

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

EVALUACIÓN DE AVO EN CALIZAS FRACTURADAS EN UN ÁREA AL OCCIDENTE DE VENEZUELA MEDIANTE EL MODELADO AVO Y EL ANÁLISIS DE DATOS SINTÉTICOS VSP WALKAWAY

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar por el Título de
Ingeniero Geofísico
Por: Br. Marialejandra Lessmann

Caracas, julio de 2004

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

EVALUACIÓN DE AVO EN CALIZAS FRACTURADAS EN UN ÁREA AL OCCIDENTE DE VENEZUELA MEDIANTE EL MODELADO AVO Y EL ANÁLISIS DE DATOS SINTÉTICOS VSP WALKAWAY

Tutor académico: Prof. Franklin Ruiz

Tutor industrial: Msc. Carlos Planchart

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar por el Título de
Ingeniero Geofísico
Por: Br. Marialejandra Lessmann

Caracas, julio de 2004

*A la virgen María, por mostrarme
siempre el mejor camino.*

AGRADECIMIENTOS

A la Ilustre Universidad Central de Venezuela.

*A la Facultad de Ingeniería,
Escuela de Geología, Minas y Geofísica,
y especialmente al Departamento de Geofísica.*

A mis tutores Prof. Franklin Ruiz y Msc. Carlos Planchart.

A todo el equipo de VSFusion y Baker Atlas, Baker Hughes.

Y un especial agradecimiento a Miguel Díaz, Petrobras Energía de Venezuela.

A mis padres y mis hermanas.

INDICE DE CONTENIDO

1.INTRODUCCIÓN.....	1
Objetivo.....	17
Objetivos específicos:.....	18
Justificación	19
2.UBICACIÓN.....	20
3.GEOLOGÍA	21
Cuenca del Lago de Maracaibo.....	21
Eventos tectónicos de la cuenca del Lago de Maracaibo.....	23
Estratigrafía y descripción de las formaciones	24
Estratigrafía de la cuenca del Lago de Maracaibo	26
Estructuras predominantes	29
Mecanismos de entrapamiento predominantes	31
Yacimientos fracturados	35
Procesos de fracturamiento	36
Fracturas.....	37
Las calizas cretácicas	38
4.FUNDAMENTOS TEÓRICOS	40
Módulo de cizalla o de rigidez (μ).....	40
Módulo De Incompresibilidad O Módulo De Volumen (K)	41
Módulo De Young (E)	42
Relación de poisson	43
Relación entre los módulos elásticos y las velocidades.....	44
Modos de conversión de ondas	45
Coeficientes de reflexión y de transmisión.....	46
Ecuaciones de Zoeppritz	47
Aproximaciones de las ecuaciones de Zoeppritz	48
Principales factores que afectan las velocidades sísmicas	49

Amplitudes sísmicas	51
Factores que afectan las amplitudes sísmicas	51
Amplitud en función de la distancia fuente-receptor (avo).....	52
Modelo de Ostrander. AVO como indicador de gas.....	52
Modelado AVO.....	54
Modelado en 2D por diferencia finita elástica.....	55
Procedimiento para cuantificar el análisis de AVO.....	56
Gráficos cruzados o AVO crossplot	60
Clasificaciones de respuesta AVO.....	61
AVO en carbonatos.....	66
Interpretación de datos AVO	68
Sustitución de fluidos.....	68
Relación de Gassmann.....	69
Consideraciones de la ecuación de Gassmann.....	70
Kuster y Toksöz	71
Consideraciones y limitaciones.....	71
Aproximación auto-constante del módulo efectivo	73
Registros de pozo.....	75
Registro de densidad	75
Registro de imagen.....	75
Sísmica de pozo	78
Checkshot.....	78
Vsp cero offset.....	79
Vsp offset lejano, vsp walkaway, vsp 3-d.....	81
 5.METODOLOGÍA.....	 84
PROCESAMIENTO DE VSP CERO OFFSET	86
Correlación cruzada.....	87
Edición y suma de las trazas.....	88
Selección de las primeras llegadas	91
Descripción de la geometría.....	93
Corrección de ganancia	94

Balanceo de trazas	96
Separación de los campos de onda	96
Filtro de la mediana	96
Separación de campos de onda con la técnica de sustracción	98
Calibración del registro acústico y generación del sismograma sintético	101
Deconvolución	103
PROCESAMIENTO DE VSP WALKAWAY	106
Rotación horizontal y vertical	107
Hodogramas de rotación	107
Rotación vertical	109
Rotación horizontal	110
Rotación inversa	110
Rotación vertical basada en modelo	110
Separación de campos de onda	111
Deconvolución	111
MODELADO DE VSP WALKAWAY	113
Modelo Estructural	113
Parámetros de adquisición de datos VSP walkaway del primer modelo	114
Parámetros de adquisición de datos VSP walkaway del segundo modelo	116
MODELADO AVO	119
Sustitución de fluidos	119
PARÁMETROS UTILIZADOS PARA EL MODELO DE KUSTER-TOKSOZ	121
VOIGT Y REUSS	121
HASHIN-SHTRIKMAN	122
PARÁMETROS UTILIZADOS PARA LA RELACIÓN DE GASSMANN	131
REGISTROS DE POZO	133
Análisis de registros	133
MODELADO AVO	142
6.RESULTADOS Y ANÁLISIS	146
Resultados preliminares	146
Análisis del modelado avo a partir de registros de pozo	153

Análisis del modelado AVO a partir de modelo de velocidades	161
Análisis de AVO	170
Base del yacimiento.....	170
Tope del yacimiento	175
7.CONCLUSIONES.....	182
APENDICE	

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación del área de estudio, campo La Concepción. (Modificado de Petrobras). ...	20
Figura 2. Sección O-E de la Cuenca de Maracaibo. (WEC, 1997)	21
Figura 3. Columna estratigráfica del Lago de Maracaibo y Cuenca de Maracaibo.	25
Figura 4. Deformación tipo Wrench faulting.	30
Figura 5. Campo La Concepción. Tope de Socuy.....	33
Figura 6. Corte Estructural del campo La Concepción.	34
Figura 7. Bloque esquemático del Tope de Misoa Inferior.	35
Figura 8. Esquema representativo de un material fracturado	36
Figura 9. Representación de la relación esfuerzo-deformación bajo una fuerza F de cizalla.	41
Figura 10. Representación de la relación esfuerzo-deformación bajo una presión hidrostática. ...	42
Figura 11. Representación de la relación esfuerzo longitudinal -deformación longitudinal.....	43
Figura 12. Modos de conversión de ondas.	45
Figura 13. Aproximaciones de las ecuaciones de Zoeppritz.	48
Figura 14. Velocidad de onda P en función de la saturación	50
Figura 15. Velocidad de cizalla en función de la saturación.	50
Figura 16. Modelo de arenisca gasífera de Ostrander	53
Figura 17. Respuesta de los coeficientes de reflexión en función del ángulo de incidencia.....	53
Figura 18. Esquema explicativo del cálculo del “Gradiente” e “Intercepto”	57
Figura 19. Anatomía de un gráfico cruzado	61
Figura 20. Clasificación de arenas según ángulo de incidencia y coeficiente de reflexión.	62
Figura 21. Clasificación de las areniscas gasíferas según Castagna y Swan (1997).	63
Figura 22 . Clasificación de las areniscas gasíferas (Rob Simm, Roy White, Richard Uden).....	63
Figura 23. Arenas consolidadas.....	64
Figura 24. Arenas no consolidadas.....	65
Figura 25. Gráfico cruzado, gradiente intercepto para la clasificación de LoPiccolo.....	66
Figura 26. Resultados de la aplicación de AVO en carbonatos. (Li,1995)	67
Figura 27. Modo de graficación de los registros de imágenes.	76
Figura 28. Manifestación de diversas fracturas en registros de imágenes acústicas.	77
Figura 29. Geometría de adquisición de un “checkshot”. (Tomado de VSFusion).....	79
Figura 30. Geometría de adquisición de un VSP Cero Offset (Tomado de VSFusion).....	81
Figura 31. Geometría de adquisición de un offset VSP (Tomado de VSFusion).....	82

Figura 32. Geometría de adquisición de un Walkaway. (Tomado de VSFusion)	82
Figura 33. Datos sin correlacionar.....	87
Figura 34. Datos correlacionados	88
Figura 35. Edición y suma de las trazas	89
Figura 36. Análisis espectral de los datos	90
Figura 37. Ruido “notch” presente en la segunda corrida	91
Figura 38. Selección de las primeras llegadas.....	92
Figura 39. Datos con primera llegada seleccionada.	92
Figura 40. Geometría del pozo y de la adquisición.	93
Figura 41. Esquema explicativo del filtro de la mediana	97
Figura 42. Técnica de sustracción	98
Figura 43. Datos antes de la separación.	100
Figura 44. Campo de ondas P ascendentes.....	100
Figura 45. Campo de ondas P descendentes.....	101
Figura 46. Calibración del registro acústico.....	103
Figura 47. Ventana de apilamiento para la generar los corredor stack.	104
Figura 48. Corridor stack. Original (izq) y filtrado a 60 hz (der).....	105
Figura 49. Hodogramas de rotación.	108
Figura 50. Datos después de la rotación vertical	109
Figura 51. Datos después de la rotación basada en modelo.	111
Figura 52. Grupo de trazas en función de la fuente.....	112
Figura 53. Sección sísmica de superficie 2D interpretada.....	115
Figura 54. Modelo realizado a partir de la sección sísmica interpretada	116
Figura 55. Sección sísmica de superficie 2D interpretada (segundo modelo).....	117
Figura 56. Modelo realizado a partir de la sección sísmica interpretada (segundo modelo).	117
Figura 57. Análisis espectral sobre la sísmica de superficie.	118
Figura 58. Hashin - Shtrikman para el módulo de incompresibilidad.....	124
Figura 59. Voigt – Reuss para el módulo de incompresibilidad	125
Figura 60. Promedio de Voigt-Reuss y Hashin-Shtrikman.	126
Figura 61. Voigt – Reuss para el módulo de cizalla.....	127
Figura 62. Hashin – Shtrikman para el módulo de cizalla.....	128
Figura 63. Promedio de Voigt-Reuss y Hashin-Shtrikman para el módulo de cizalla.....	129
Figura 64. Batzle y Wang.....	132

