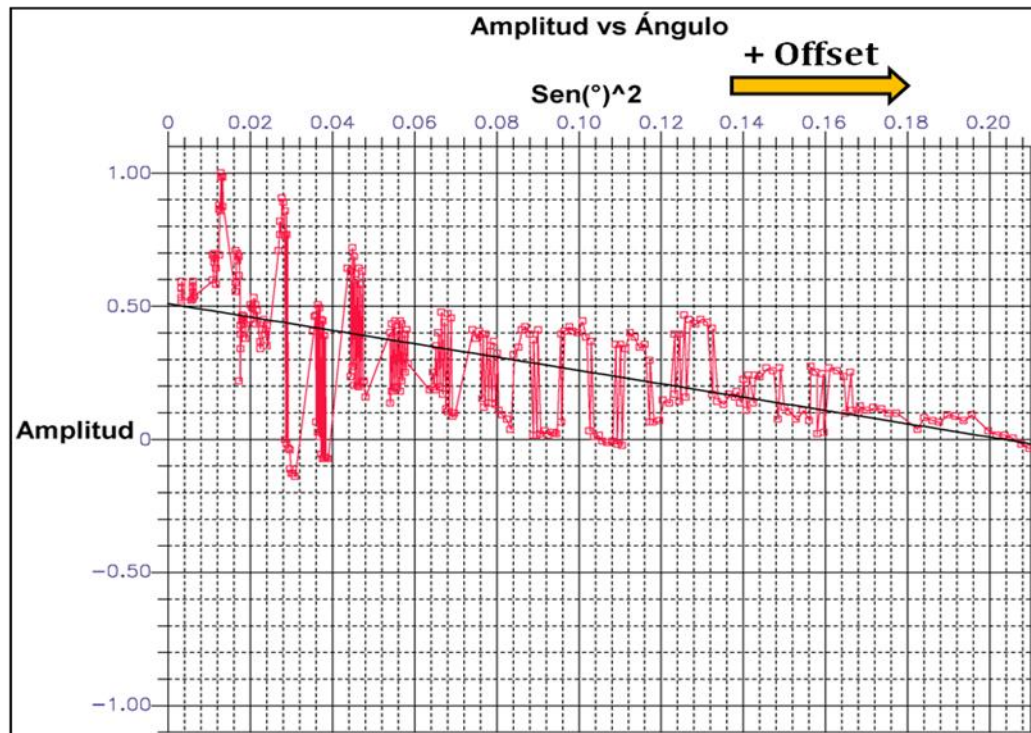


Figura 5.12. Variación de la amplitud del evento M1 con el aumento del ángulo de incidencia (offset).

En el crossplot gradiente-intercepto (figura 5.13) para las muestras en el evento de interés (arena M1) se obtuvo que el intercepto presenta una tendencia positiva y el gradiente presenta una tendencia negativa, esto se confirma al obtener las trazas atributos intercepto y gradiente (ver figura 5.14).

Las muestras del evento M1 (cuadros azules) inciden dentro del cuarto cuadrante entre los grados 315°-345° aproximadamente (figura 5.13), lo cual según la clasificación de Young y LoPiccolo (2003) se puede interpretar como una arena no consolidada tipo -1. Concordando con lo expuesto anteriormente de que esta arena representa un pico que decrece en magnitud con el aumento de la distancia fuente-receptor (offset).

El estudio de sedimentología y las descripciones de cortes entre el intervalo de la arena de interés (M1), indican que la arena posee un tono de color de marrón a beige,

grano fino a muy fino, subredondeado, friable, moderadamente ordenada y matriz arcillosa.

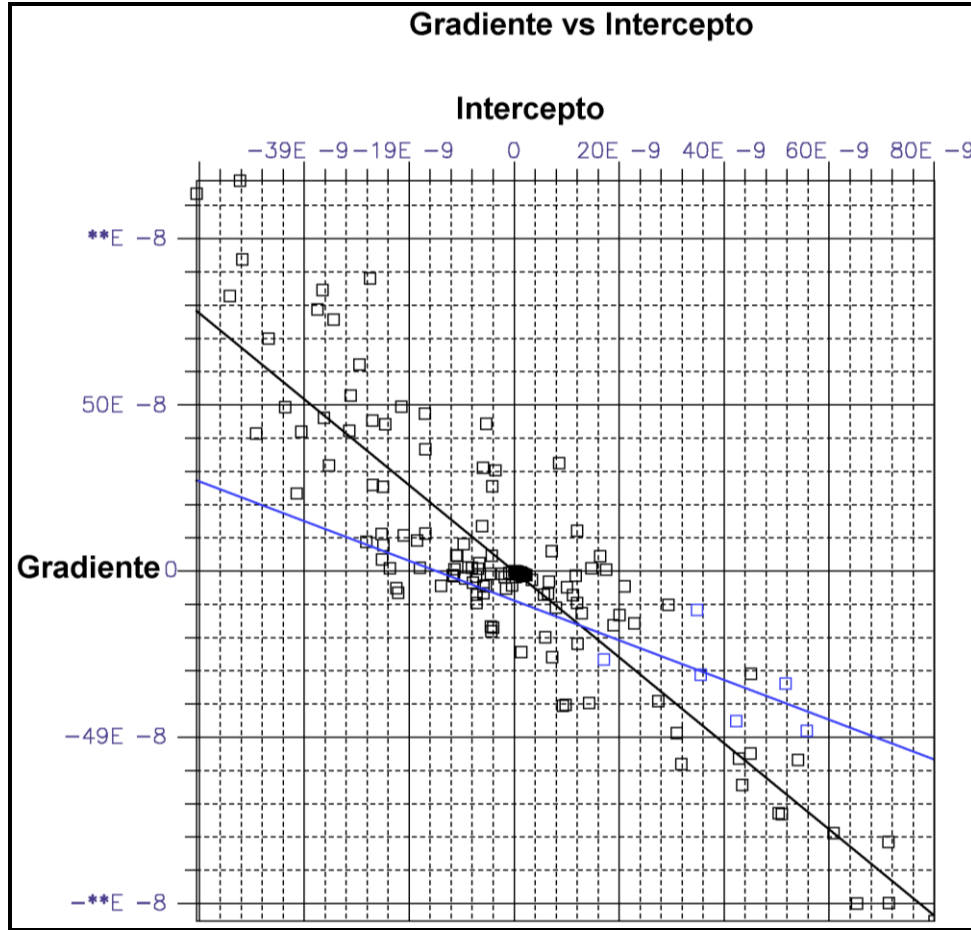


Figura 5.13. Crossplot gradiente versus intercepto para la arena M1.

Las trazas de los atributos gradiente e intercepto confirman la respuesta obtenida en el crossplot, obteniéndose un intercepto positivo y un gradiente negativo. La traza de coeficiente de correlación posee una gran magnitud, lo que indica un buen ajuste de la aproximación lineal de Shuey. La traza atributo gradiente restringido confirma que el intercepto y el gradiente tienen signos opuestos, por lo cual su respuesta es negativa. La traza de la relación de Poisson da como respuesta una anomalía negativa de la misma forma que el gradiente restringido. La traza atributo onda S define la respuesta de la onda S para el evento, expresando una reflectividad positiva. Por último se tiene

que la traza producto muestra el resultado de la multiplicación de los atributos intercepto y gradiente, confirmando que estos poseen signos opuestos, (figura 5.14).

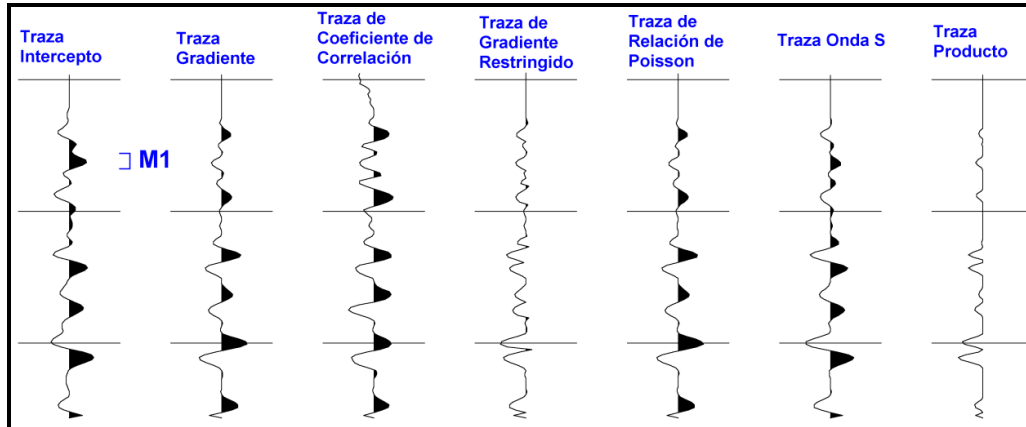


Figura 5.14. Trazas atributos AVO para la arena M1.

La sección sintética generada a partir de los atributos intercepto y gradiente confirma la variación de la amplitud del evento de interés (M1) con el aumento del offset que se ha venido observando desde un principio en los datos sísmicos WVSP; en esta sección se observa que la arena M1 representa un pico el cual decrece en magnitud a medida que aumenta el offset, (figura 5.15). La respectiva traza de la sección sintética presenta un pico de baja magnitud para el evento de interés (arena M1).

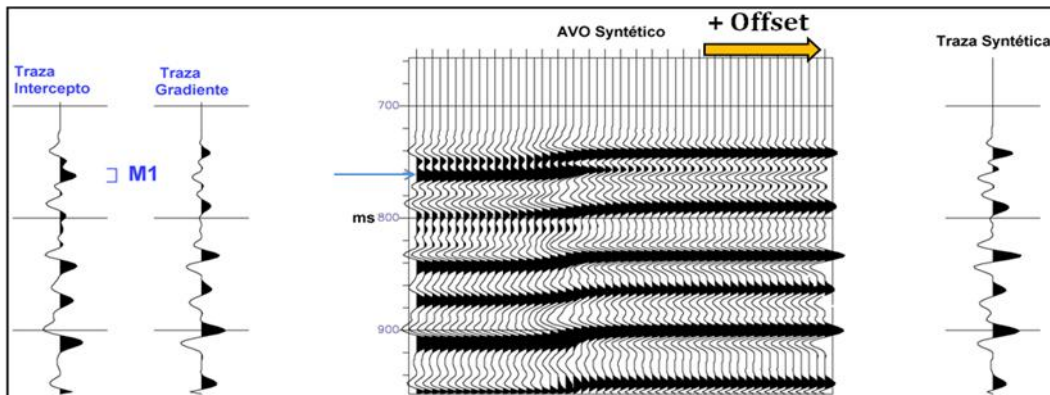


Figura 5.15. Respuesta AVO sintética de la arena M1.

5.6.2 Análisis de atributos AVO para la arena M4

En la figura 5.16 se puede observar que a medida que la fuente se aleja del pozo, hacia el este u oeste, los ángulos de incidencia en la arena M4 aumentan con el incremento de esta distancia entre la fuente y el pozo.

El rango de los ángulos de incidencia hacia el oeste se encuentra entre 3° - 25° aproximadamente, y hacia el este el rango se encuentra entre 2° - 22° aproximadamente.

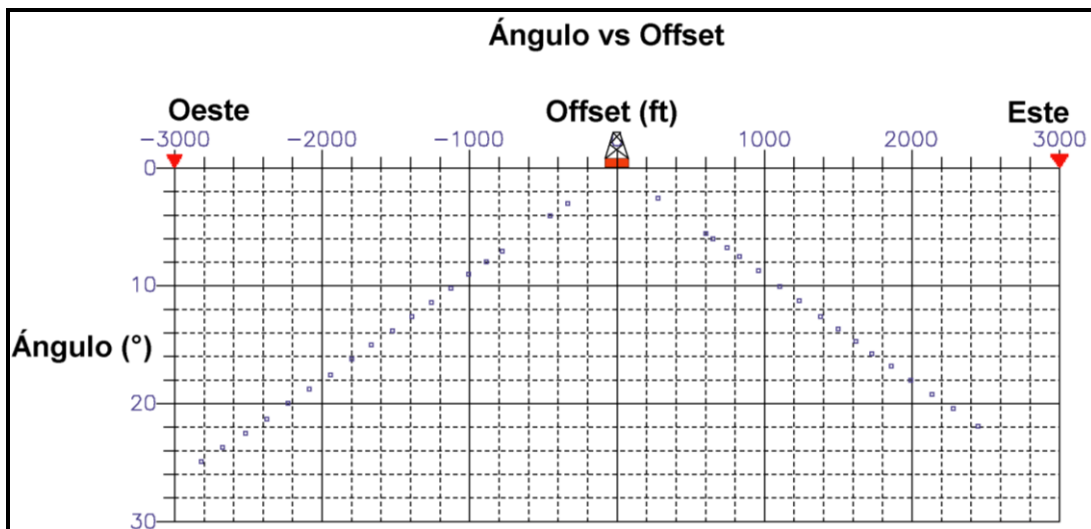


Figura 5.16. Ángulo de incidencia versus el offset para la arena M4.