Figura 65. Registro acústico calibrado	134
Figura 66. Análisis de topes y bases de la ventana de interés.	136
Figura 67. Análisis petrofísico.	137
Figura 68. Registros de porosidad y porosidad secundaria.	138
Figura 69. Análisis de registro de imágenes.....	140
Figura 70. Análisis de registro de imágenes. 2.....	141
Figura 71. Variación de la velocidad y densidad por sustitución de fluidos	146
Figura 72. Variación de la velocidad según la forma del poro.....	148
Figura 73. Variación de la velocidad y la densidad para la roca seca y saturada con gas.....	147
Figura 74. Resultados de la sustitución de fluidos en la velocidad de onda P.	149
Figura 75. Resultados de la sustitución de fluidos en el registro de densidad.	150
Figura 76. Ángulo crítico para el análisis de amplitudes.	152
Figura 77. Sección sísmica sintética.....	152
Figura 78. Modelado de AVO para el yacimiento no saturado, con ecuación lineal de Shuey. .	155
Figura 79. Modelado de AVO para el yacimiento no saturado, ecuación completa de Shuey. ...	156
Figura 80. Modelado de AVO para el yacimiento no saturado, con ecuación de Zoeppritz.....	157
Figura 81. Modelado de AVO para el yacimiento saturado con gas, ecuación lineal de Shuey. 158	
Figura 82. Modelado de AVO para el yacimiento saturado con gas, ec. completa de Shuey....	159
Figura 83. Modelado de AVO para el yacimiento saturado con gas, ecuación de Zoeppritz	160
Figura 84. Modelado de AVO para el yacimiento no saturado, ecuación lineal de Shuey.	164
Figura 85. Modelado de AVO para el yacimiento no saturado, ecuación completa de Shuey. .	165
Figura 86. Modelado de AVO para el yacimiento no saturado, ecuación completa de Shuey. .	166
Figura 87. Modelado de AVO para el yacimiento saturado de gas, ecuación lineal de Shuey... 167	
Figura 88. Modelado de AVO para el yacimiento saturado de gas, ec. completa de Shuey.....	168
Figura 89. Modelado de AVO para el yacimiento saturado de gas, ecuación de Zoeppritz.	169
Figura 90. Análisis de AVO en la base del yacimiento no saturado.	172
Figura 91. Análisis de AVO en la base del yacimiento saturado con gas.	174
Figura 92. Análisis de AVO en el tope del yacimiento no saturado.	177
Figura 93. Análisis de AVO en el tope del yacimiento saturado con gas.	179
Figura 94. Gráfico cruzado de Gradiente – Intercepto para el yacimiento no saturado.	181
Figura 95. Gráfico de Gradiente e Intercepto para el yacimiento saturado con gas.....	181

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Clasificación de comportamiento AVO según Gradiente e Intercepto para arenas consolidadas.	64
Tabla 2. Clasificación de comportamiento AVO según Gradiente e Intercepto para arenas consolidadas.	65
Tabla 3. Coeficientes P^{mi} y Q^{mi} según la forma del poro	72
Tabla 4. Resumen geológico y estructural del área utilizada para el modelo	113
Tabla 5. Relación entre concentración de volumen y Aspect ratio	131
Tabla 6. Registros suministrados.....	133

RESUMEN

Lessmann E., Marialejandra

EVALUACIÓN DE AVO EN CALIZAS FRACTURADAS EN UN ÁREA AL OCCIDENTE DE VENEZUELA MEDIANTE EL MODELADO AVO Y EL ANÁLISIS DE DATOS SINTÉTICOS VSP WALKAWAY

Tutor académico: Prof. Franklin Ruiz. Tutor Industrial: Msc. Carlos Planchart. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Departamento de Geofísica. 2004, 170 p.

Palabras claves: AVO, Calizas, fracturas, Sustitución de fluidos, Walkaway.

La utilización de AVO en yacimientos de calizas se considera de mayor dificultad en comparación con las areniscas, esto se debe a la falta de entendimiento de la relación entre las propiedades petrofísicas de las calizas y sus respectivas respuestas en AVO. Por otra parte el conocimiento que se tiene sobre el comportamiento de AVO en areniscas no se debería aplicar directamente a las calizas, debido a que éstas poseen uno propio.

A partir de los resultados positivos que ha arrojado el análisis de AVO en areniscas y a la necesidad de ampliar esta técnica a los yacimientos de calizas fracturadas, se plantea un estudio de análisis de AVO. El presente, tiene como objetivo evaluar la respuesta AVO en calizas fracturadas de un yacimiento ubicado al Occidente de Venezuela en el campo La Concepción mediante el modelado de AVO y el análisis AVO de datos sintéticos VSP walkaway.

La metodología del trabajo de investigación se encuentra subdividida en cuatro partes principales; la primera consiste en el análisis de AVO sobre los datos VSP walkaway, la segunda abarca el modelado de AVO a partir de los registros del pozo y un modelo de velocidades. Posterior a la saturación de gas, la tercera parte comprende el análisis de AVO sobre los datos VSP walkaway. Por último, la cuarta parte corresponde al modelado de AVO a partir de los registros de pozo y modelo de velocidades después de la saturación con gas.

Debido a que el yacimiento es de calizas fracturadas se decidió utilizar para la sustitución de fluidos el modelo de Kuster-Toksoz. El poder simular la respuesta de saturación de gas a través de un modelo más acorde a las condiciones que representan un yacimiento de calizas fracturadas resulta más preciso. El uso del modelo de Kuster y Toksoz para la sustitución de fluidos constituye una de las bases más sólidas del desarrollo de este trabajo. Además, el intervalo de yacimiento saturado de gas se encuentra embebido dentro de las calizas, lo que representa otro avance positivo en el desarrollo de la sustitución de fluidos.

De los resultados obtenidos se pudo concluir que el modelado de AVO constituye una herramienta de gran importancia. A través de éste es posible estimar la respuesta sísmica de un yacimiento. Así mismo, predecir si los cambios en las propiedades físicas del yacimiento son perceptibles en la sísmica. También fue posible calcular el ángulo crítico a partir del cual las amplitudes pierden coherencia, lo que representa una gran ayuda para el diseño de adquisición.

A partir del análisis de amplitudes y los gráficos cruzados de Gradiente e Intercepto, fue posible caracterizar el comportamiento AVO que presentan las calizas. Se pudo clasificar las calizas cretácicas del Campo La Concepción como un yacimiento de comportamiento AVO del Tipo 2 a Tipo 3.

Tanto el Análisis como el Modelado AVO, aportaron información de gran importancia. El modelado de AVO contribuye a esbozar las respuestas de las amplitudes y es una excelente herramienta para el diseño de adquisición de datos. Por otra parte el Análisis de AVO complementa el estudio de las amplitudes de forma más precisa y completa.

El estudio de factibilidad de AVO arrojó resultados positivos que abren las puertas a futuros análisis de amplitudes en el área La Concepción. Además representa un aporte a la investigación de AVO en calizas, fuertemente sustentado con una simulación de fluidos a través de un modelo que considera que la porosidad en el yacimiento viene dada por fracturas.

1. INTRODUCCIÓN

Actualmente la actividad geofísica que se aplica a la búsqueda o explotación de yacimientos de hidrocarburos desarrolla un número importante de técnicas capaces de aportar información fundamental referente a la evaluación de riesgos de fracaso. Entre dichas técnicas se encuentra AVO (amplitud en función de la distancia fuente-receptor), la cual ha incrementado de manera significativa el éxito de las perforaciones.

La utilización de AVO en yacimientos de calizas se considera de mayor dificultad, en comparación con las areniscas. Una de las principales razones que causa esta dificultad se basa en la falta de entendimiento de la relación entre las propiedades petrofísicas de las calizas y sus respectivas respuestas en AVO. Por otra parte el conocimiento que se tiene sobre el comportamiento de AVO en las rocas areniscas no se debería aplicar directamente a las calizas, debido a que éstos poseen su propio comportamiento AVO, el cual depende de las propiedades físicas.

El estudio del fenómeno de la variación de los coeficientes de reflexión en función del ángulo de incidencia aplicado a la detección directa de gas se inició con el trabajo de Ostrander de 1984. Su estudio se basó en los trabajos previos publicados por Koefoed (1955), Biot (1956), Domenico (1976, 1977), entre otros. Ostrander realizó un modelo simple fundamentándose en el conocimiento de que los coeficientes de reflexión cambian notablemente con el aumento del ángulo de incidencia, en función del contraste de la relación de Poisson.

Posteriormente algunos investigadores (Rutherford y Williams, 1989; Chacko, 1989; Burnett, 1990; Castagna y Swan, 1997) se han abocado al estudio de AVO, ampliando el conocimiento acerca del comportamiento de las amplitudes en función de la distancia, bajo diversas condiciones de yacimiento. Más recientemente autores como Rob Simm, Roy White y Richard Uden (2000); Young, R., y R. LoPiccolo (2003), se dedican a optimizar las herramientas del análisis de AVO mediante clasificaciones de comportamientos de Gradiente e Intercepto, tanto para areniscas consolidadas como no consolidadas.

Por otra parte, el estudio de AVO se amplía cuando es posible incluir en el análisis una simulación de respuesta sísmica debida al cambio del fluido presente del yacimiento por otro fluido. Esto se lleva a cabo a través de la sustitución de fluidos, para lo cual existen diversos modelos según los parámetros a considerar, las condiciones del yacimiento, y el rango de frecuencia para el que fue diseñado. En esta área se han desarrollado metodologías que combinan varios de estos modelos. Entre los modelos más utilizados se encuentran los desarrollados por Gassmann (1951), Biot (1956), Kuster y Toksoz (1974), Xu y White (1995).

Sin embargo, en relación a estudios de factibilidad, potencial y sensibilidad de propiedades de rocas carbonáticas existen ciertas dificultades por superar:

Primero: La carencia de información bibliográfica acerca de las propiedades de las rocas calizas es considerada como una limitante en la aplicación de AVO para la caracterización de estos yacimientos en la industria.

Segundo: Las diferencias entre AVO aplicado a areniscas y AVO en calizas no han sido investigadas lo suficiente.

Tercero: la metodología e interpretación de datos sísmicos aplicados a calizas no han sido desarrollados (Li, 2003).

No obstante, algunos trabajos han marcado el inicio en esta nueva etapa de estudios AVO en yacimientos carbonáticos (calizas) demostrando considerables alcances en la interpretación de la respuesta de amplitud en función del offset (Chiburis, 1987, 1993; Lu y Lines, 1995; Li, 2003). Otros autores como Chacko (1989), Santos (1995), Piggot (1990), Ho (1992) y D'Angelo (1997) han reportado buenos resultados en la aplicación de técnicas de AVO en carbonatos.

Debido a los resultados positivos que ha arrojado el análisis de AVO en los últimos años en yacimientos de areniscas y a la creciente necesidad de ampliar esta técnica a los yacimientos de calizas fracturadas, se plantea en este trabajo un estudio de análisis de AVO en el Occidente de Venezuela, en el campo La Concepción, específicamente en las calizas fracturadas de edad cretácica.

El siguiente trabajo se encuentra dividido en siete partes. El segundo capítulo está relacionado con la ubicación de la zona de estudio. En el tercero se desarrolla el marco geológico,

estructural y estratigráfico de la Cuenca del Lago de Maracaibo, más específicamente, del campo La Concepción en el yacimiento cretácico.

En el cuarto capítulo se muestran los fundamentos teóricos y técnicos que sustentan al presente trabajo. Este capítulo abarca conceptos básicos sobre física de rocas, propagación de ondas, técnicas de análisis, fundamentos sobre la adquisición y el procesamiento de datos sísmicos. También se expone la teoría correspondiente a la sustitución de fluidos, tanto del modelo propuesto por Gasmann como el de Kuster y Toksoz.

En el quinto capítulo se explica la metodología utilizada durante el desarrollo del trabajo. Abarca desde el diseño de la geometría utilizada para la adquisición de los datos sísmicos, obtención de parámetros de las propiedades físicas de las rocas, suposiciones hechas, etc., hasta los pasos tomados para realizar el análisis de las respuestas AVO.

El sexto capítulo muestra los resultados obtenidos durante el trabajo. Primero se presentan los resultados preliminares, derivados de la sustitución de fluidos. Posteriormente, se muestran los resultados finales del trabajo, es decir, las respuestas AVO a los diversos casos planteados y el análisis de los resultados.

En la séptima y última parte del trabajo se realiza un análisis de los resultados obtenidos del estudio AVO. Luego se puntualizan conclusiones del trabajo.

OBJETIVO

El presente trabajo tiene como objetivo principal evaluar la respuesta AVO en calizas fracturadas correspondientes a un yacimiento ubicado al Occidente de Venezuela en el campo La Concepción mediante, el modelado de AVO a partir de registros de pozo y el análisis AVO de datos sintéticos VSP walkaway.

Objetivos específicos:

- Realizar un modelado de AVO a partir de los parámetros petrofísicos obtenidos a partir de los registros de pozo.
- Realizar un análisis de AVO en datos sintéticos VSP walkaway generados a partir del modelo estructural real de la zona de estudio.
- Llevar a cabo una sustitución de fluidos en el intervalo prospectivo del yacimiento para calizas fracturadas, simulando la velocidad sísmica en presencia de gas.
- Realizar un modelado de AVO a partir de los resultados derivados de la sustitución de fluidos en los registros de pozo.
- Realizar un análisis de AVO en datos sintéticos VSP walkaway generados a partir del modelado diseñado posterior a la sustitución de fluidos.
- Comparar y evaluar las respuestas AVO en calizas fracturadas, obtenidas en el modelado de AVO y el análisis de AVO, antes y después de la sustitución de fluidos.

JUSTIFICACIÓN

El sustento económico y social en el que se basa este proyecto, radica en la actual necesidad de obtener cada vez mayor y mejor información del subsuelo que permita desarrollar con éxito la exploración y explotación de hidrocarburos. El estudio de las variaciones de las amplitudes en función de la distancia fuente-receptor ha desarrollado un reciente campo de investigación en la industria petrolera y gasífera. Además, la aplicación de la técnica AVO en yacimientos carbonáticos representa una nueva dirección de investigación. Dichos yacimientos son de interés en nuestro país y en la exploración y explotación geofísica.

2. UBICACIÓN

El estudio de AVO realizado se llevó a cabo con datos pertenecientes al Área La Concepción, ésta se encuentra en el noroeste de la Cuenca del Lago Maracaibo, Estado Zulia. Dista 20 km al oeste de la ciudad de Maracaibo y limita con los campos petrolíferos La Paz, Mara, Sibucara y Boscán, en Venezuela (Figura 1). La misma comprende una superficie de 248 km².

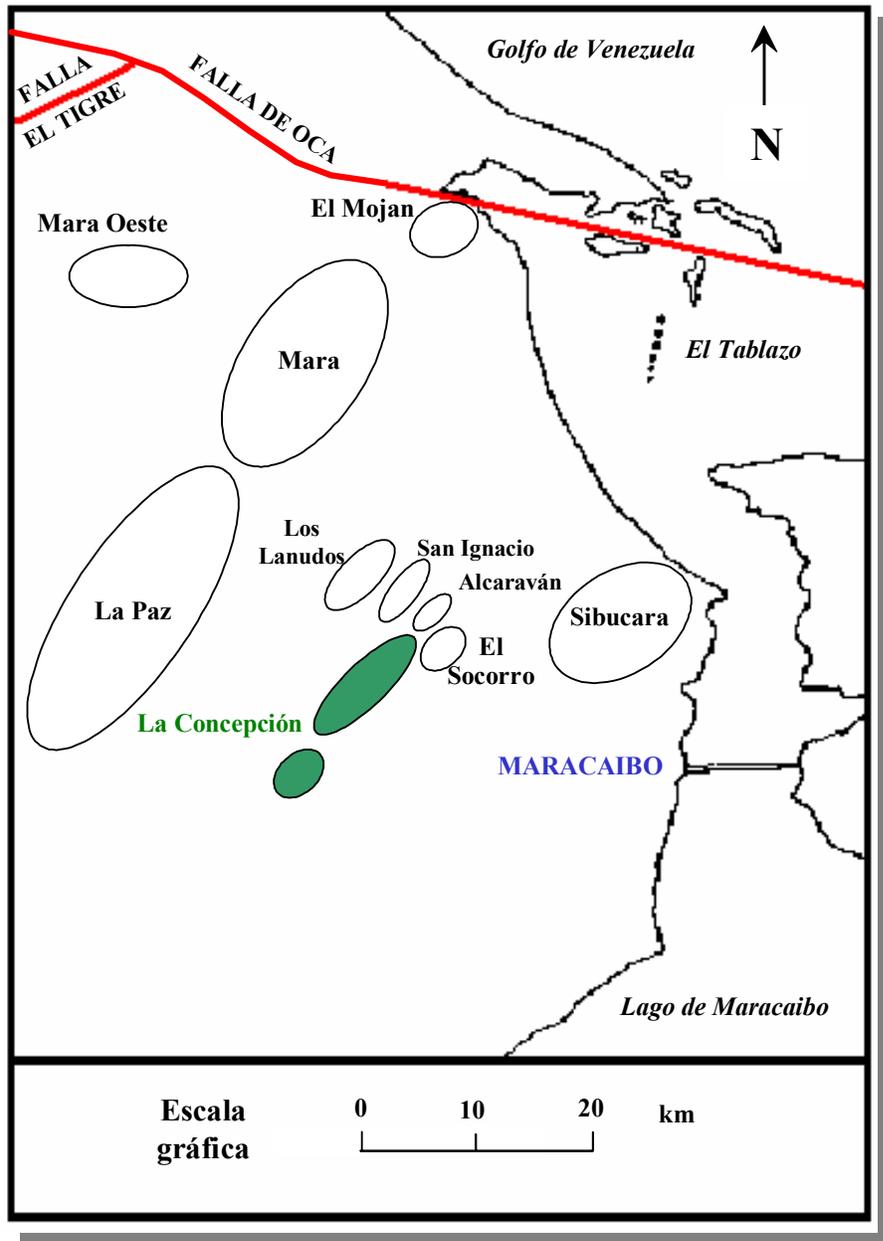


Figura 1. Ubicación del área de estudio, campo La Concepción. (Modificado de Petrobras Energía Venezuela).

3. GEOLOGÍA

CUENCA DEL LAGO DE MARACAIBO

La cuenca petrolífera del Lago de Maracaibo está situada al noroeste de Venezuela, se extiende sobre el área ocupada por las aguas del lago y los terrenos planos o suavemente ondulados que la circundan. Es la cuenca petrolífera más importante de Venezuela. La roca madre por excelencia es la Formación La Luna de edad Cretácico Tardío, cuyas facies se extendieron por toda Venezuela occidental hasta Colombia. También se han encontrado rocas madre de importancia secundaria en los Grupos Cogollo (Miembro Machiques de la Formación Apón) y Orocué (Formación Los Cuervos) (Figura 2).

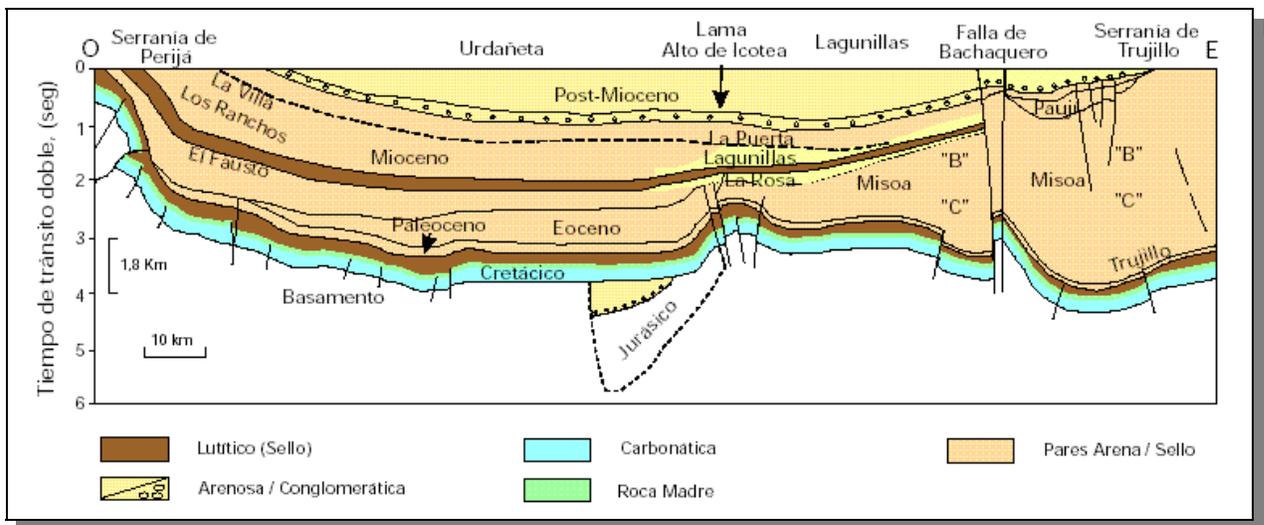


Figura 2. Sección O-E de la Cuenca de Maracaibo. (WEC, 1997)

La evolución de la Cuenca del Lago de Maracaibo ha sido bastante compleja a lo largo del tiempo geológico debido a una serie de invasiones y regresiones marinas, las cuales fueron determinantes para el proceso de sedimentación, tanto de rocas madres generadoras de hidrocarburos como de recipientes adecuados para almacenarlos. Además, como resultado de varios períodos de orogénesis y epirogénesis se produjeron las trampas adecuadas para retenerlos hasta la actualidad.

La geología de la Cuenca de Maracaibo se relaciona al movimiento transcurrente de la placa del Caribe contra la placa Sudamericana. A consecuencia de dicho movimiento se produjeron esfuerzos de transpresión al tectonismo andino durante el Terciario Inferior, y desplazamientos tectónicos en la Sierra de Perijá durante el Oligoceno-Mioceno y en los Andes de Mérida durante el Plioceno-Pleistoceno. Estos múltiples eventos tectónicos asociados a la formación de esta cuenca *foredeep** combinados con la fluctuación relativa del nivel del mar y la gran disponibilidad de sedimentos, dieron origen a una gruesa columna de sedimentos que sufrió varios ciclos de maduración termal dando lugar a la formación de numerosos yacimientos petrolíferos.

Los principales campos petroleros de la región se encuentran en la costa oriental del Lago de Maracaibo, cuyos yacimientos terciarios son los que principales productores, como por ejemplo: Cabimas, Tía Juana, Lagunillas, Bachaquero, Mene Grande y Motatán. En la costa oeste se encuentran campos con producción importante en el nivel Cretácico, además del Terciario; entre los que se encuentran el campo de Urdaneta (Lago de Maracaibo) y los del Flanco Perijanero, que son, de norte a sur: La Concepción, Mara, La Paz, Boscán y Alturitas. En el centro, los campos se ubican a lo largo de la estructura del sistema de fallas de Lama-Icotea; entre ellos: Lago, Centro, Lama y Lamar.

La gravedad de los crudos es bastante diversa a lo largo de la cuenca, en general los crudos más livianos se hallan en yacimientos cretácicos profundos y se van haciendo más pesados a medida que se acercan a los yacimientos terciarios más someros. Algunos crudos de la costa oriental del lago, por ejemplo, llegan a tener menos de 13°API.