La arena M4 tiene una amplitud sísmica representada por un valle, el cual disminuye en magnitud con el incremento de la distancia entre la fuente y el pozo (receptor). En la figura 5.17 se muestra el evento de interés (M4) en los datos sísmicos Walkaway VSP, en esta figura se puede observar que en la zona central (offsets cercanos al pozo) la magnitud del valle es más prominente que hacia la zona este y oeste, donde la amplitud sísmica de la arena decrece a medida que aumenta el offset.

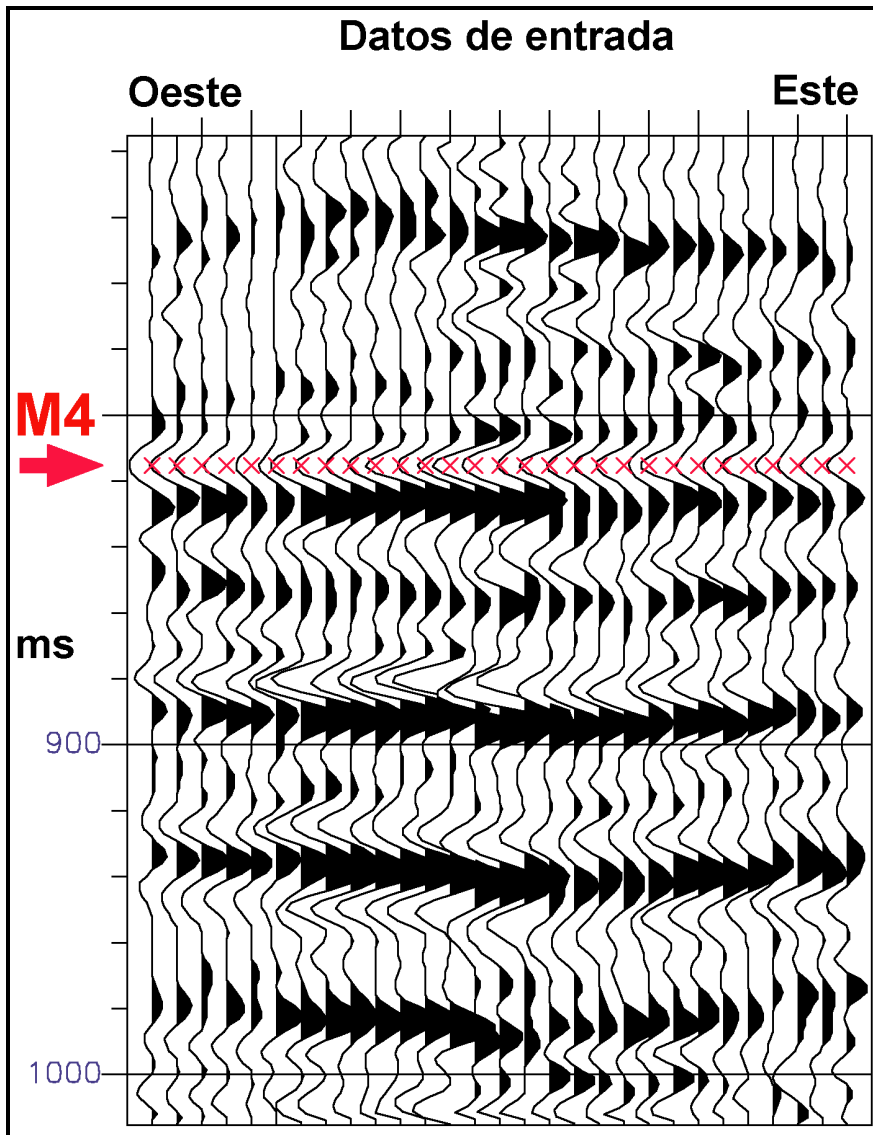


Figura 5.17. Evento de interés (M4) en los datos sísmicos WVSP.

La figura 5.18 presenta cómo varía la amplitud sísmica de la arena M4 con el aumento de la distancia entre la fuente y el receptor (offset); en ésta se presenta los valores de amplitud de los datos sísmicos WVSP (curva roja) y la aproximación de la ecuación de Shuey (curva negra), indicando una buena correlación entre la variación de amplitud de los datos sísmicos con la aproximación de Shuey.

Se puede observar que la amplitud de la arena M4 disminuye con el aumento del ángulo de incidencia, es decir con el incremento del offset; manteniendo una amplitud siempre negativa que varia su magnitud con el offset.

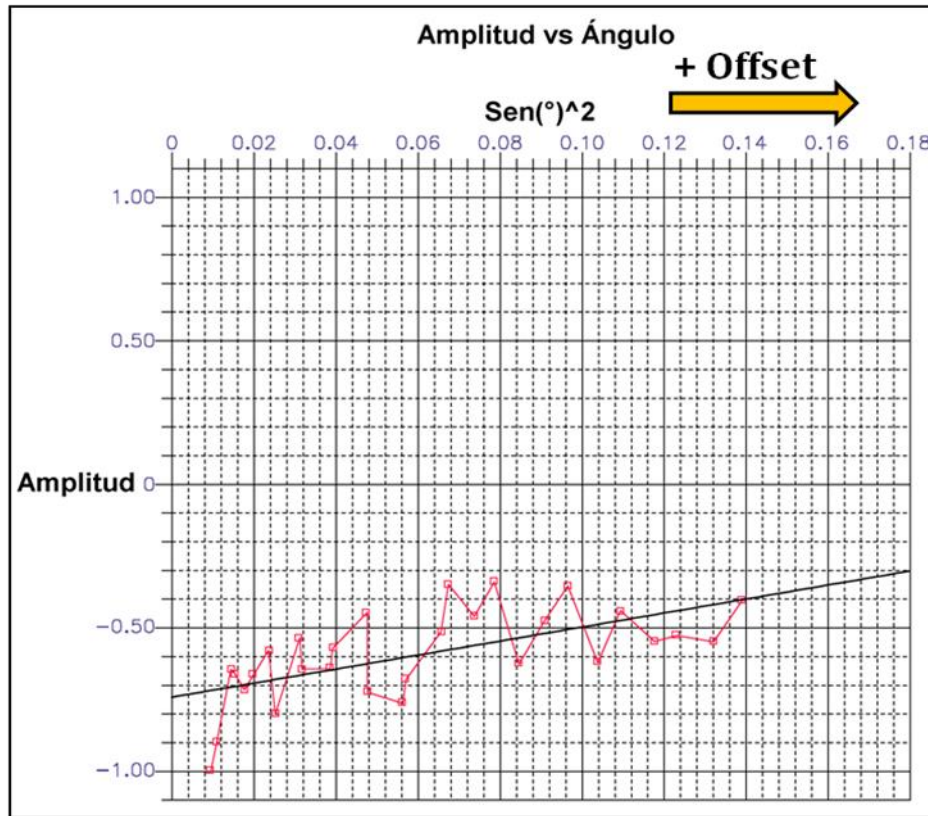


Figura 5.18. Variación de la amplitud del evento M4 con el aumento del ángulo de incidencia (offset).

El crossplot gradiente versus intercepto (figura 5.19) para la arena de interés M4, el intercepto presenta una tendencia negativa y el gradiente presenta una tendencia positiva, esto se confirma al obtener las trazas atributos intercepto y gradiente (ver figura 5.20).

Las muestras del evento M4 (cuadros rosados) inciden dentro del segundo cuadrante entre los grados 135°-165° aproximadamente (figura 5.19), según la clasificación de Young y LoPiccolo (2003) se puede interpretar como una arena consolidada tipo 5.

Concordando con lo expuesto anteriormente de que esta arena representa un valle que decrece en magnitud con el aumento de la distancia fuente-receptor (offset).

El estudio de sedimentología y las descripciones de cortes entre el intervalo de la arena de interés M4, permiten describir el evento como una arenisca de color marrón a beige, consolidada, de granos finos a muy finos, bien ordenados, subredondeada, matriz arcillosa, con volumen de materiales de cuarzo aproximadamente de 30%, un 60% de materiales arcillosos y un 10% de carbón. Esta arena pertenece a diferentes períodos de sedimentación.

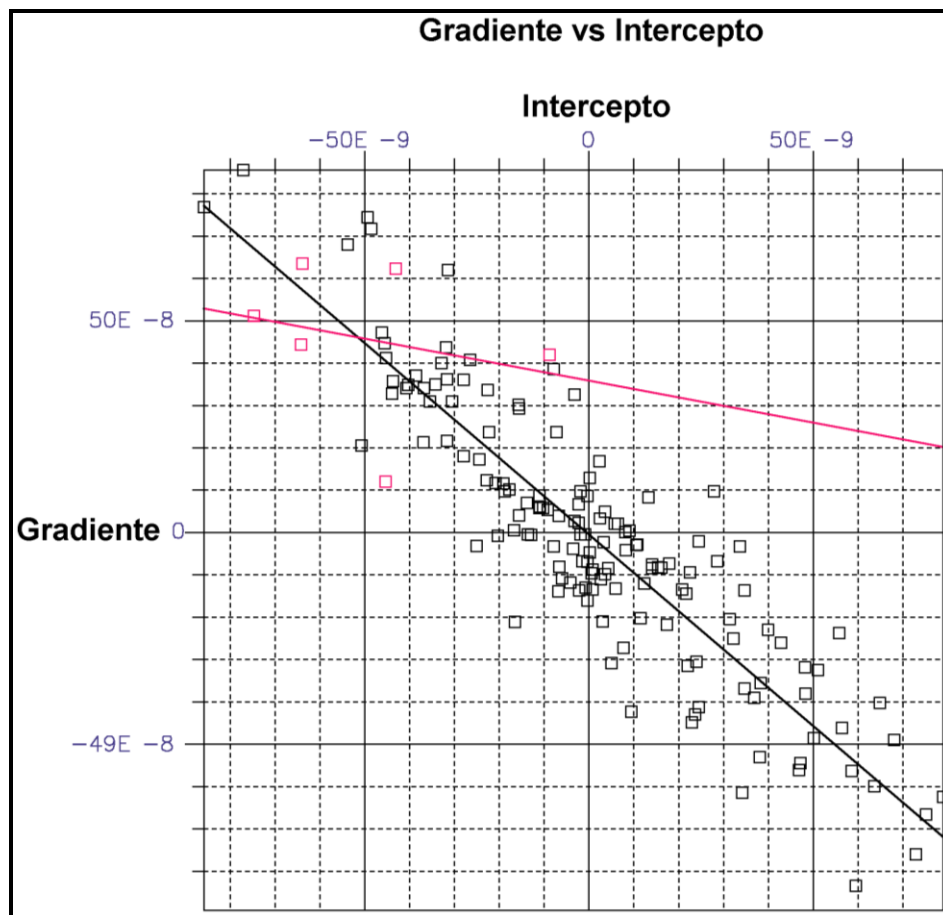


Figura 5.19. Crossplot gradiente versus intercepto para la arena M4.

Como se puede observar en la figura 5.20 las trazas atributos intercepto y gradiente confirman la respuesta obtenida en el crossplot, obteniéndose un intercepto negativo y un gradiente positivo. La traza atributo de coeficiente de correlación expone una respuesta de gran magnitud, lo que indica un buen ajuste de la aproximación lineal de Shuey. La traza atributo gradiente restringido confirma que el intercepto y el gradiente poseen signos opuesto, por lo cual su respuesta es negativa. La relación de Poisson da como respuesta una anomalía positiva. La traza atributo onda S refleja la respuesta de la onda S para el evento, expresando una reflectividad negativa. Por último se tiene que la traza producto muestra el resultado de la multiplicación de los atributos intercepto y gradiente, confirmando que estos poseen signos opuestos.

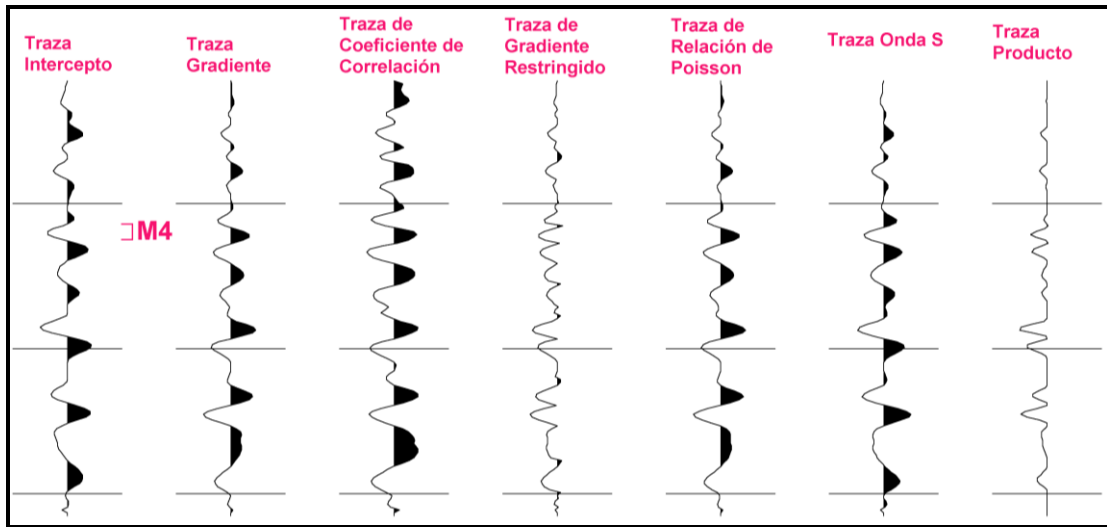


Figura 5.20. Trazas atributos AVO para la arena M4.