* Glosario

EVENTOS TECTÓNICOS DE LA CUENCA DEL LAGO DE MARACAIBO

La Cuenca del Lago de Maracaibo está enmarcada por tres alineamientos orogénicos mayores: la Sierra de Perijá al oeste, Los Andes de Mérida al sureste y la Serranía de Trujillo al este. El marco se completa con el sistema de la falla de Oca en el norte que aparentemente separa la Cuenca Petrolífera del Lago de Maracaibo propiamente dicha de la Cuenca del Golfo de Venezuela.

El área La Concepción está ubicada en una cuenca que ha evolucionado con el tiempo pasando de una cuenca de margen continental pasivo, durante el período Cretácico, a una cuenca de *foredeep** a partir del Terciario inferior. El desarrollo de esta cuenca está relacionado con la interacción de las placas del Pacífico, Sudamericana y del Caribe.

La Cuenca del Lago de Maracaibo tuvo, por lo menos, cuatro etapas de deformación. La primera de ellas, hacia fines del Jurásico, fue distensiva y afectó principalmente el basamento granítico generando la etapa de *rifting** inicial. La plataforma de Maracaibo fue parte del margen pasivo del continente sudamericano durante el Cretácico. Posteriormente cambió drásticamente en el Paleoceno pasando a una cuenca de tipo *foredeep* rodeada por fajas plegadas y falladas que fueron emergiendo en distintos momentos de la evolución.

Los tres períodos de deformación mejor registrados en el Terciario son: (1) Paleoceno-Eoceno, relacionados con el tectonismo andino y el acercamiento de la placa del Caribe desde el noroeste; (2) Oligoceno- Mioceno, asociado al levantamiento de las serranías del Perijá, y finalmente (3) Plioceno- Pleistoceno en respuesta al levantamiento de los Andes de Mérida.

(1) La primera deformación del Terciario posiblemente produjo anticlinales y fallamiento inverso paralelos en la cercanía de los frentes de deformación andino y del Caribe.

(2) La segunda deformación, levantamiento de las serranías de Perijá, causado por la extensión de la deformación andina hacia el este, posiblemente produjo pliegues y fallas cercanas y paralelas

* Glosario

al Perijá. La orientación de las estructuras de La Concepción y áreas vecinas, paralela al Perijá, sugiere para estas áreas un origen asociado a esta deformación.

(3) El tercer episodio de deformación del Terciario posiblemente causó intensa actividad estructural compresional en las áreas cercanas a los Andes de Mérida, y probablemente también produjo reactivación de estructuras antiguas.

ESTRATIGRAFÍA Y DESCRIPCIÓN DE LAS FORMACIONES

La columna estratigráfica presente en el área comprende el basamento granítico Permo-Triásico y el relleno sedimentario originado desde el Cretácico hasta el Mioceno (Figura 3). Se describe a continuación la sección estratigráfica de base a tope:

ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DEL LAGO DE MARACAIBO

El Paleoceno aparece en forma de calizas fosilíferas y areniscas de la Formación Guasare, sobre un contacto cretácico-terciario esencialmente transicional. La Formación Misoa (Concepción) del Eoceno, discordante sobre Guasare, incluye paquetes de arenas productoras separados por cuellos lutíticos en un intervalo total de 3.800 pies. Y por último, el post-Eoceno, en discordancia, de arcillas moteadas hasta la Formación El Milagro (Plio-Pleistoceno) de arcillas y arenas no consolidadas.

Formación Río Negro

La Formación Río Negro corresponde a la sección basal del Cretácico en el área. Tiene un espesor de 20 a 45 pies, su contenido es de sedimentos gruesos cuarzo- feldespáticos depositados sobre la plataforma de la cuenca. Hasta la actualidad no ha presentado manifestaciones de hidrocarburos en el Área La Concepción.

Grupo Cogollo

Posteriormente se sobreponen los depósitos calcáreos de las formaciones Apón, Lisure y Maraca que constituyen el Grupo Cogollo. Estos a su vez están representados por un importante espesor de calizas bioclásticas laminadas con baja porosidad de matriz pero alta porosidad secundaria generada por fisuras. La base del Grupo está constituida por la Formación Apón, la cual está en contacto basal concordante sobre la Formación Río Negro. Litológicamente Apón está caracterizada por una secuencia de calizas macizas, criptocristalinas, nodulares y margosas localmente dolomitizadas y mayormente lutítica en la base. La Formación Lisure presenta litología similar a la de la Formación Apón, excepto que presenta menos dolomitización y se incrementa en algo el contenido de lutitas calcáreas intercaladas así como también el contenido de glauconita. La Formación Maraca se presenta con niveles masivos de caliza bioclástica en forma tabular. El Grupo Cogollo representa el nivel productor de hidrocarburos.

El Grupo Cogollo comprende aproximadamente 1200' de variados tipos de caliza predominantemente bioclástica, y en menor proporción arcillas y calizas dolomitizadas. Su profundidad varía entre 9000' y 12000' bnm en el área La Concepción. El yacimiento está constituido por matriz de muy baja permeabilidad. Por registros, su porosidad promedio en la matriz y microfracturas es 3.6%. El sistema productor, esta constituido por una red de fisuras de alto ángulo asociadas a los sistemas de fallas principales del área (como asociadas o alivios) y redes minúsculas de microfisuramiento que ayudan a conectar estos sistemas a la matriz.

Formación La Luna

En forma concordante se deposita la Formación La Luna, que representa el evento de máxima inundación. Se caracteriza por el aumento importante de material arcilloso y alto contenido de materia orgánica y es reconocida como la roca generadora de los hidrocarburos de la cuenca. Esta Formación es también productora en algunos campos de la Cuenca del Lago de Maracaibo.

Formación Colón- Mito Juan- Miembro Socuy

Por sobre la Formación La Luna y culminando la sección Cretácica se desarrolla la Formación Colón/Mito Juan. Esta unidad presenta en su base al Miembro Socuy, constituido por una delgada sección de carbonatos marinos grises. El resto de la Formación está compuesta de lutita gris oscura masiva con capas finas subordinadas de areniscas calcáreas. Estos sedimentos representan el llenado de la cuenca y actúan como sello para las trampas estructurales Cretácicas.

Formación Guasare

En forma discordante se inicia la depositación del Terciario, que primero desarrolla cuerpos de calizas glauconíticas, areniscas calcáreas y arcilitas calcáreas de la Formación Guasare.

Formación Misoa

Cerca del tope de la columna se halla la Formación Misoa, de edad Eoceno, con un

desarrollo sedimentario en la cuenca de 6900 pies aproximadamente. Se la subdivide informalmente en cuatro miembros que de base a tope se denominan Areniscas Inferiores, Punta Gorda, Ramillete y Areniscas Superiores.

Litológicamente se componen de arenas finas a gruesas, moderadamente a bien seleccionadas y poco consolidadas, con intercalaciones de limolitas - arcilitas, originadas en un ambiente fluvio deltáico con influencia de mareas. El predominio de las facies arenosas está relacionado con canales principales, afluentes, barras de boca de desembocadura y barras litorales, que migraron con las fluctuaciones del nivel relativo del mar y que finalmente, constituyen los principales yacimientos del Terciario.

Miembro Areniscas Inferiores: El espesor promedio es de 3700 pies y está constituido en su sección superior por areniscas delgadas, grano fino y de moderada continuidad lateral las cuales presentan un alto grado de laminaciones de arcilla.

Miembro Punta Gorda: Este intervalo está representado por dos secciones, una inferior la cual está identificada por una intercalación de areniscas y lutitas de carácter transgresivo y otra superior que en la mayoría de los pozos se expresa como una sección arcillosa. La sección inferior tiene un espesor promedio de 450 pies.

Miembro Ramillete: El espesor promedio de esta unidad es de 160 pies aproximadamente y los espesores individuales por capas varían entre 10 y 50 pies, por lo que el Miembro llega a tener espesores netos de petróleo entre 26 y 115 pies. En general las arenas son de grano medio y los valores de porosidad están en el orden de 20% a 22%, con permeabilidades estimadas en 300 mD.

Miembro Areniscas Superiores: Este Miembro está subdividido de manera informal de base a tope desde la unidad F hasta la unidad A y se considera el último pulso de sedimentos continentales gruesos y en general están erráticamente distribuidas.

Las unidades con mejores características de roca reservorio son las denominadas arenas C y D, mientras que las B y E son las más lenticulares y delgadas. Los depósitos presentan su mejor desarrollo en el centro y Noreste del área donde se llega a tener espesores de 26 a 32 pies de arenas con porosidades promedio de 22% y permeabilidades promedio del orden de 400 mD. Las areniscas asociadas a este Miembro son poco consolidadas por lo que en ocasiones se observan pozos con problemas de arenamiento

Mioceno-Plioceno

Por sobre la Formación Misoa, y en forma discordante, se tienen los depósitos clásticos del Mioceno/Plioceno, que en el área se presentan mayormente erosionados.

ESTRUCTURAS PREDOMINANTES

Estructuralmente el Área La Concepción está compuesta por bloques plegados, levantados por fallas inversas, separados por áreas bajas. Los Yacimientos Cretácico están constituidos por dichas estructuras plegadas limitadas por fallas inversas mayores de dirección general NE-SO. En algunas zonas, como en Cretácico – Estructura Norte, estas fallas se curvan unas contra otras y hay cambio de vergencia de las estructuras, explicadas por el régimen de solapamiento transpresivo. Las fallas subordinadas visibles en sísmica, dentro de los bloques levantados, incluyen fallas paralelas a las fallas inversas mayores, y en menor proporción fallas orientadas NNE-SSO y NNO-SSE.

Los mapas estructurales del tope de los miembros Ramillete y Areniscas Inferiores en el área de la estructura Cretácico Norte muestran bloques fallados compartimentalizados y distribuidos como parte de un pliegue. Existen varios indicios que afectan al Cretácico los cuales sugieren que la deformación predominante fue causada por tectónica de estilo transpresivo (de tipo *Wrench faulting*) (Figura 4).

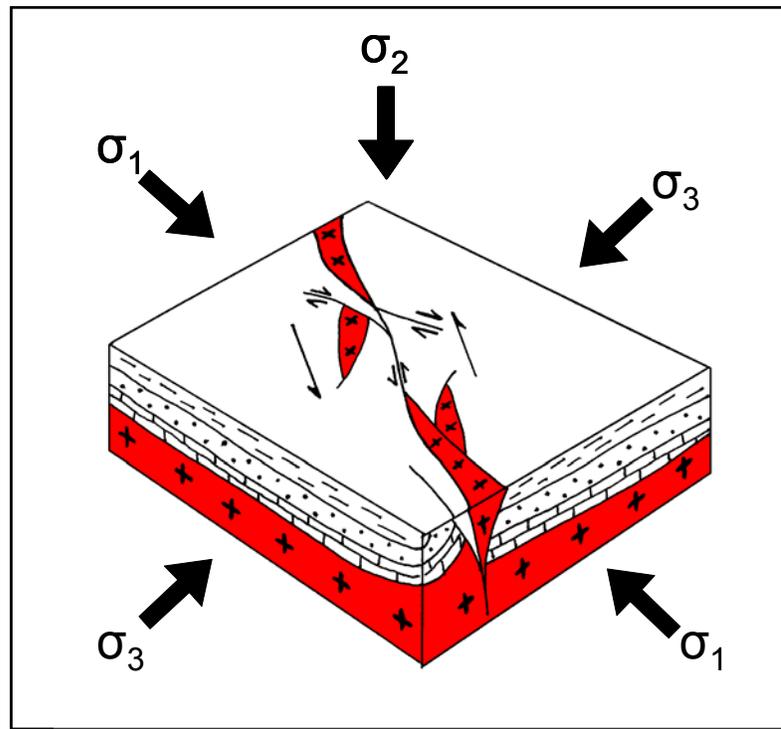


Figura 4. Deformación tipo Wrench faulting.