La sección sintética generada a partir de los atributos intercepto y gradiente de la arena de interés M4 confirma la variación de la amplitud del evento con el aumento del offset que se ha venido observando en los datos sísmicos WVSP y en los gráficos generados; en esta sección se observa que la arena M4 representa un valle el cual disminuye en magnitud a medida que aumenta el offset, sin embargo esta disminución no es magna (figura 5.21). La respectiva traza apilada de la sección sintética presenta un valle en el evento de interés (arena M4).

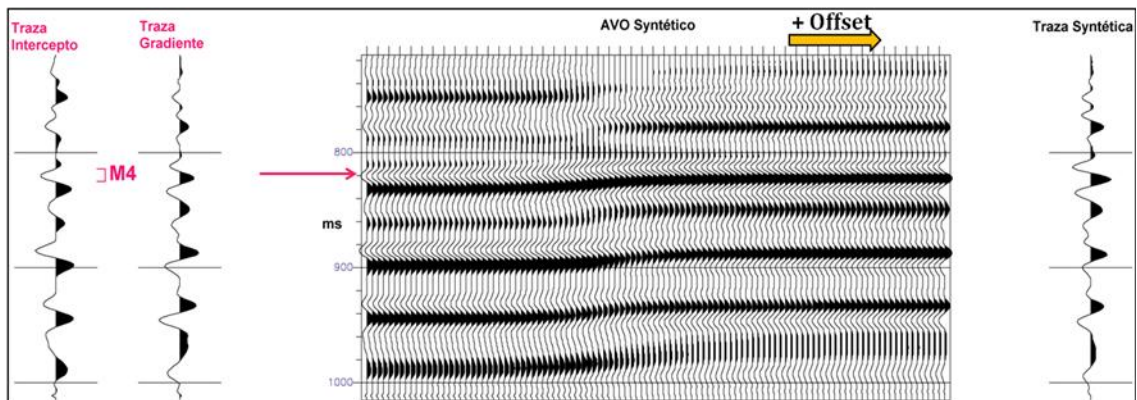


Figura 5.21. Respuesta AVO sintética de la arena M4.

5.7 Comparación entre los atributos AVO generados de los datos WVSP y los atributos AVO generados de los datos de la sísmica de superficie

El estudio AVO desarrollado con los datos de la sísmica de superficie fue realizado sobre la línea 2D MV-49-I01 para los pozos C-14 y C-15 (figura 5.22), pero solo en el pozo C-14 generaron atributos AVO para la arena de interés M1.

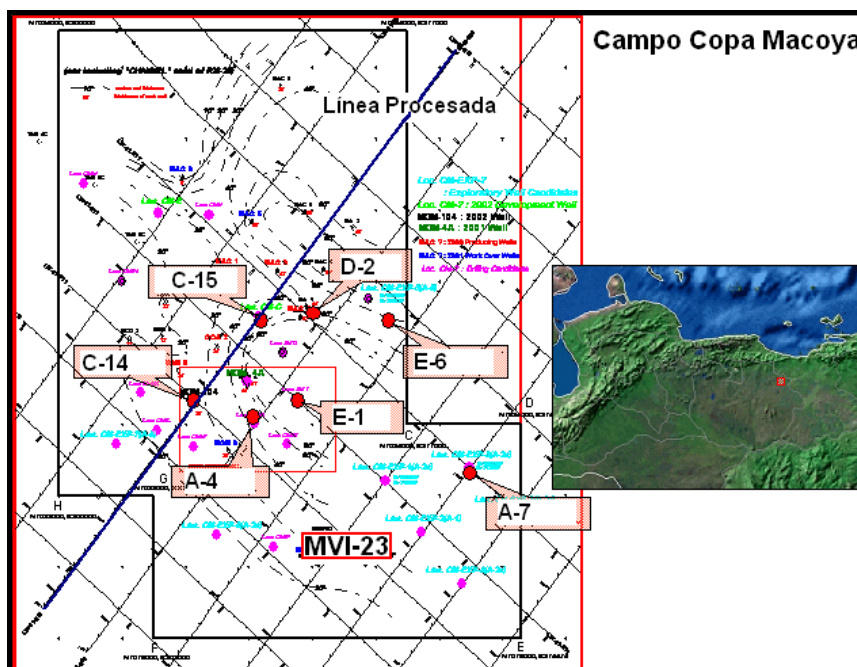


Figura 5.22. Ubicación de la línea 2D MV-49-I01 y los pozos C-14, C-15.

El modelo AVO sintético para la arena M1 generado con los registros sísmicos y densidad del pozo C-14, proporcionó una traza intercepto con repuesta positiva (traza azul turquesa) y una traza gradiente con respuesta negativa (traza morada) para el evento de interés (M1). En la figura 5.23 se puede observar el modelo AVO sintético a nivel de la arena M1 (línea azul), la sección sintética generada presenta una amplitud positiva que cambia su polaridad con el incremento del offset, esto se muestra también en la gráfica coeficiente de reflexión versus el ángulo de incidencia (curva azul con cuadros marrones). Definiendo así a la arena de interés M1 como una arena tipo 1.

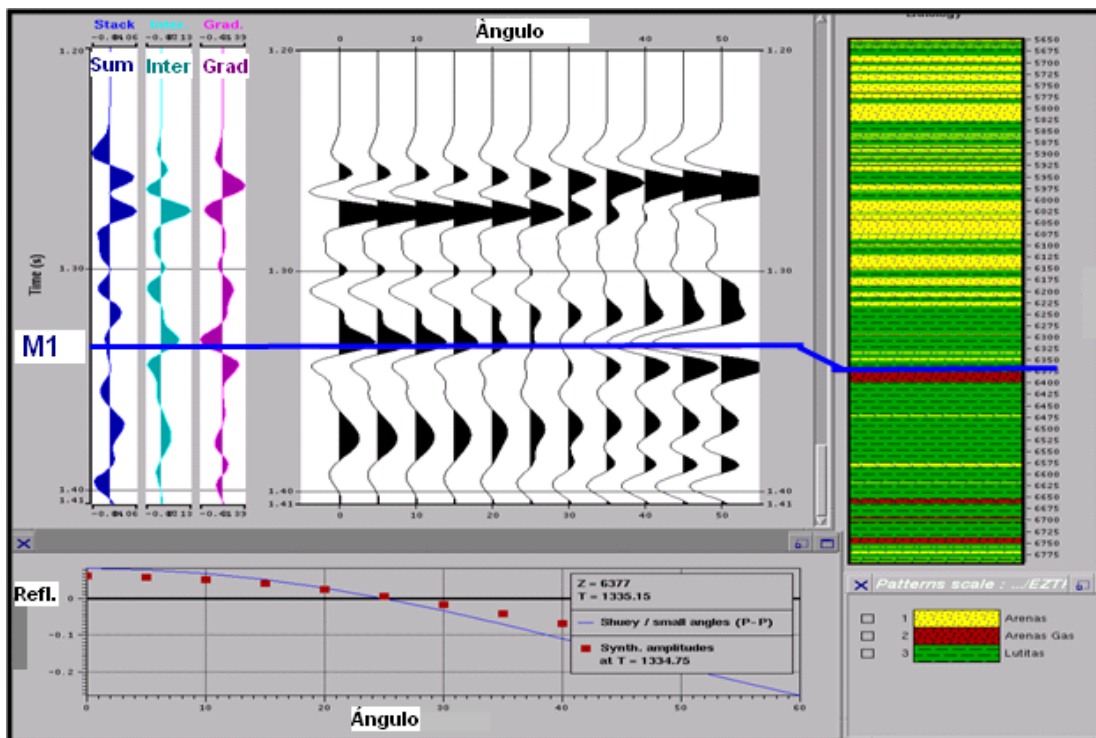


Figura 5.23. Modelo AVO sintético del pozo C-14 a nivel de la arena M1.

A pesar que el estudio AVO para la arena M1 con los datos *Walkaway VSP* dio como resultado un intercepto positivo y un gradiente negativo (figura 5.14) igual que en el modelo AVO sintético del pozo C-14, esta arena fue definida como una arena tipo -1, ya que con la ayuda del crossplot Gradiente vs Intercepto (figura 5.13) se pudo

discernir si las muestras en el intervalo de la arena M1 incidían entre los grados 285°-315° (arena tipo 1) ó entre los grados 315°-345° (arena tipo -1), clasificándola así según Young y LoPiccolo (2003) como una arena tipo -1. Por otra parte, se pudo observar tanto en los datos *Walkaway VSP* (figura 5.10 y 5.11) como en la sección sintética AVO (figura 5.15) que la amplitud de la arena M1 disminuía con el aumento del offset hacia la zona oeste, pero ésta nunca llegó a cambiar su polaridad a diferencia del modelo sintético del pozo C-14.

Dos atributos AVO se generaron con los datos de la sísmica de superficie en el pozo C-14, el atributo producto I^*G (figura 5.24) y el atributo factor de fluido (figura 5.25), en los cuales no se observó ningún tipo de anomalías significativas en las diferentes secciones, debido a la clasificación de la arena tipo 1. Esto se debe también a que el estudio está limitado por la calidad de los datos sísmicos de superficie.

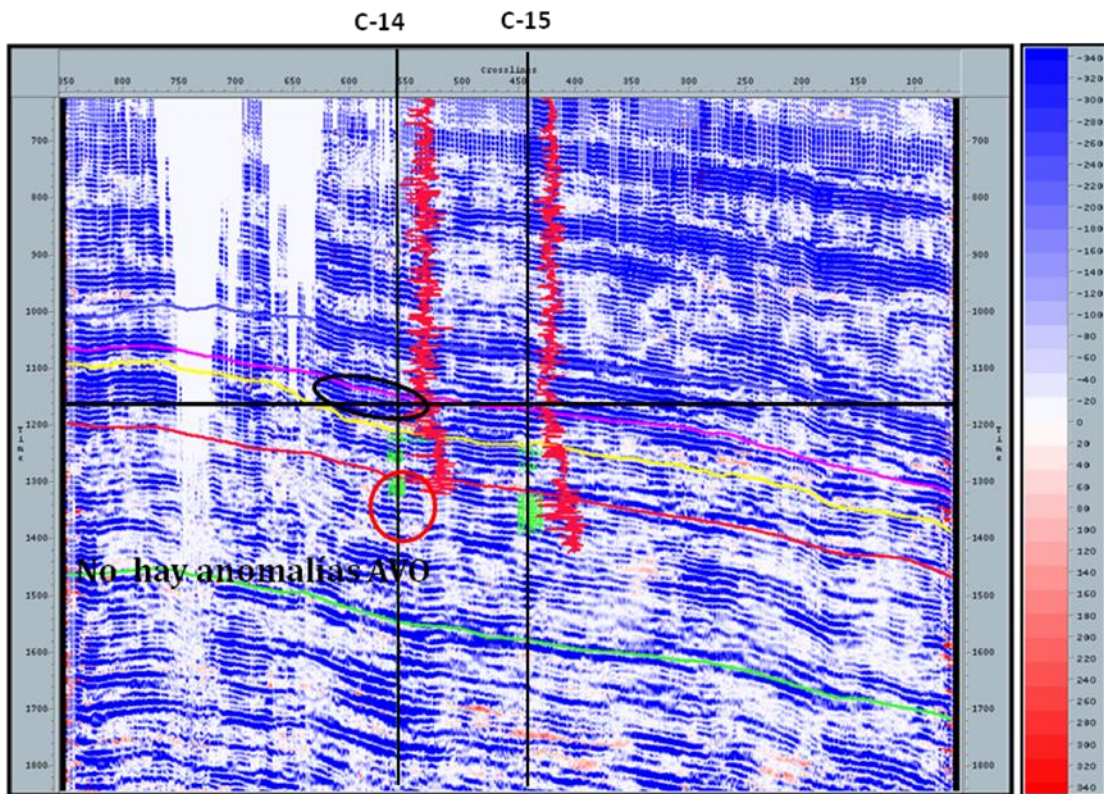


Figura 5.24. Atributo producto I^*G generado de los datos sísmicos de superficie.

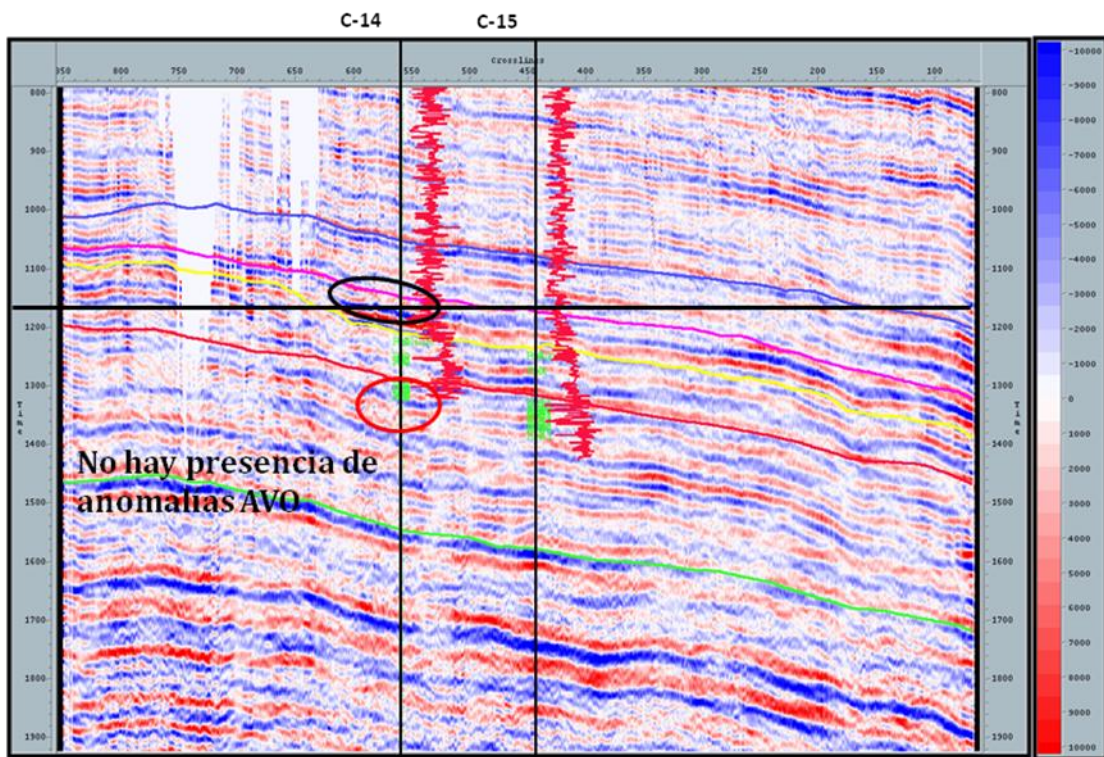


Figura 5.25. Atributo factor de fluido generado de los datos sísmicos de superficie.

A diferencia de los atributos AVO generados con los datos de la sísmica de superficie, las trazas atributos AVO generadas con los datos “Walkaway VSP” (figura 5.14) permitieron confirmar el estudio AVO que se venía desarrollando para la arena de interés M1, corroborando el comportamiento de la amplitud de la arena a medida que se incrementaba el offset, sobre todo hacia la zona oeste. En la sección 5.6.1 se encuentra la descripción para cada traza atributo a nivel de la arena M1.

5.8 Modelado AVO

Como se informó en la sección 4.4 por razones de disponibilidad de información el modelado AVO se realizó solo para la arena de interés M4.

5.8.1 Sistema Agua-Petróleo

En la figura 5.26 se observa que a medida que disminuye la saturación de agua (S_w) la amplitud se reduce progresivamente hasta que se encuentra a $S_w=0\%$ con amplitud negativa, obteniéndose un modelo de respuesta de los puntos brillantes (tipo 3, según Young y LoPiccolo, *op. cit.*), de coeficiente de reflexión cada vez más negativo con el aumento del offset (ángulo de incidencia).

Para $S_w=75\%$ y 100% se tiene una respuesta AVO de arenas tipo 1 (Young y LoPiccolo, *op. cit.*), las cuales poseen alta impedancia acústica. Este tipo de arenas presentan un coeficiente de reflexión positivo que cambia su polaridad con el incremento del offset; típico de areniscas de compactación alta a moderada.

La curva de $S_w=50\%$ presenta una respuesta prototipo de arenas tipo 2 (Young y LoPiccolo, *op. cit.*), con valor de impedancia casi o igual a cero en incidencia normal, su amplitud varía con el aumento del offset presentando una respuesta cada vez más negativa.

Para $S_w=25\%$ y 0% , se obtuvo una respuesta de amplitud negativa que incrementa su magnitud a medida que aumenta el offset. Las arenas tipo 3 exhiben este tipo de respuesta (Young y LoPiccolo, *op. cit.*). Dichas arenas poseen un valor de impedancia menor que el medio que las rodea, típica respuesta de los puntos brillantes.

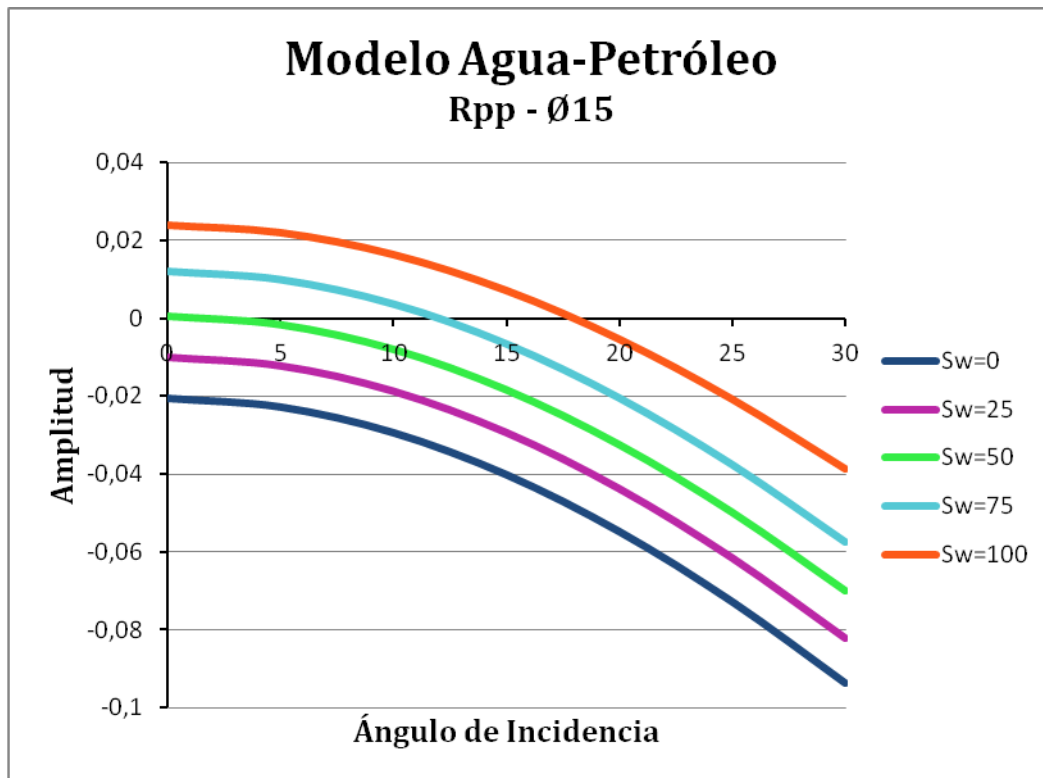


Figura 5.26. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 15% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad V_p .

En las figuras 5.26, 5.27 y 5.28, se observa que a medida que aumenta la porosidad (\emptyset) se incrementa la magnitud de la amplitud para los dos tipos de fluidos (este comportamiento se observa en todas las curvas); es decir mientras más espacio poroso haya, mayor contenido del tipo de fluido por lo cual aumentan las amplitudes de sus respuestas. Ejemplo: a $Sw=100\%$ en $\emptyset=15\%$ la amplitud en incidencia normal es alrededor de 0.025, mientras que a $\emptyset=25\%$ la amplitud en incidencia normal es de 0.036 aproximadamente.

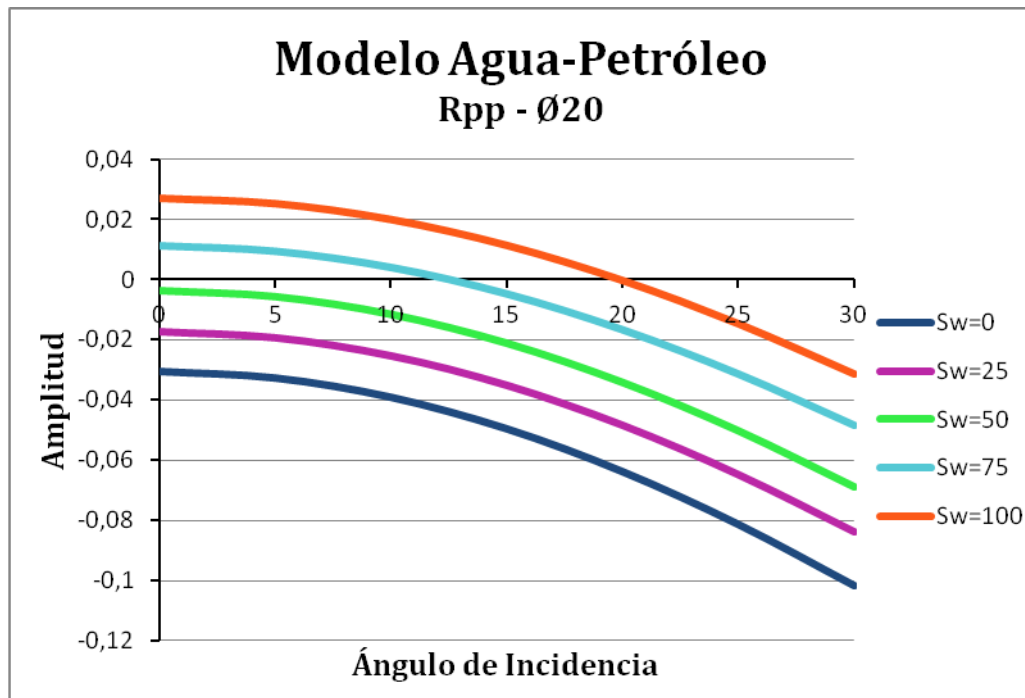


Figura 5.27. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 20% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad Vp.

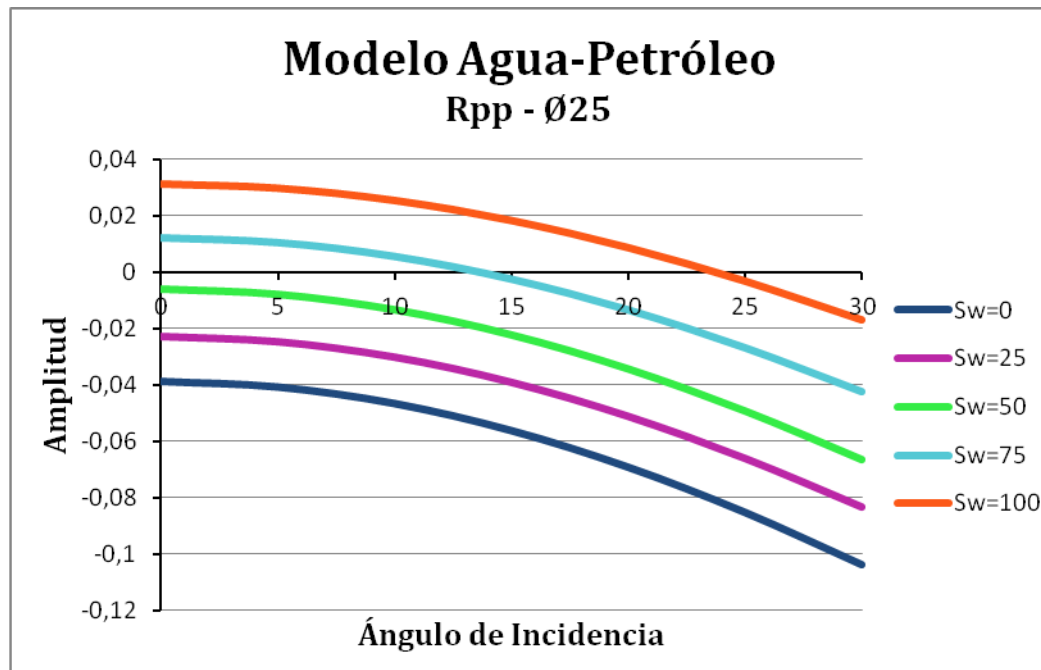


Figura 5.28. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 25% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad Vp.

En las figuras 5.29, 5.30 y 5.31 se presentan las respuestas de reflectividad para la velocidad de onda s (V_s), en estas se observa que el comportamiento de las curvas es muy similar; la tendencia de las curvas a distintas saturaciones (S_w) no es significativamente variable, es decir no se podría discernir entre una respuesta con $S_w=75\%$ y una respuesta con $S_w=50\%$, debido a que el comportamiento es muy parejo. Sólo para $S_w=0\%$ se presenta un pequeño cambio de amplitud a gran offset, sin embargo el comportamiento de esta curva se podría confundir con una respuesta de amplitud a $S_w=25\%$.

Se puede observar que a medida que aumenta la porosidad (figura 5.31), sólo se presenta un pequeño cambio a $S_w=0\%$, donde varía un poco la polaridad de la amplitud a medida que incrementa el offset, sin embargo este comportamiento no es disímil al comportamiento de la curva con $S_w=25\%$.