Las observaciones efectuadas en núcleos muestran varias direcciones de fracturas predominando las de rumbo NO-SE y NE-SO, con ángulos de buzamiento que varían entre 65 y 80°. La dirección predominante NO-SE de fracturas mayormente abiertas coincide en general con la dirección perpendicular a la ruptura de hoyo, lo cual sugiere que los esfuerzos máximos actuales podrían estar influenciando en la apertura de fracturas paralelas a dicha dirección máxima de esfuerzo. Esta dirección máxima de esfuerzo (σ_1) inferida de la dirección de ruptura de hoyo, a su vez coincide con el esfuerzo neotectónico actual regional encontrado en estudios regionales.

El análisis petrográfico y sedimentológico revela que existe una relación muy fuerte entre las litofacies y el tipo de fractura en el Grupo Cogollo. Las facies más granulares son las que muestran mayor número de fracturas abiertas y semiabiertas. El recuento de espesor de litofacies por miembro y formación indica que el Miembro Piche tiene los mayores espesores de facies granulares, seguido de las Formaciones Lisure y Maraca. Lo anterior sugiere que la mayor cantidad de fracturas abiertas y semiabiertas deben estar presentes en el Miembro Piche, seguido

de las Formaciones Lisure y Maraca.

Según el modelo transpresivo postulado para el Cretácico, la deformación principal que afecta al Cretácico, se transmitió a los niveles terciarios pero con una complejidad adicional debido a la presencia de un nivel dúctil (lutita de la Fm. Colón-Mito Juan) que actúa como una interfase de desacoplamiento. La distribución espacial uniforme de las fallas normales en el Terciario sugiere la formación de dichas fallas por un evento distensivo resultante del evento transpresivo del Cretácico.

MECANISMOS DE ENTRAMPAMIENTO PREDOMINANTES

El principal factor de entrampamiento, para los distintos yacimientos del área, está representado por la componente de tipo estructural. Esta se asocia a la estructuración dominante, tanto para los yacimientos Cretácico como para los yacimientos Eoceno, mostrando cierres de gran magnitud.

Las estructuras geológicas en La Concepción siguen las tendencias regionales observadas en otros campos de la cuenca de Maracaibo. Los pliegues y bloques levantados limitados por fallas inversas involucran el Basamento. Para todo el reservorio del Grupo Cogollo el sello lo constituye las lutitas suprayacentes de la Formación Mito Juan-Colón cuyo espesor promedio es de 2000' pero puede variar drásticamente debido a su gran plasticidad y al fallamiento de gran magnitud presente a niveles del Cretácico.

Similar al comportamiento estructural del Eoceno en el resto de la zona, en esta área de Los Lanudos se interpreta un modelo estructural de régimen transpresivo que generó el pliegue mencionado asociado a una falla inversa principal buzando con alto ángulo, y fallas secundarias normales. Las zonas San Ignacio y El Socorro, ubicados al SE del área de Los Lanudos participan del lineamiento estructural regional, organizados en pequeños bloques formados por fallas normales. Las trampas de este yacimiento lo constituyen los bloques fallados y

compartimentalizados, y los sellos están conformados por las lutitas intercaladas entre las arenas de dicho miembro.

Cabe resaltar una notable diferencia entre los mecanismos de drenaje de ambos reservorios, Eoceno y Cretácico. Mientras que en el Eoceno las fallas que limitan los bloques se comportan generalmente como sellos, pues en muchos casos se observa grandes diferencias de valores de presión entre bloques adyacentes, en el Cretácico las fallas en general son vías de drenaje y bloques adyacentes presentan presiones comparables.

El tope del Miembro Socuy de la Formación Colón constituye el primer intervalo de calizas del Cretácico, y representa la morfología del Yacimiento Cretácico. El Miembro Socuy representa el tope por ser el más claro y definido sísmicamente. El cambio abrupto de la lutita masiva de Mito Juan- Colón a las calizas Cretácicas coronadas por el Miembro Socuy genera en la sísmica un reflector de alta amplitud y continuidad susceptible de ser interpretado con menor dificultad que otros reflectores.

Los registros de imagen y los datos de registros de producción del Cretáceo indican que la mayoría de fracturas abiertas, y en algunos casos son las responsables de la producción de los pozos. La deformación horizontal de la sección de los pozos durante la perforación sugiere que los esfuerzos principales neotectónicos presentes se atribuyen a dichos esfuerzos.

Estructura del tope de Socuy: El campo fue descubierto al analizar una elevación eocena muy compleja que aflora en superficie y se extiende al noreste hasta el área de los Cañadones (Figura 5).

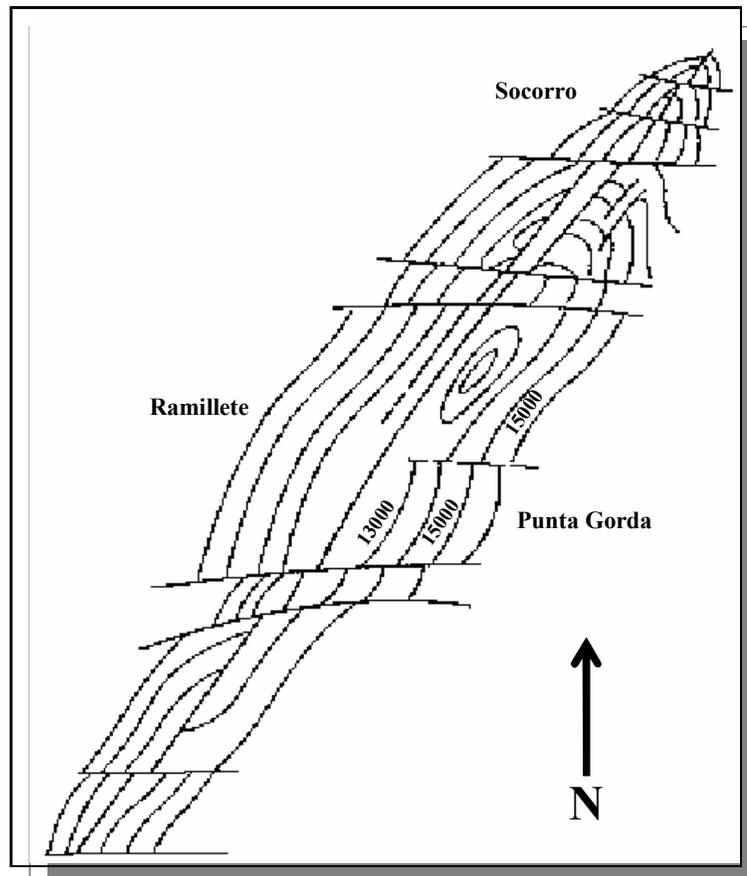


Figura 5. Campo La Concepción. Tope de Socuy.

La estructura es un anticlinal generado por esfuerzos de una falla transcurrente en el basamento. A lo largo de la falla principal del área de La Concepción una cuna fue proyectada verticalmente hacia arriba para formar una estructura en flor.

Una falla inversa sinuosa, atraviesa toda el área dividiéndola en dos flancos, el oriental con buzamiento promedio de 35° y el occidental con 15° . Los flancos de la estructura están limitados por fallas inversas similares (Figura 6).

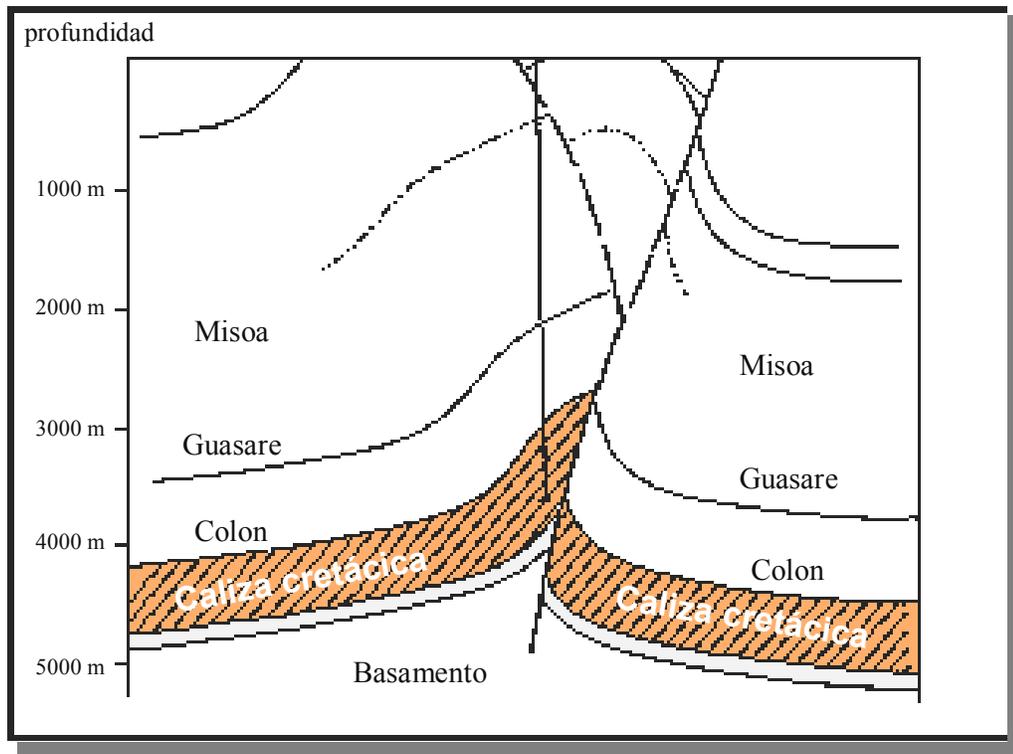


Figura 6. Corte Estructural del campo La Concepción.

En la región de La Concepción se presenta un sistema de fallas transversales de rumbo este-oeste que se prolonga hasta el norte de Boscán y el área de El Dividive. Este sistema separa la zona intensamente deformada de los Distritos Mara-Maracaibo del área de menor deformación de Urdaneta-Perijá.

La estructura de El Socorro forma el declive noreste del campo La Concepción en continuación de su eje anticlinal. El flanco oeste está cortado por una gran falla inversa longitudinal y toda el área presenta fallamiento normal transversal (Figura 7).