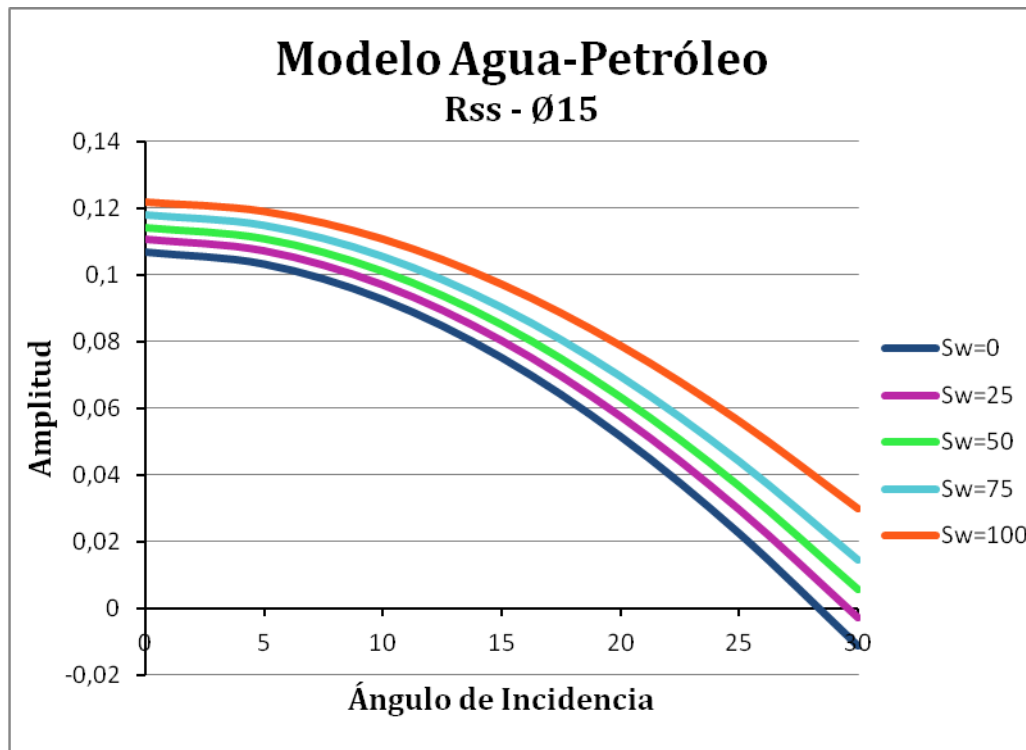


Figura 5.29. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 15% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad V_s .

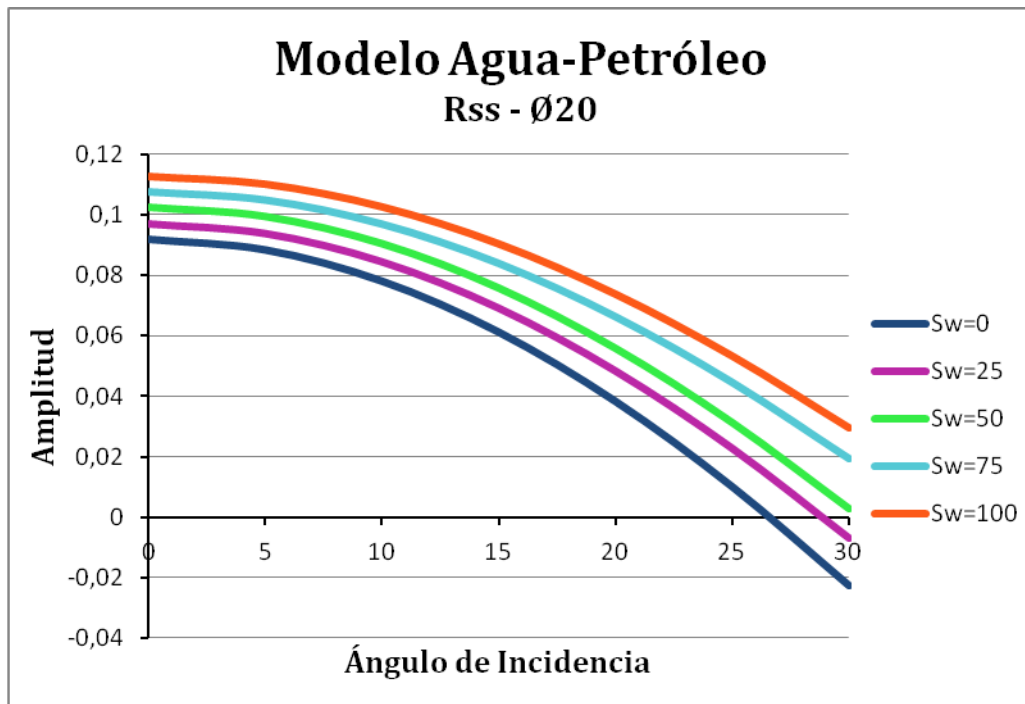


Figura 5.30. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 20% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad Vs.

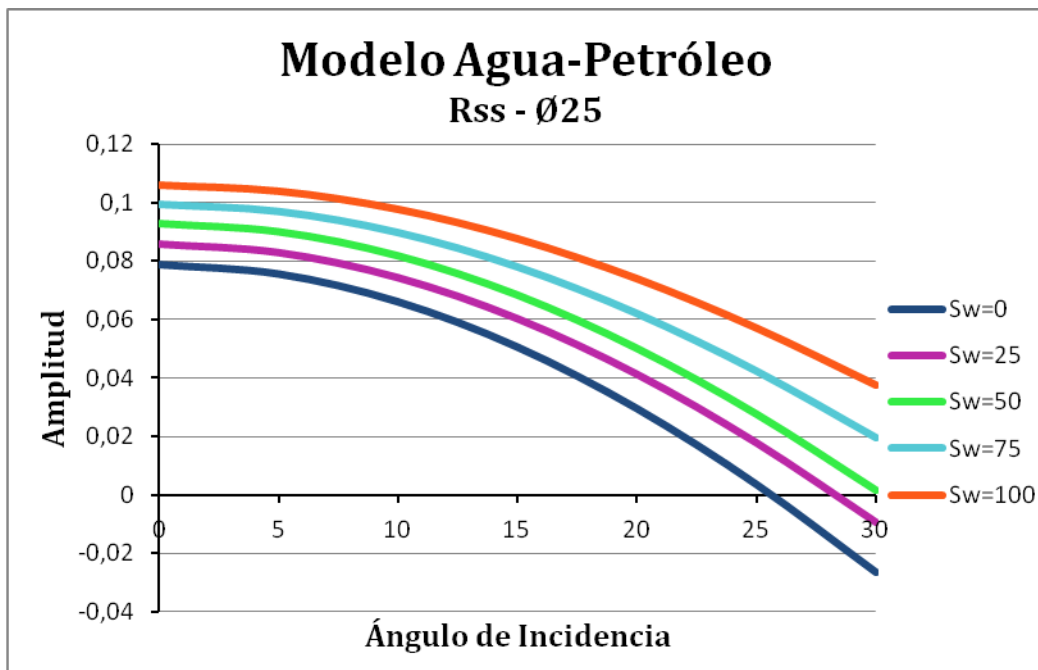


Figura 5.31. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 25% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad Vs.

5.8.2 Sistema Agua-Gas

Se observa que a diferencia del sistema agua-petróleo, el sistema agua-gas produce variaciones de amplitud con el offset más significativas. La presencia de gas en el medio poroso enfatiza mucho más las respuestas AVO que el contenido de petróleo, (figura 5.32).

A medida que disminuye la S_w , la amplitud de las curvas se acentúa mucho más, generando una respuesta cada vez más negativa con mayor contenido de gas y mayor offset.

Con un aumento del 5% de la porosidad, incrementando a su vez el contenido del gas en el espacio poroso, se puede observar el aumento de amplitud en las distintas curvas con saturación de agua menor a 100%; con solo ver la curva de $S_w=50\%$ se aprecia el crecimiento en magnitud de la amplitud, (figura 5.33).

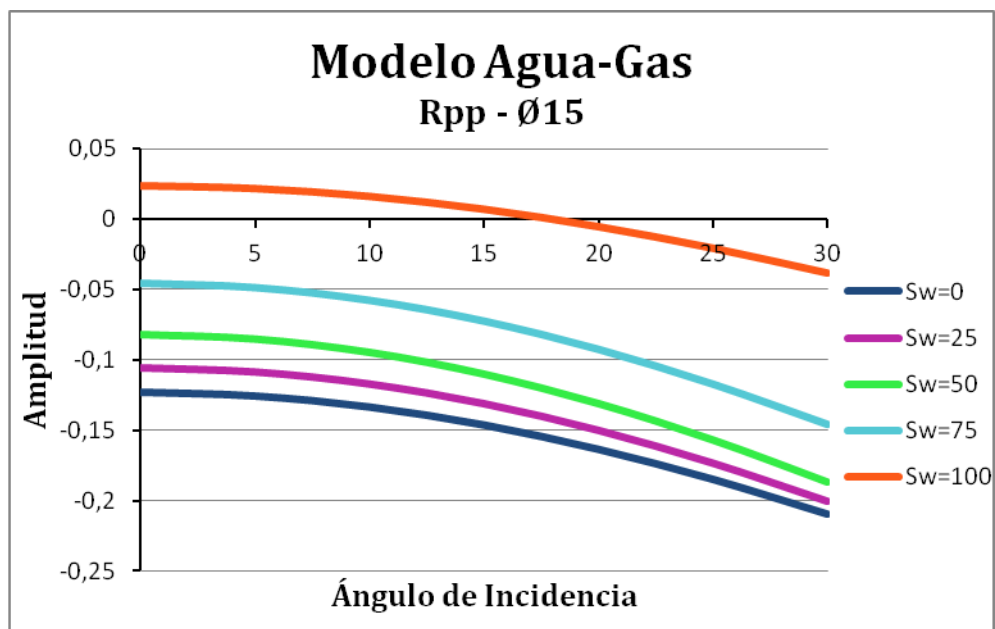


Figura 5.32. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 15% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad V_p .

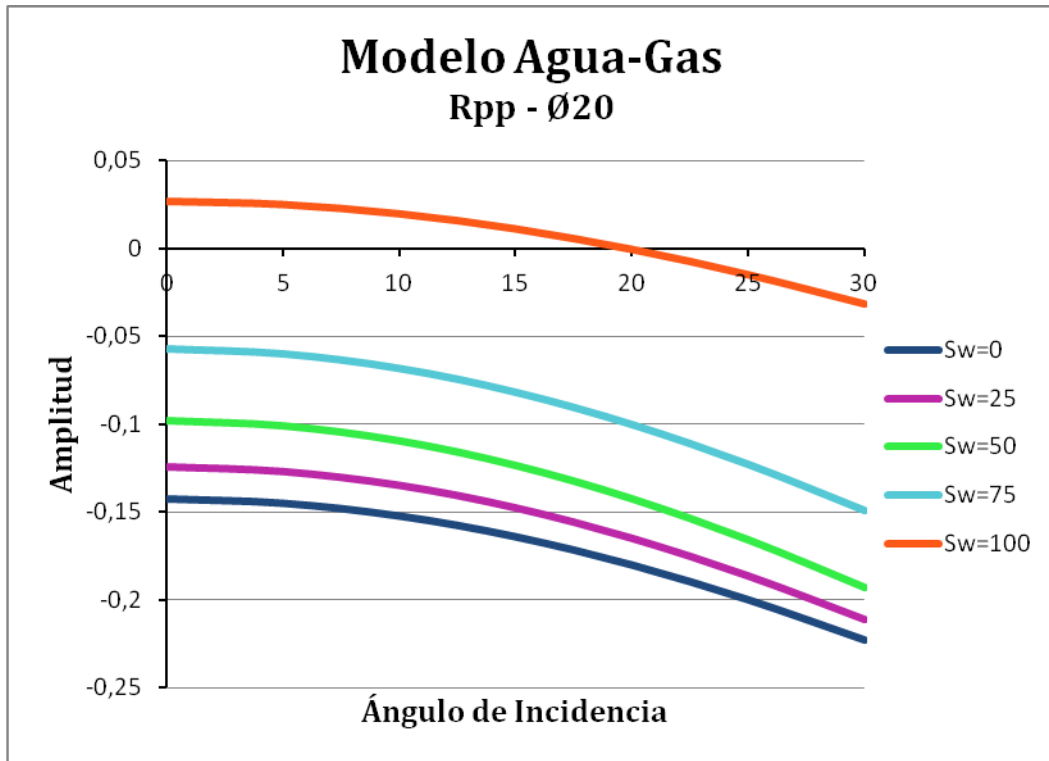


Figura 5.33. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 20% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad V_p .

A medida que aumenta la porosidad (\emptyset), mayor influencia de los tipos de fluido en la respuesta AVO. Se puede observar que la amplitud de reflexión a $Sw=100\%$ retrasa el cambio de polaridad con el aumento de la porosidad; a $\emptyset=15\%$ el cambio de polaridad para $Sw=100\%$ ocurría en un ángulo de incidencia aproximadamente de 16° (figura 5.32), mientras que a $\emptyset=25\%$ (figura 5.34) el cambio de polaridad de la amplitud para $Sw=100\%$ se presenta a 24° aproximadamente. En las curvas con saturación de agua entre 0% y 75%, la respuesta de amplitud con el aumento del offset se acrecentó con el incremento de la porosidad, (figura 5.34).