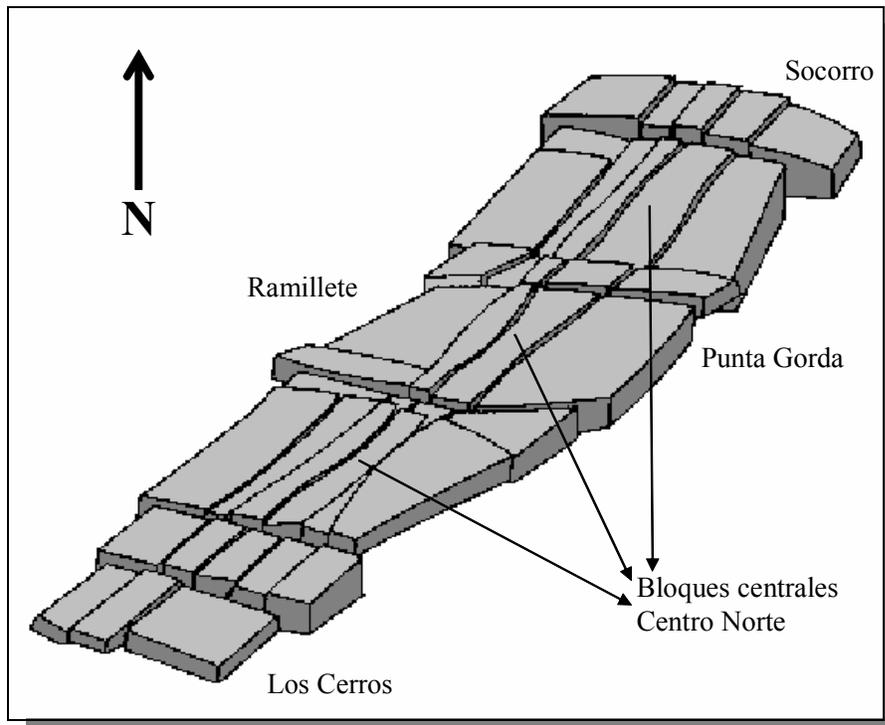


Figura 7. Bloque esquemático del Tope de Misoa Inferior.

YACIMIENTOS FRACTURADOS

Los yacimientos fracturados constituyen un tipo especial de yacimientos de hidrocarburos. Por lo general son de gran espesor, la porosidad es principalmente secundaria, la distribución de la porosidad y la permeabilidad son irregulares, la producción varía enormemente y pueden o no tener un alto contenido de hidrocarburos (Figura 8).

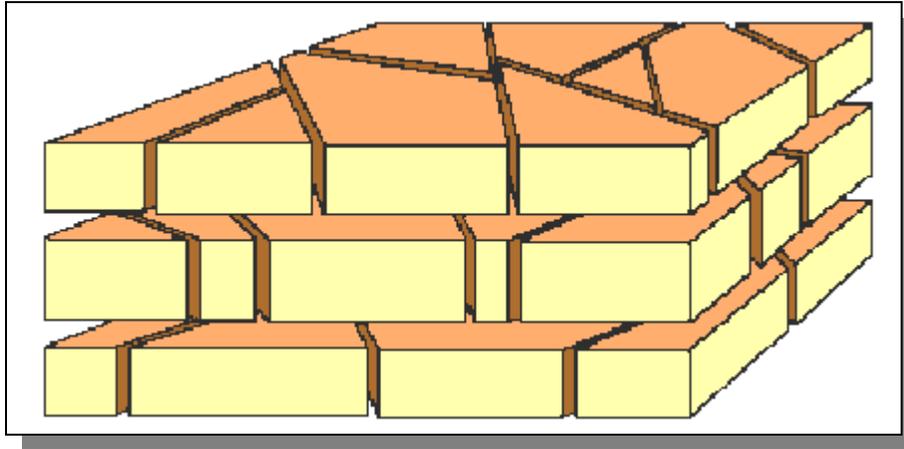


Figura 8. Esquema representativo de un material fracturado

Esto se debe a que la compleja interacción de la fractura, la matriz y los fluidos es de por sí lo suficientemente variable como para que cada yacimiento fracturado constituya un ejemplar único. La evaluación de yacimientos fracturados requiere de una gran cantidad de datos para poder desarrollarlos y optimizar su producción. Para comprender mejor y modelar el sistema fracturado, se deben integrar los datos obtenidos de los núcleos, de las imágenes eléctricas de las paredes del hoyo, de los registros obtenidos a hueco abierto y de las pruebas de producción.

PROCESOS DE FRACTURAMIENTO

Distintas fuentes de esfuerzo pueden provocar diversos tipos y distribuciones de fracturas. Las relacionadas con plegamientos son diferentes de las fracturas relacionadas con fallas, en lo que se refiere a su relación con la conformación estructural, con la orientación y con las distribuciones originales. Las fracturas se pueden clasificar en distintos tipos genéticos. Dichas clasificaciones se basan en dos supuestos principales:

- 1) los esquemas de fracturas naturales reflejan fielmente el estado local del esfuerzo en el momento de la fracturación.
- 2) desde un punto de vista cualitativo, las rocas del subsuelo se fracturan en un modo semejante al de las rocas de características similares, usadas en el laboratorio bajo condiciones equivalentes.

Por lo general, para cada estado de esfuerzo triaxial $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ existen dos orientaciones de fracturas de cizalla y una orientación de fractura extensional. La determinación del régimen del esfuerzo regional se puede ver complicada por variaciones locales y la reactivación de elementos estructurales más antiguos.

FRACTURAS

La gran mayoría de los campos de Venezuela producen de areniscas. No obstante, existen algunos que producen de carbonatos y éstos presentan diversos problemas petrofísicos. Por ejemplo, en el caso de los carbonatos complejos, resulta difícil obtener una estimación precisa de la porosidad mediante los registros convencionales, sin tener que combinar varias mediciones, o recurrir a costosos procesos de calibración con respecto a los núcleos. Sin embargo, la porosidad obtenida a partir de ciertas herramientas se deriva en forma independiente de la litología de la formación, con lo cual se eliminan los errores relacionados con los efectos de una matriz desconocida, sobre las otras mediciones. Los carbonatos también presentan una distribución del tamaño de los poros muy amplia, que oscila desde elementos microcristalinos a cavernas, lo cual afecta en gran medida las estimaciones de productividad, permeabilidad y saturación de hidrocarburos, calculadas a partir de los registros de resistividad.

Los datos sísmicos permiten definir de manera preliminar que las trampas estructurales principales están dominadas por una tectónica de tipo transpresivo. El área está compuesta por zonas principales que corresponden a bloques levantados que generaron la formación de zonas de solapamiento transpresivas.

Las pruebas de presión en algunos pozos sugieren que existe un flujo corto radial seguido de un flujo bilinear, el cual puede ser atribuido a la presencia de microfisuras cercanas al pozo que están conectadas a fracturas mayores (fallas) distantes al pozo. Todos los modelos de fallamiento muestran un crecimiento del número de las fracturas acercándose al plano principal de la falla. Los datos parecen confirmar que las fracturas son la vía principal de permeabilidad del yacimiento en el Cretácico. Sin embargo la identificación de las fracturas es difícil pues muchas

están por debajo de la resolución de la sísmica, y además dichas fracturas deben estar abiertas para que sirvan de conducto de fluidos. Los registros eléctricos muestran baja porosidad, en el orden de 2 a 5%. (Petrobras Energía Venezuela).

LAS CALIZAS CRETÁDICAS

Las formaciones que integran el intervalo de calizas cretácicas, en orden estratigráfico son: Apón, Lisure y Maraca, componentes del grupo Cogollo; La Formación La Luna y el Miembro Socuy de la Formación Colón. Estas formaciones cretácicas han desempeñado un triple papel de extraordinaria importancia en la obtención de petróleo. Algunas como la Formación La Luna, han sido rocas madres de calidad; otras, como las formaciones Apón, Lisure y Maraca y La misma Formación La Luna, notables recipientes fracturados y finalmente, durante ciertas épocas las lutitas de la Formación Colón han proporcionado la necesaria cobertura para mantener el petróleo cretácico in situ (González de Juana, 1980).

La sección de calizas cretácicas fue depositada en dos ambientes distintos: las calizas superiores, Socuy y La Luna (espesor 350' a 450'), son rocas compactas y tanto los intervalos de calizas como los de lutitas calcáreas no son proclives a la porosidad primaria o intergranular. Las calizas inferiores, Maraca, Lisura y Apón (800' a 1200'), por el contrario son producto de ambientes de mayor energía y seguramente tuvieron al tiempo de su sedimentación buenas porosidades primarias de interclastos. Posiblemente esta porosidad primaria primitiva fue disminuida y destruida en épocas tempranas de la diagénesis por la precipitación de carbonatos y parcialmente restaurada por disolución de estos mismos carbonatos por circulación de aguas ácidas.

La porosidad transgranular comprende las fracturas asociadas con el tectonismo, que fueron el mayor elemento de porosidad detectado en los inicios de la producción cretácica. En efecto en 1951 Smith y Stephenson afirman que la productividad del Cretácico en los Distritos Mara y Maracaibo del estado Zulia depende esencialmente de fracturas y diaclasas resultantes de la deformación tectónica de la zona.

La permeabilidad de las calizas cretácicas es mucho más compleja que la del Eoceno y Mioceno, debido a la clase y distribución de la porosidad ya comentada. Smith y Stephenson (et. al.) estiman que la permeabilidad en casi todas las muestras de matriz es inferior a 0,1 milidarcys. Leon en 1975 expresa que, al analizar en conjunto el sistema circulatorio de las calizas, puede inferirse que los intervalos con buena porosidad y saturación de petróleo no fluyen debido a que la baja permeabilidad aumenta la fricción y anula la presión del recipiente; en otros casos, intervalos de baja porosidad y buena permeabilidad bien conectados al área de drenaje, pueden ser buenos productores. La condición del flujo óptimo se logra cuando el taladro corta fracturas amplias o canales y huecos de disolución.

Las estructuras están enmarcadas por afloramientos de rocas eocenas y se extienden de modo esporádico hacia el norte-noreste. Sin embargo, el relieve estructural de La Concepción es mucho menor que el de La Paz. Sobre el tope de Guasare la diferencia de relieve alcanza más de 5000' y el tope del intervalo de calizas cretácicas se encuentra a unos 6000' (1892 m) más bajo en La Concepción que en La Paz. La estructura de La Concepción a nivel del Eoceno es mucho más compleja que La Paz y las fallas transversales más abundantes afectan notablemente la estructura de los anticlinales principales (Ramillete, Los Teques y Punta Gorda). Al nivel del tope de las calizas cretácicas se observan arqueamientos contra una falla longitudinal de rumbo noreste.

La producción inicial del campo La Concepción se obtuvo de arenas del Paleoceno y Eoceno (36.7°API) sin diferenciar el yacimiento abierto. La mayor parte del crudo eoceno oscila entre 27 y 38° API con un porcentaje de agua de 5.5% y 6.3%. A partir de 1948 se inició la producción cretácica, con alta gravedad de petróleo liviano. En El Socorro las arenas inferiores Ramillete y Punta Gorda se presentaron mojadas. Las Arenas Superiores produjeron petróleo y gas.

4. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

El comportamiento de los materiales al paso de una onda sísmica es de gran importancia para el desarrollo del estudio de amplitudes. De esta forma, el conocimiento de la deformación de los materiales bajo distintas magnitudes y direcciones de esfuerzo constituye una parte fundamental en la geomecánica.