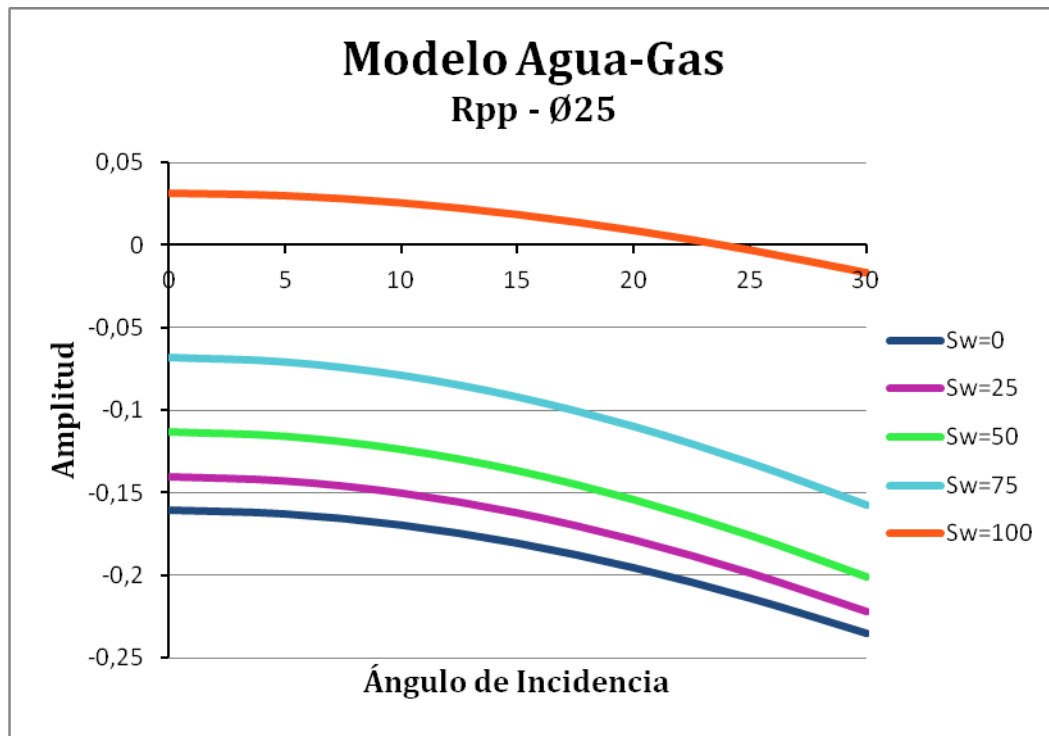


Figura 5.34 Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 25% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad Vp.

Las respuestas de reflectividad para la velocidad de onda s (Vs) en el sistema agua-gas se presentan en las figuras 5.35, 5.36 y 5.37. En estas se aprecia que a incidencia normal todas las curvas parte con un valor de amplitud muy parejo pero con la disminución de la Sw la respuesta de amplitud tiene cambios significativos de polaridad con el aumento del offset (a diferencia del petróleo), sin embargo la tendencia de las curvas para Sw=0%, 25% y 50% es muy similar, por lo que no se podría discernir bien el tipo de respuesta en cuanto a Sw entre 0% y 50%. A diferencia de las respuestas de reflectividad Vs para el petróleo, las respuestas de amplitud de reflexión con la presencia de gas son más representativas.

A medida que aumenta la porosidad la amplitud de reflexión para Sw entre 0%-75% cambia su polaridad más rápido con el incremento del offset, sin embargo el comportamiento de estas curvas a dichas saturaciones de agua es muy parecido;

mientras que para $S_w=100\%$ la amplitud de reflexión aumenta su magnitud con el incremento del offset.

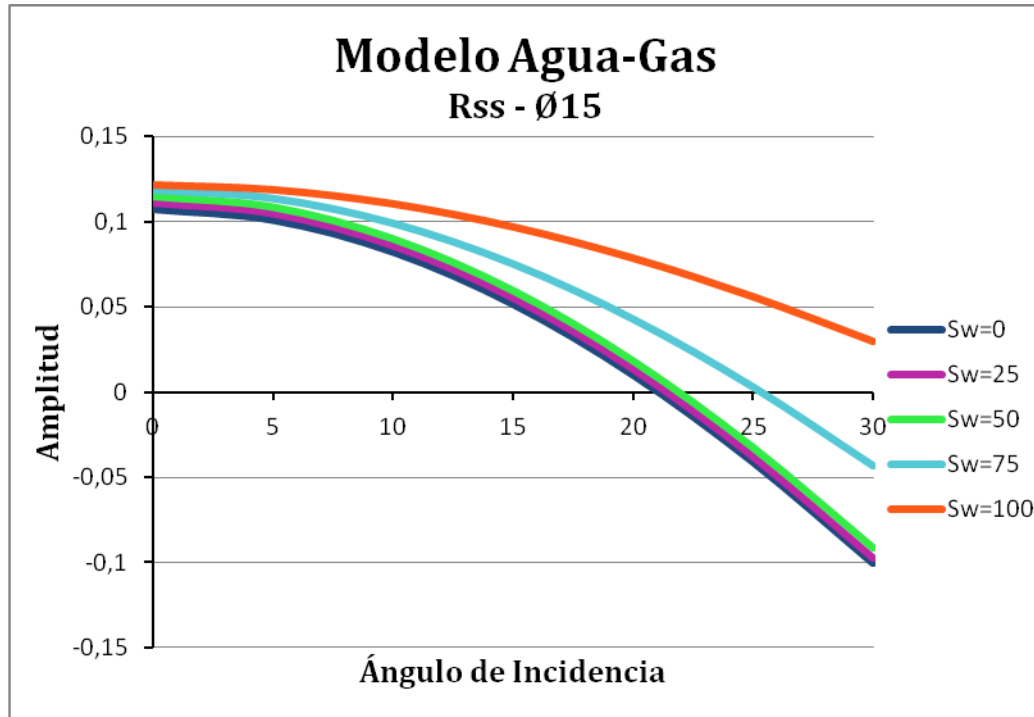


Figura 5.35. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 15% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad Vs.

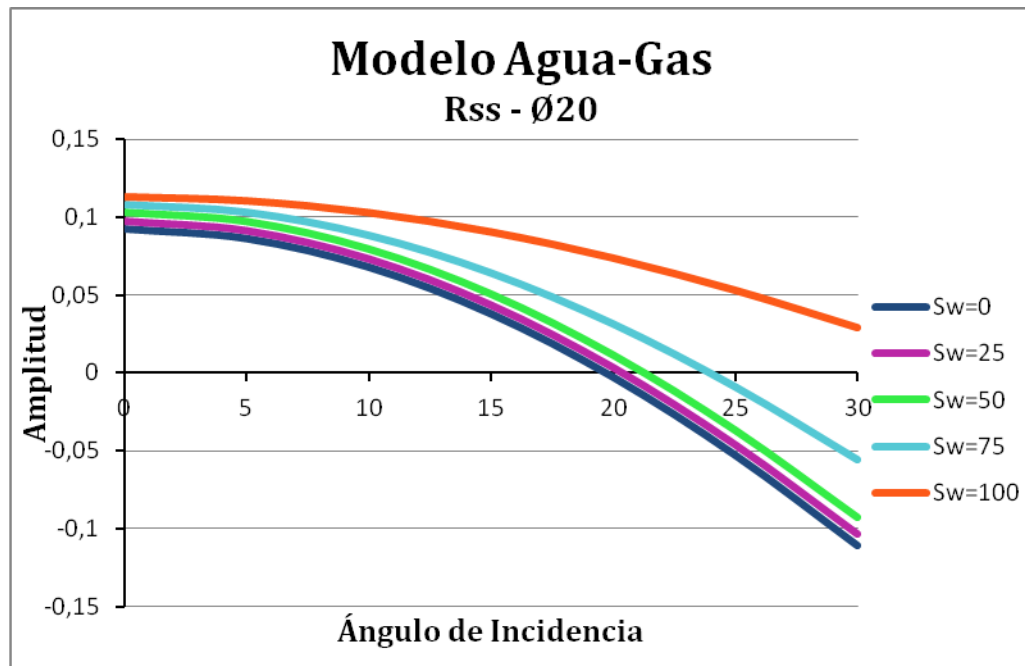


Figura 5.36. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 20% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad Vs.

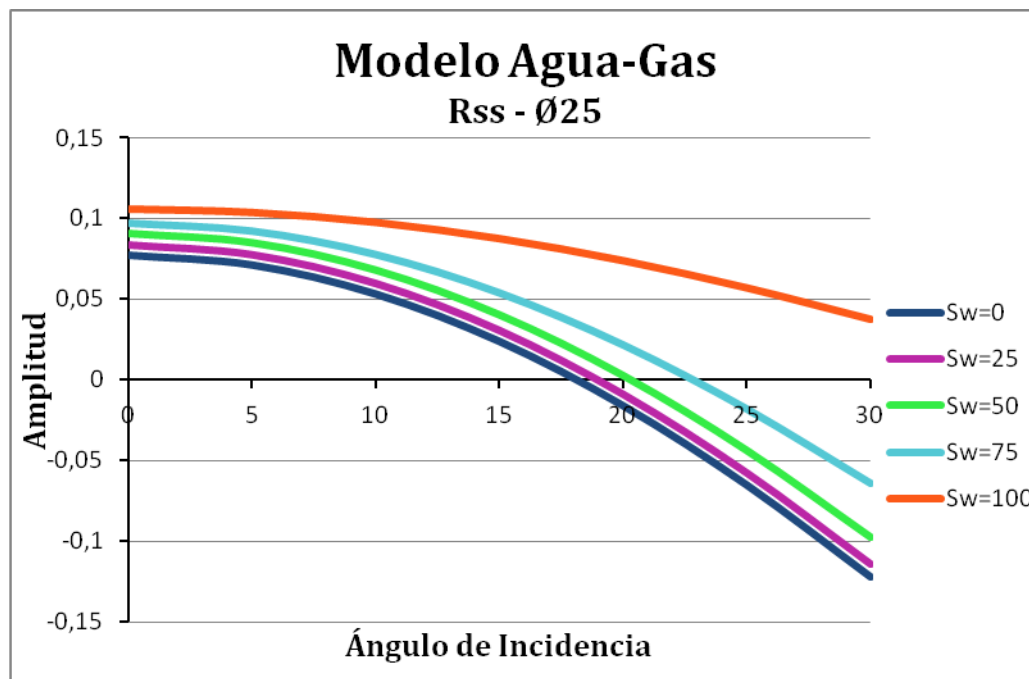


Figura 5.37. Variación de la amplitud con el ángulo de incidencia, a porosidad 25% y saturación de agua entre 0-100%, respuesta de reflectividad Vs.

Integrando los resultados obtenidos de los estudios AVO con distintos tipos de datos (WVSP y datos PVT) y el estudio de inversión elástica realizado en el yacimiento de interés M4 se tiene:

El resultado obtenido del estudio AVO realizado con los datos provenientes del “Walkaway VSP” proporcionó una clasificación para la arena M4 como tipo 5 (Young y LoPiccolo, *op. cit.*), teniendo en cuenta que este estudio se llevo a cabo a pesar que la arena M4 se encontraba a 460ft por debajo del último receptor (como se informó en la sección 4.3). La arena M4 se clasificó como tipo 5 debido a que posee una respuesta de amplitud negativa que disminuye en magnitud con el aumento del offset (figura 5.38), esto se encuentra detallado en la sección 5.6.2.

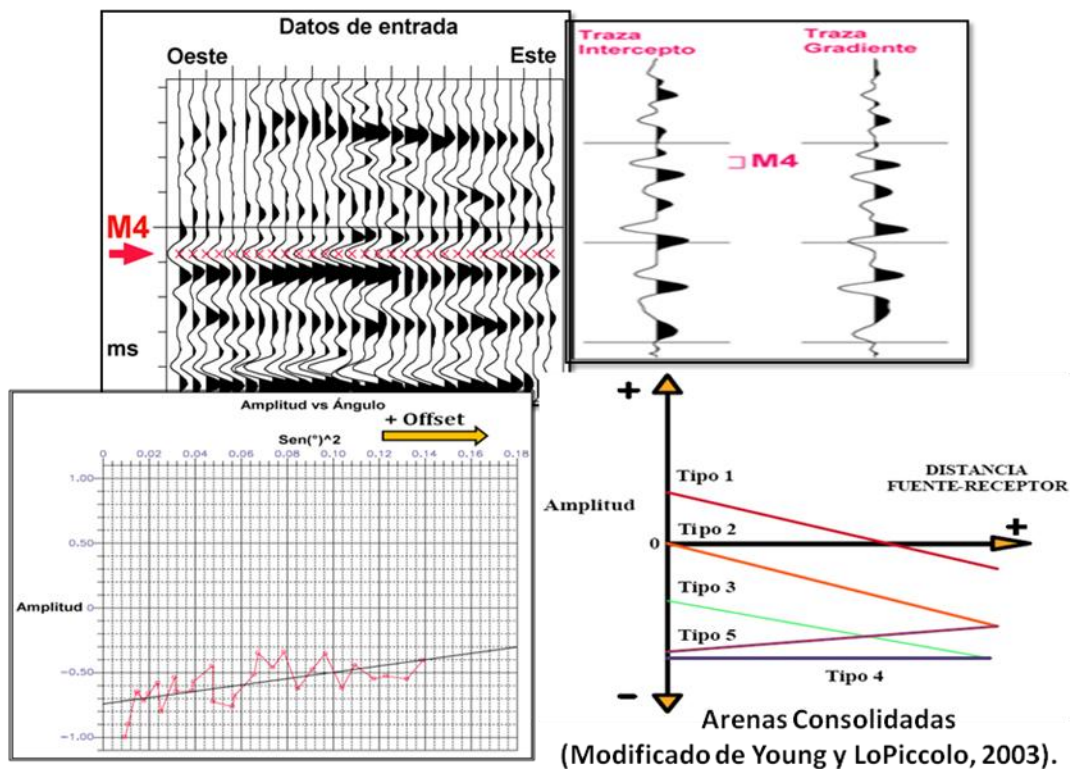


Figura 5.38. Resumen gráfico del proceso de clasificación para la arena M4.