El tensor elástico generalizado que se deriva de la ley de Hooke relaciona el esfuerzo aplicado a un material y la deformación sufrida. Dependiendo de la anisotropía o isotropía del medio se obtendrán del tensor elástico distintos números de constantes o módulos elásticos independientes. Los módulos elásticos son expresiones numéricas que relacionan el esfuerzo aplicado a un cuerpo y la deformación, tomando en consideración tanto la dirección del esfuerzo aplicado como la dirección de la deformación. Algunos de estos módulos son descritos a continuación:

MÓDULO DE CIZALLA O DE RIGIDEZ (μ)

Es la relación entre el esfuerzo y la deformación en un material bajo condiciones de una cizalla simple, por tanto es una medida de la resistencia al esfuerzo de cizalla (Figura 9), y viene dada por la siguiente expresión:

$$\mu = \frac{\Delta F / A}{\Delta L / L} \quad (1)$$

donde

ΔF = fuerza de corte o tangencial

A = área de la sección

L = distancia entre planos de corte

ΔL = desplazamiento de corte

Módulo de cizalla

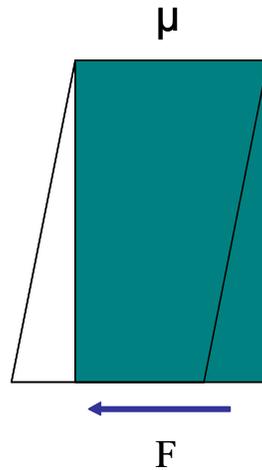


Figura 9. Representación de la relación esfuerzo-deformación bajo una fuerza F de cizalla.

MÓDULO DE INCOMPRESIBILIDAD O MÓDULO DE VOLUMEN (K)

Es la relación entre el esfuerzo y la deformación de un material bajo condiciones de presión hidrostática, es decir, es una medida de incompresibilidad (Figura 10), y viene dada por la siguiente ecuación:

$$k = \frac{\Delta P}{\Delta V / V} = \frac{1}{c} \quad (2)$$

donde

ΔP = cambio de presión.

V = volumen.

ΔV = cambio de volumen.

c = compresibilidad.

$\frac{\Delta V}{V}$ = dilatación.

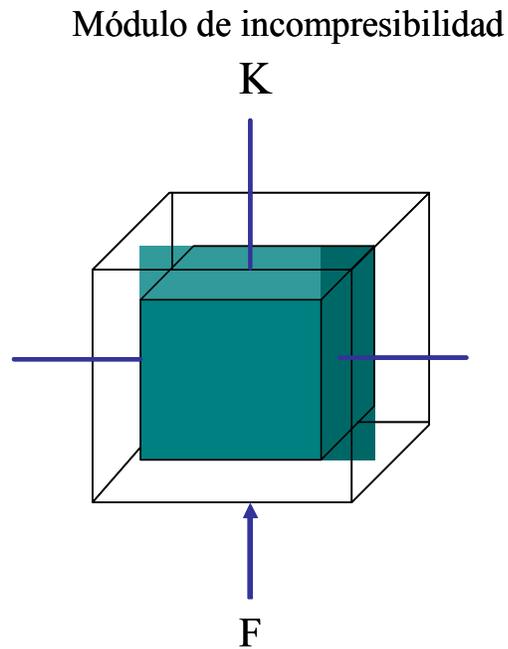


Figura 10. Representación de la relación esfuerzo-deformación bajo una presión hidrostática.

MÓDULO DE YOUNG (E)

Es la relación entre el esfuerzo longitudinal y la deformación longitudinal asociada a un cuerpo cilíndrico el cual se encuentra sometido a una extensión longitudinal en la dirección axial (Figura 11). Dicha relación viene expresada de la siguiente manera:

$$E = \frac{\Delta F / A}{\Delta L / L} \quad (3)$$

Donde

$\Delta F / A$ = presión o fuerza por unidad de área

L = longitud original

ΔL = cambio de longitud

Módulo de Young

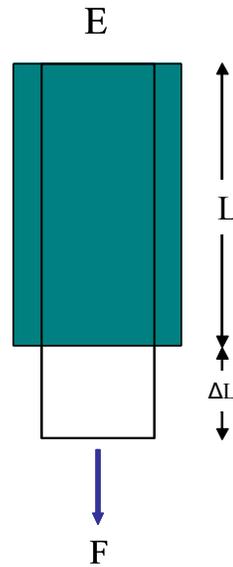


Figura 11. Representación de la relación esfuerzo longitudinal -deformación longitudinal.

RELACIÓN DE POISSON

Para un material isotrópico, homogéneo y elástico sometido a compresión uniaxial, la relación de Poisson es definida como el cambio negativo fraccional del ancho del material dividido por el cambio fraccional de longitud (relación entre deformación axial y transversal). La relación de Poisson está directamente relacionada con la velocidad de onda P (V_p) y velocidad de onda S (V_s), y se puede expresar en estos términos de la siguiente manera:

$$\sigma = \frac{(V_p/V_s)^2 - 2}{2[(V_p/V_s)^2 - 1]} \quad (4)$$

Cabe destacar que la relación de Poisson puede variar teóricamente entre 0 y 0.5, y su valor se aproxima a cero en la presencia de gas y a 0.5 en líquido.

RELACIÓN ENTRE LOS MÓDULOS ELÁSTICOS Y LAS VELOCIDADES

Las velocidades de ondas P (ondas compresionales, longitudinales o de dilatación) son aquellas que producen movimientos en las partículas del sólido en la dirección de propagación de la onda. Mientras que las velocidades de onda S (ondas de cizalla, transversas o de corte) son ondas que producen movimientos en las partículas del sólido, en la dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda.

Las velocidades de onda P y S para un medio isotrópico, homogéneo y elástico en función de los módulos elásticos están dados por

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (5)$$

y

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (6)$$

donde

V_p = velocidad de la onda compresional (km/s)

V_s = velocidad de la onda de corte. (km/s)

K = incompresibilidad de la roca o módulo de incompresibilidad. (GPa)

μ = módulo de corte o rigidez de la roca. (GPa)

ρ = densidad bulk de la roca (g/cc).

Estas ecuaciones representan el vínculo fundamental entre las velocidades sísmicas de las rocas y las propiedades de la roca. Esto ha sido demostrado muchas veces (Domenico, 1976, 1977) evidenciando que el módulo de incompresibilidad puede ser fuertemente dependiente del módulo de incompresibilidad del fluido del poro, mientras que el módulo de corte puede ser no afectado por los fluidos. Por lo tanto, cuando un gas libre de compresión reemplaza líquidos en el espacio de poros, la velocidad de onda P de la roca decrecerá significativamente, mientras que la velocidad de la onda S se incrementará ligeramente debido al decrecimiento de la densidad bulk.

En consecuencia, la relación entre las velocidades compresional y de corte es considerado un excelente indicador de gas libre en el espacio poral.

MODOS DE CONVERSIÓN DE ONDAS

Para la comprensión de la dependencia de la reflectividad con la separación entre la fuente y receptor (offset), es necesario el estudio del fenómeno de partición de energía de las ondas en las interfaces.

Cuando una onda sísmica incide sobre determinada interfase entre dos medios la misma puede reflejarse o refractarse. Cuando se refleja o refracta puede hacerlo como onda “P” o “S”. De esta manera una onda P incidente puede generar cuatro modos de propagación P-P y P-S reflejadas, P-P y P-S refractadas como se muestra en la Figura 12.

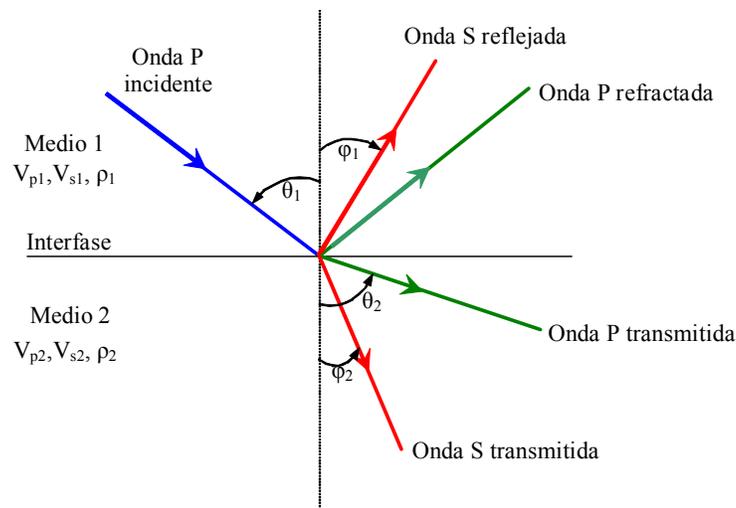


Figura 12. Modos de conversión de ondas.

Donde

V_{p1} = Velocidad de onda P en el medio 1

V_{p2} = Velocidad de onda P en el medio 2

V_{s1} = Velocidad de onda S en el medio 1

V_{s2} = Velocidad de onda S en el medio 2

θ_1 = ángulo de onda P incidente

θ_2 = ángulo de onda P transmitido

φ_1 = ángulo de onda S reflejado

φ_2 = ángulo de onda S transmitido

COEFICIENTES DE REFLEXIÓN Y DE TRANSMISIÓN

Los coeficientes de reflexión y de transmisión para cualquier ángulo de incidencia están completamente determinados por la densidad y las velocidades de onda P y S. Estos parámetros a su vez dependen de las propiedades físicas del medio como litología, porosidad, y contenido del fluido de poros. Es así como las ecuaciones que representan a dichos coeficientes vienen expresadas en términos de impedancia, variando según el modo de conversión de la onda.

El coeficiente de reflexión de una onda P como una función del ángulo de incidencia $R_{pp}(\theta_1)$ es definido como la relación entre la amplitud de la onda P reflejada y la onda P incidente. Similarmente, el coeficiente de transmisión de la onda P $T_{pp}(\theta_1)$ es la relación entre la amplitud de la onda P transmitida y la onda P incidente. Por otra parte, $R_{ps}(\theta_1)$ es la relación entre las amplitudes de la onda S reflejada y la onda P incidente, y $T_{ps}(\theta_1)$ es la relación entre las amplitudes de la onda S transmitida y la onda P incidente.

En el caso de incidencia normal, no existen ondas S convertidas y el coeficiente de reflexión de la onda P está dado por:

$$R_P = \frac{I_{P2} - I_{P1}}{I_{P2} + I_{P1}} = \frac{1}{2} \frac{\Delta I_P}{I_{PA}} \approx \frac{1}{2} \ln(I_{P2} / I_{P1}) \quad (7)$$

donde I_p es la impedancia de la onda P

I_{p1} = impedancia del medio 1 = $\rho_1 V_{p1}$

ρ_1 = densidad del medio 1

$$I_{p2} = \text{impedancia del medio 2} = \rho_2 V_{p2}$$

$$\rho_2 = \text{densidad del medio 2}$$

$$I_{pA} = \text{impedancia promedio a través de la interfase} = (I_{p2} + I_{p1})/2$$

$$\Delta I_P = I_{p2} - I_{p1}$$

ECUACIONES DE ZOEPPRITZ

Las ecuaciones de Zoeppritz (1919) describen a los coeficientes de reflexión y de transmisión para las ondas planas en función de los parámetros elásticos y el ángulo de incidencia de la onda. A partir de estas ecuaciones se derivan las expresiones que determinan las variaciones de amplitud en función del offset, las cuales son dependientes de la velocidad de onda P, de la relación de Poisson y de la densidad.