El estudio de inversión elástica fue realizado en una línea sísmica arbitraria a la cual se le aplicó distintos filtros de frecuencia y se generaron trazas sintéticas a ángulos de

incidencia de 10°, 15° y 20°. Para todas las trazas sintéticas a 10 grados de incidencia se observa que el evento de interés (arena M4) tiene como respuesta un valle (amplitud negativa) tanto en la sísmica como en las distintas trazas generadas a diferentes bandas de frecuencia, esta respuesta cambia en las trazas de 15° donde el evento comienza a incidir en el inicio de un pico (amplitud positiva) y a 20 grados de incidencia el evento proporciona una respuesta de amplitud positiva (figura 5.39).

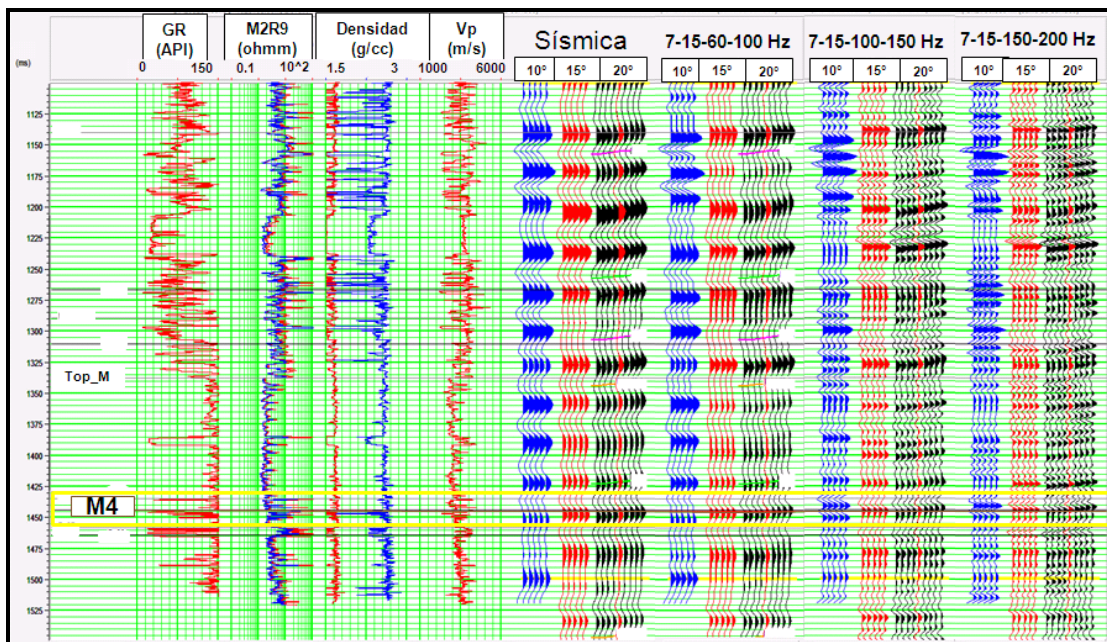


Figura 5.39. Trazas sintéticas generadas del estudio de inversión elástica.

Por lo cual en este estudio de inversión elástica se puede decir que a medida que aumenta el ángulo de incidencia la respuesta de amplitud negativa de la arena M4 disminuye en magnitud progresivamente hasta cambiar su polaridad, concordando con el resultado de la respuesta AVO obtenida con los datos “Walkaway VSP” donde se definió una arena tipo 5 la cual tiene de respuesta un valle (amplitud negativa) que disminuye gradualmente con el aumento del offset, pero en dicho estudio la respuesta de amplitud negativa de la arena M4 no llega a cambiar su polaridad.

Con respecto al modelado AVO no se logra coincidir un vínculo específico entre estos resultados, los resultados del estudio AVO con datos WVSP y el estudio de inversión elástica. Esto puede ser debido a distintos factores. Primero, el modelado AVO se realizó con pruebas PVT de un pozo equivalente (MVI-12) al pozo en estudio (MVI-23), el cual se encuentra a 3053 m de distancia aproximadamente del pozo MVI-23 (figura 5.40), lo cual pudo haber interferido en la evaluación del yacimiento. Segundo, tanto el modelado como los estudios AVO se realizaron con datos que poseen distintas resoluciones, lo cual puede estar causando interferencia clave para poder realizar algún tipo de correlación. Tercero, la arena M4 perteneciente a la formación Roblecito posee un espesor de 23 ft aproximadamente entre los cuales 6 ft corresponde a una capa de lutita que se encuentra incrustada en dicha arena, lo cual puede estar afectando la respuesta sísmica AVO de esta arena.

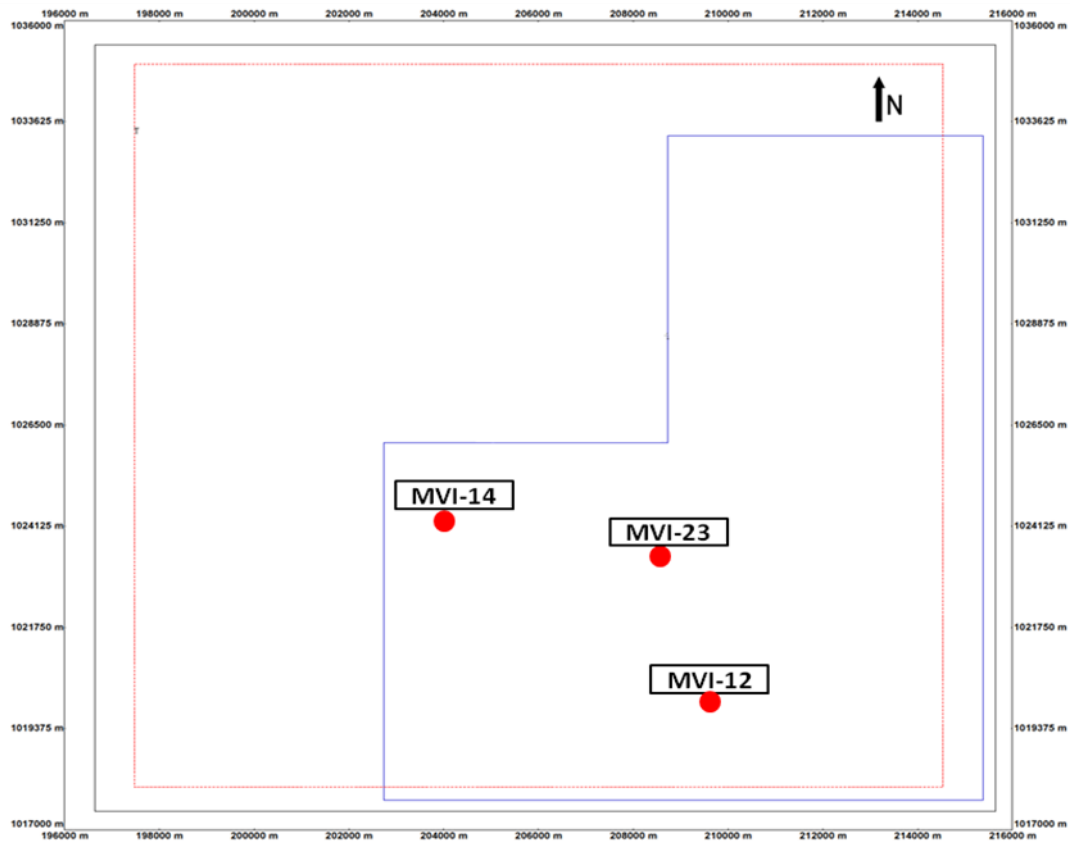


Figura 5.40. Ubicación de los pozos.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Manteniendo el espectro de frecuencia de los datos “*Cero Offset VSP*” y aplicando filtros de mediana de menor cantidad de puntos se logra obtener una traza apila con eventos bien definidos y menos distorsionados. Un operador de deconvolución de menor longitud permite un mejor colapso de los múltiples, limpiando los datos de las llegadas innecesarias.

Utilizando la menor cantidad de filtros, una apertura de migración que se corresponda con las pendientes presentes en el entorno geológico y un valor pequeño de muestreo en profundidad, permite mejorar la calidad de imagen sísmica de datos “*Walkaway VSP*”.

Una buena correlación entre los datos sísmicos de superficie con los datos sísmicos de pozo, tomando en cuenta las superficies presentes en la zona y los eventos de interés demuestra buena calidad del dato sísmico, provocando que los eventos se correspondan entre sí.

Los atributos AVO generados con datos sísmicos “*Walkaway VSP*” permiten realizar una mejor clasificación de las arenas de interés, debido a que estos tipos de datos poseen alta resolución, a diferencia de los datos sísmicos de superficie que tienen baja resolución.

El crossplot Gradiente versus Intercepto junto con las trazas atributos permitieron definir de manera precisa los tipos de arenas presentes en este estudio. Junto con el estudio de sedimentología se logró realizar una descripción detallada de cada tipo de arena.

La arena de interés M1 presenta una amplitud positiva que disminuye con el aumento del offset hacia la zona oeste, esta arena se clasifica como tipo -1 (Young y LoPiccolo, 2003), arena no consolidada de color beige a marrón, con granos finos, moderadamente ordenada y de matriz arcillosa.

La arena de interés M4 tiene una respuesta de amplitud negativa que disminuye en magnitud con el aumento del offset, esta arena se clasifica como tipo 5, según la clasificación de Young y LoPiccolo (2003) estas arenas poseen parte del dominio de las arenas tipo 4, las cuales suelen describir a una arena porosa que se encuentra infrayacente a una capa de lutita consolidada, esto concuerda con la información geológica de la formación Roblecito donde indica que esta formación es de carácter altamente lutítico con algunas capas delgadas de areniscas.

La arena M4 presenta un color marrón a beige, consolidada, de granos finos a muy finos, bien ordenados, subredondeada con matriz arcillosa. Esta arena presenta un 30% de materiales de cuarzo aproximadamente, un 60% de materiales arcillosos y un 10% de carbón.

Los atributos AVO generados con los datos sísmicos de superficie no presentaron ningún tipo de anomalía para la arena de interés M1, sin embargo el modelo sintético elaborado en el pozo C-14 permitió corroborar la clasificación de la arena junto con los análisis de los atributos provenientes de los datos WVSP.

El modelado AVO para el sistema agua-petróleo presento variaciones representativas en las respuestas de reflectividad de la velocidad de onda P, sin embargo para las reflectividades de la velocidad de onda S no se observó un comportamiento característico entre las curvas a diferentes saturaciones de agua.

La amplitud de las reflectividades de onda P en un sistema agua-petróleo se acentúa a medida que aumenta la porosidad e incrementa la distancia fuente-receptor (offset).

El modelo en dicho sistema presentó para la reflectividad de onda P variaciones con la saturación de agua, donde a medida que disminuye la saturación de agua se obtiene una respuesta típica de puntos brillantes.

La presencia de gas en un medio poroso enfatiza las respuestas sísmicas AVO, donde con la disminución de la saturación de agua la amplitud se hace cada vez más negativa con el incremento de la distancia fuente-receptor.

En el sistema agua-gas se obtiene diferentes respuestas de reflectividades para la velocidad de onda P a medida que aumenta la porosidad y disminuye la saturación de agua, sin embargo para las reflectividades de onda S no se puede discernir el tipo de respuesta entre un rango de saturación de agua (0-50%).

A diferencia del sistema agua-petróleo, las reflectividades de onda S en el sistema agua-gas tienen respuestas particulares a medida que incrementa la distancia fuente-receptor, disminuye la saturación de agua y aumenta la porosidad.

Para ambos sistema existe una evidente influencia de la porosidad sobre las amplitudes; a medida que la porosidad se incrementa la respuesta de cada amplitud aumenta en magnitud, esto se presenta significativamente para las velocidades de onda P, sin embargo para las Vs no se presentó gran influencia de este parámetro.

Es de gran importancia el uso de datos PVT en el análisis sísmico, ya que estos permiten obtener propiedades substanciales de los yacimientos.

La inversión elástica realizada en la arena M4 proporcionó una respuesta de amplitud negativa que con el aumento del ángulo de incidencia cambia su polaridad, esto concuerda en parte con el tipo de arena 5 que disminuye su amplitud en magnitud a medida que aumenta del offset.

Debido a las distintas resoluciones entre los datos utilizados para los estudios AVO, la distancia entre el pozo MVI-23 y MVI-12, y el volumen de arcilla presente en la arena M4 no se pudo realizar una buena correlación entre el estudio AVO realizado con los datos “*Walkaway VSP*”, la inversión elástica generada con una línea sísmica de superficie y el modelado AVO generado con los datos de yacimiento PVT del pozo MVI-12.

Para mejorar los datos de la sísmica se tendría que utilizar frecuencias mayores a 100Hz para poder caracterizar detalladamente las arenas de interés. Debido que los datos del “*Walkaway VSP*” tienen resolución vertical hasta 37 ft aproximadamente, y las arenas de interés M1 y M4 poseen espesores menores a 25 ft.

Se recomienda realizar un estudio AVO enfocado a la influencia del volumen de arcilla presente en la arena M4 en las repuestas sísmicas.

En base a lo anterior realizar una caracterización sísmica de la arena M4 que permita definir la disposición espacial de este cuerpo arenoso junto con la capa de lutita alojada en él.

Realizar un estudio estructural de la zona que permita observar si hubo algún mecanismo de migración de hidrocarburo presente en el yacimiento del pozo MVI-23.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aki, K. y Richards, P. (1980) *Quantitative Seismology, Theory and Methods*. W.H. Freeman & Co. 153p.

Álvarez, P. (2003). *Uso de atributos AVO en datos sísmicos 4D para la estimación de cambios de presión y de saturación*. Trabajo de Grado no publicado. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

Avseth, P., Mukerji, T. y Mavko, G. (2005). *Quantitative Seismic Interpretation. Applying Rock Physics to Reduce Interpretation Risk*. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press. 15-18p.

Batzle, M., Han, D. y Castagna, J. (1995). *Fluid effects on bright spot and AVO analysis*. Society of Exploration Geophysicists. 1119-1121.

Batzle, M. y Wang, Z., (1992). *Seismic properties of pore fluids*. Geophysics, 57(11): 1396-1408.

Boterfeld, R. (1961). *Approximation to the reflection and transmission coefficients of plane longitudinal and transverse waves*. Geophysical Prospecting, 9: 485-502.

Burianyk, M. y Pickford, S. (2000). *Amplitude vs. offset and seismic rock property analysis: A primer*. CSEG Recorder. 4-14.

Castagna, J. (1993). *AVO Analysis - Tutorial and Review*. En Castagna, J. y Backus, M. Eds., *Offset Dependent Reflectivity – Theory and Practice of AVO Analysis*. Investigations in Geophysics Series, SEG, 8: 3-36.

Castagna, J. y Swan, H. (1997). *Principles of AVO crossplotting*. The Leading Edge, 16(4): 337-342.

Castagna, J. (2001). *AVO analysis*. CSEG Recorder. 29-34.

Chen, C., Chen, L. y Millero, F. (1978). *Speed of sound in NaCl, MgCl₂, Na₂SO₄ and MgSO₄ aqueous solutions as functions of concentration, temperature and pressure*. J. Acoust. Soc. Am., 63, 1795-1800.

Di Croce, J. (1999). *Estratigrafía Secuencial y Evolución Estructural de la Cuenca Oriental de Venezuela*. Trabajo Especial de Grado no publicado. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

Gassmann, F. (1951). *Über die elastizität porösen medien*. Vier. Natur Gesellschaft, 96, 1-23.

García, A. (2009). *Mapas de Anomalías de Gravedad y Magnetismo de Venezuela generados a partir de datos satelitales*. Trabajo Especial de Grado no publicado. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

González, J., Iturralde, J., y Picard, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Ediciones Foninves, 2 tomos. Caracas.

Han, D. y Batzle, M. (2004). *Gassmann's equation and fluid-saturation effects on seismic velocities*. Geophysics, 69(2): 398-405.

Han, D., Nur, A., y Morgan, D. (1986). *Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones*. Geophysics, 51(11): 2093-2107.

Hardage, B. (1983). *Vertical Seismic Profilling*. Part A. Principles: Seismic Exploration. Geophysical Press Limited, 14A: 1-56, 147-210.

Hardage, B. y Turpening, R. (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.

Hilterman, F. (2001). *Seismic Amplitude Interpretation*. Distinguished Educator Program. Society of Exploration Geophysicists. Geophysical Development Corporation. Houston, Texas. USA. 239p.

Kearey, P., Brooks, M. y Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. 3era Edición. Blackwell Science. 79-80p.

Kiser, G. (1987). *Exploration Results, Machete Area, Orinoco Oil Belt, Venezuela*. Journal of Petroleum Geology. 10(2): 149-162.

Leaney, S. y Esmersoy, C. (1989). *Parametric descomposition of offset VSP wave fields*. 59th Annual International Meeting Society Exploration Geophysics. Expanded Abstracts. 26-29p.

Li, Y., Downton, J. y Xu, Y. (2003). *AVO Modeling in Seismic Processing and Interpretation. Part 1: Fundamentals*. CSEG Recorder. 42-52.

Miller, D. y Spencer, C. (1994). *An exact inversion for anisotropic moduli from phase slowness data*. Journal of Geophysical Research, 99 (B11): 21, 651-21, 657.

Newman, P. (1973). *Divergence effects in a layered earth*. Geophysics, 38: 481-448.

Ostrander, W. (1984). *Plane wave reflection coefficients for gas sands at non normal angles of incidence*. Geophysics, 49(10): 1637-1648.

Parnaud, F., Gou, Y., Pascual, J., Truskowski, I., Gallango, O., Passalacqua, H., y Roure, F. (1995). *Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuelan Basin*. American Association of Petroleum Geologists (AAPG). Memoria 62. 741-756p.

Pérez, Y. (2009). *Caracterización geofísica de la Formación Chaguaramas en el Campo Copa Macoya*. Trabajo de Grado de maestría no publicado. Universidad Simón Bolívar, Caracas.

Planchart, C. (2004). *Aplicaciones de los Perfiles Sísmicos Verticales (VSP)*. 18(177): 22-25.

Polanco, R. (2004). *Estudio Estructural del Borde Norte de la Subcuenca de Guárico en la región de Altagracia de Orituco, estado Guárico, Venezuela*. Trabajo Especial de Grado no publicado. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

Regueiro, J. (2001). *Sísmica para Ingenieros y Geólogos de Yacimiento*. Notas del curso. Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos. Caracas. 272p.

Reynolds, J. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. 2da. Edición. Wiley-Blackwell. 224-225p.

Rodríguez, P. (2006). *Integración de datos sísmicos, petrofísicos y geológicos para delimitar el corrimiento de Anaco en profundidad, Campo Guárico, estado Anzoátegui*. Proyecto de Grado no publicado. Universidad Simón Bolívar. Caracas.

Rutherford, S. y Williams R. (1989). *Amplitud versus offset variations in gas sands*. Geophysics, 54(6): 680-688.

Schlumberger, (2005). *Synthetic Seismogram*. SLB Technical internal document.

Shuey, R. (1985). *A simplification of the Zoeppritz equations*. Geophysics 50(4): 609–614.

Smith, T., Sondergled, C. y Rai, C. (2003). *Gassmann fluid substitution: A tutorial*. Geophysics, 68(5): 430-440.

Standing, M. (1962). *Oil systems correlations*. Petroleum production handbook, Vol II. Mac Grwon Hill Book Co.

VSFusion, (2003). Seislink Reference Manual.

VSFusion, (2005). Curso de Sísmica de Pozos por Carlos Planchart.

VSFusion, (2005). Seislink Reference Manual.

Wang, Z. (1988). *Wave velocities in hydrocarbons and hydrocarbon saturated rocks-with applications to EOR monitoring*. Tesis Doctoral. Universidad de Stanford.

Yilmaz, O. (1987). *Seismic Data Processing. Investigations in Geophysics (2)*. Society of Exploration Geophysics.

Yoris, F., y Ostos, M. (1997). *Geología de Venezuela: Geología general y Cuencas Petrolíferas*. Proceedings Well Evaluation Conference, Slumberger.

Young, R. y LoPiccolo, R. (2003). *A comprehensive AVO classification*. *Thin Leading Edge*, 22(10): 1030-1037.

Zoeppritz, K. (1919). *Erdbebenwellen VIIB, Uber Reflexion and Durchgang seismischer Wellen durch Unstetigkeitsflaechen*. *Goettinger Nachrichten*, I,66-84.

Páginas web consultadas:

Léxico Estratigráfico de Venezuela, PDVSA INTEVEP,
<http://www.pdv.com/lexico/r39w.htm>. Consultado el día jueves 04/10/2012

<http://fotosdeculturas.blogspot.com/2011/02/dibujos-del-mapa-de-venezuela.html>.

Consultado el día viernes 19/10/2012

<http://www.crewes.org/ResearchLinks/ExplorerPrograms/FIProp/FluidProp.htm>.

Consultado el día lunes 23/09/2013

APÉNDICES

Código generado para el cálculo de las velocidades con las ecuaciones de Gassmann-Biot.

```
%Modelo_Gassmann-Biot
%-----
%
% Parámetros de Entrada
%
Ks:  %Módulo de Bulk de la matriz, en GPa
Ds:  %Densidad de la matriz, en g/cm3
Kw:  %Módulo de Bulk del agua/salmuera, en GPa
Dw:  %Densidad del agua/salmuera, en g/cm3
Vpi: %Velocidad de onda P registrada, en m/s
Vsi: %Velocidad de onda S registrada, en m/s
Di:  %Densidad de bulk registrada, en g/cm3
Kfi: %Módulo de Bulk del fluido en condiciones de registro, en GPa
%La variable "por" se utilizará para valores de Porosidad
%La variable "Sw" se utilizará para valores de Saturación de agua
%
arch=fopen('Modelos2.txt','w');
%
%Modelo Agua-Petróleo
Ko:  %Módulo de Bulk del petróleo, en GPa
Do:  %Densidad del petróleo, en g/cm3
%
fprintf(arch,'Modelo Agua-Petroleo\nKo=2.93 GPa\nDo=0.16
g/cm^3\n\nPor(%%) Sag(%%) Vp(m/s) Vs(m/s) Dens(g/cm^3) Poisson\n');
por=0.15;
while (por<0.30),
    Sw=0;
    while (Sw<=1),
        Kbs=(Di*(Vpi^2-(4/3)*Vsi^2))*10^-6;
        G=(Di*Vsi^2)*10^-6;
        a=(por-1)+(Ks/Kbs)-por*(Ks/Kfi);%Kbs*(por*Ks/Kfi+1-por)-Ks;
        b=(por+1)+(Kbs/Ks)-por*(Kfi/Ks);%por*Ks/Kfi+Kbs/Ks-1-por;
        Kdf=Kbs*(a/b); %a/b;
        Db=(1-por)*Ds+por*Sw*Dw+(1-Sw)*Do*por;
        c=((1-Sw)/Ko)+(Sw/Kw);
        Kf=(1/c);
        d=Kdf+(Ks-Kdf)^2;
        e=Ks*(1-por)-Kdf+por*(Ks/Kf);
        Kb=(d/e);
        f=(Kb+(4/3)*G);
        Vp=sqrt(f/Db)*1000;
        Vs=sqrt(G/Db)*1000;
        g=(Vp^2-2*Vs^2);
        h=2*(Vp^2-Vs^2);
        Poi=(g/h);
    end
end
```

```

        fprintf(arch,'%4.0f %5.0f    %.2f  %.2f    %.2f
%5.2f\n',por*100,Sw*100,Vp,Vs,Db,Poi);
        Sw=Sw+0.25;
    end
    por=por+0.05;
end
%
%Modelo Agua-Gas
Kg: %Módulo de Bulk del petróleo, en GPa
Dg: %Densidad del petróleo, en g/cm3
%
fprintf(arch,'\n\nModelo Agua-Gas\nKg=0.032 GPa\nDg=0.134
g/cm^3\n\nPor(%%) Sag(%%) Vp(m/s) Vs(m/s) Dens(g/cm^3) Poisson\n');
por=0.15;
while (por<0.30),
    Sw=0;
    while (Sw<=1),
        Kbs=(Di*(Vpi^2-(4/3)*Vsi^2))*10^-6;
        G=(Di*Vsi^2)*10^-6;
        a=(por-1)+(Ks/Kbs)-por*(Ks/Kfi);
        b=(por+1)+(Kbs/Ks)-por*(Kfi/Ks);
        Kdf=Kbs*(a/b);
        Db=(1-por)*Ds+por*Sw*Dw+(1-Sw)*Dg*por;
        c=((1-Sw)/Kg)+(Sw/Kw);
        Kf=(1/c);
        d=Kdf+(Ks-Kdf)^2;
        e=Ks*(1-por)-Kdf+por*(Ks/Kf);
        Kb=(d/e);
        f=(Kb+(4/3)*G);
        Vp=sqrt(f/Db)*1000;
        Vs=sqrt(G/Db)*1000;
        g=(Vp^2-2*Vs^2);
        h=2*(Vp^2-Vs^2);
        Poi=(g/h);
        fprintf(arch,'%4.0f %5.0f    %.2f  %.2f    %.2f
%5.2f\n',por*100,Sw*100,Vp,Vs,Db,Poi);
        Sw=Sw+0.25;
    end
    por=por+0.05;
end
%
fclose(arch);

```