El modelo utilizado para hallar estas ecuaciones se fundamenta en una serie de suposiciones tales como:

- Las ondas involucradas en el fenómeno son planas.
- La interfase entre los dos medios es plana y uniforme.
- Ambos medios son semi infinitos, homogéneos, isotrópicos y elásticos.

$$\begin{bmatrix} \text{Sen}(\theta_1) & \text{Cos}(\phi_1) & -\text{Sen}(\theta_2) & \text{Cos}(\phi_2) \\ -\text{Cos}(\theta_1) & \text{Sen}(\phi_1) & -\text{Cos}(\theta_2) & -\text{Sen}(\phi_2) \\ \text{Sen}(2\theta_1) & \frac{V_{p1}}{V_{s1}} \text{Cos}(2\phi_1) & \frac{\rho_2 V_{s2}^2 V_{p1}}{\rho_1 V_{s1}^2 V_{p2}} \text{Sen}(2\theta_2) & -\frac{\rho_2 V_{s2} V_{p1}}{\rho_1 V_{s1}^2} \text{Cos}(2\phi_2) \\ \text{Cos}(2\theta_1) & -\frac{V_{s1}}{V_{p1}} \text{Sen}(2\phi_1) & -\frac{\rho_2 V_{p2}}{\rho_1 V_{p1}} \text{Cos}(2\theta_2) & -\frac{\rho_2 V_{s2}}{\rho_1 V_{p1}} \text{Sen}(2\phi_2) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A \\ B \\ C \\ D \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\text{Sen}(\theta_1) \\ -\text{Cos}(\theta_1) \\ \text{Sen}(2\theta_1) \\ -\text{Cos}(2\phi_1) \end{bmatrix} \quad (8)$$

Donde

A es el coeficiente de reflexión de onda P

B es el coeficiente de reflexión de onda Sv

C es el coeficiente de transmisión de onda P

D es el coeficiente de transmisión de onda Sv

Debido a lo extensas de estas ecuaciones, durante varios años se han realizado un gran número de aproximaciones de las ecuaciones de Zoeppritz.

APROXIMACIONES DE LAS ECUACIONES DE ZOEPPRITZ

Una de las primeras aproximaciones realizadas de la ecuación de Zoeppritz fue hecha por Bortfeld en 1961 enfocando su trabajo en propiedades de la roca como la rigidez y el fluido. Esta fórmula fue rápidamente redefinida por Richard y Frasier (1976), y por Aki y Richards (1980) quienes centran su trabajo en las propiedades físicas de las rocas. Shuey en 1985 realiza una aproximación de la ecuación de Zoeppritz, basándose en la dependencia existente de estas ecuaciones con el ángulo de incidencia. Estas aproximaciones son comúnmente utilizadas debido a su reducida expresión de tres términos (Figura 13) (Nomenclatura en el Apéndice).

La aproximación de Shuey para el caso de una onda incidente P convertida en una onda reflejada P, permite estimar buenos resultados dentro de un cierto rango de ángulo de incidencia, el cual generalmente varía entre 0 y 30 grados.

Bortfeld \leftarrow fluido \rightarrow \leftarrow rigidez \rightarrow

$$RC(\theta) = \frac{1}{2} \text{Ln} \left(\frac{\alpha_2 \rho_2 \cos \theta_1}{\alpha_1 \rho_1 \cos \theta_2} \right) + \left(\frac{\sin \theta_1}{\alpha_1} \right)^2 (\beta_1^2 - \beta_2^2) \left(2 + \frac{\text{Ln}(\rho_2 / \rho_1)}{\text{Ln}(\beta_2 / \beta_1)} \right) \quad (9)$$

Aki y Richards **Propiedades de las rocas**

$$RC(\theta) = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{4\beta^2}{\alpha^2} \sin^2 \phi \right) \frac{\Delta\rho}{\rho} + \frac{1}{2 \cos^2 \phi} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} - \frac{4\beta^2}{\alpha^2} \frac{\Delta\beta}{\beta} \sin^2 \phi \quad (10)$$

Shuey **Dependencia del ángulo**

cercano \leftarrow medio \rightarrow \leftarrow lejano \rightarrow

$$RC(\theta) = NI_p + \left[A_o NI_p + \frac{\Delta\sigma}{(1-\sigma)^2} \right] \sin^2 \phi + \frac{1}{2} \frac{\Delta\alpha}{\alpha} (\tan^2 \phi - \sin^2 \phi) \quad (11)$$

Figura 13. Aproximaciones de las ecuaciones de Zoeppritz.

Debido a la practicidad de la aproximación de Shuey en relación a las ecuaciones de Zoeppritz, y a la dependencia directa de estas ecuaciones con el ángulo de incidencia, se hace conveniente el uso de la ecuación de Shuey durante el estudio de amplitudes en función de la distancia fuente - receptor.

PRINCIPALES FACTORES QUE AFECTAN LAS VELOCIDADES SÍSMICAS

Las velocidades sísmicas están estrechamente vinculadas a las propiedades de la roca. Diversos factores intrínsecos de las rocas afectan el fenómeno de propagación de ondas sísmicas tales como, la edad, consolidación, compactación, cementación, textura, densidad, anisotropía, fracturas, porosidad, litología, forma del poro, viscosidad, composición y tipo de fluido, saturación, y condiciones de yacimiento tales como temperatura y presión. De todos los elementos anteriormente mencionados, principalmente existen dos variables, fluido y saturación, que afectan a las propiedades elásticas de la roca y en consecuencia las velocidades de transmisión de forma considerable.

A continuación se muestran dos figuras (Figura 14 y Figura 15) modificadas del trabajo de Wang (2001) en donde es posible apreciar variaciones de velocidad en función de la saturación de agua, gas y petróleo. En arenas con gas, la velocidad de onda P decrece moderadamente desde una saturación de gas del 100% hasta un 85%, posteriormente aumenta rápidamente hasta alcanzar una saturación del 100% de agua. La disminución que sufre la velocidad de las ondas P cuando el rango de saturación de agua está entre 0% y 85% se debe a que el módulo volumétrico del fluido no varía apreciablemente, mientras que la densidad puede aumentar a medida que se incrementa la saturación de agua.

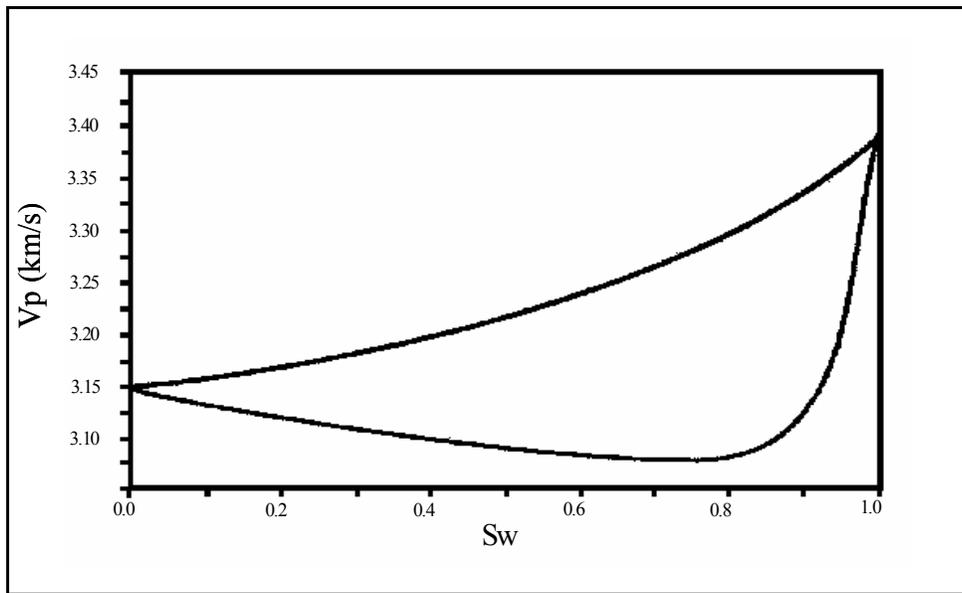


Figura 14. Velocidad de onda P en función de la saturación.

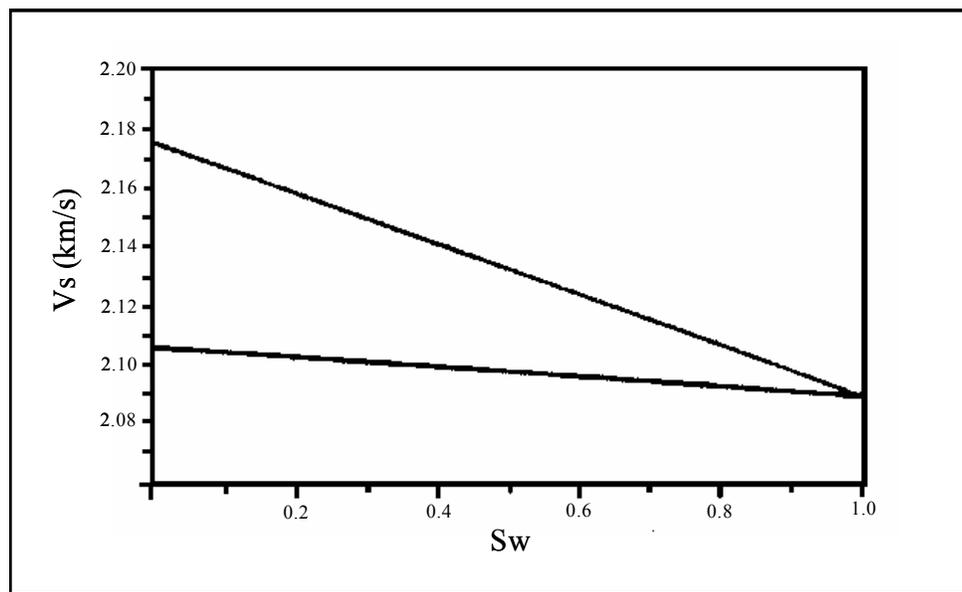


Figura 15. Velocidad de cizalla en función de la saturación.

Por encima del 85% de saturación de agua el módulo volumétrico cambia significativamente y por lo tanto se refleja como un aumento apreciable en la velocidad de las ondas P. En la Figura 15 la velocidad de las ondas S decrece a medida que la saturación aumenta.

Como el módulo de cizalla no se ve afectado por la saturación de agua, la densidad de la roca es la variable que produce este comportamiento.

Un factor importante que influye sobre la velocidad de las ondas P es la compresibilidad de fluido y de poro. Las rocas saturadas con fluidos menos compresibles muestran mayor impedancia y velocidad de las ondas P. En rocas con poros menos compresibles, el fluido tiene un efecto menor que en rocas con poros más compresibles (Wang 2001).

AMPLITUDES SÍSMICAS

Las amplitudes sísmicas son una expresión de la impedancia acústica la cual convolucionada con una señal en tiempo genera la traza sísmica. La polaridad de la misma está vinculada según la convención que se desee utilizar. En general, si la impedancia es positiva, es decir, la onda viaja en un medio en donde la velocidad va en aumento, entonces la polaridad será positiva, mientras que si la impedancia es negativa (velocidad y densidad de mayor a menor) entonces la polaridad será negativa.

FACTORES QUE AFECTAN LAS AMPLITUDES SÍSMICAS

Los orígenes de los diversos elementos que pueden afectar las amplitudes sísmicas son muy variados. Dependiendo del objetivo de estudio estos factores pueden ser útiles o considerarse ruido.

1. Información deseada (señal).
 - 1.1 Coeficientes de reflexión en función del ángulo de incidencia.
2. Información potencial (considerada ruido para algunos métodos y señal para otros).
 - 2.1 Reflexiones compuestas por múltiples interfases.
 - 2.2 Efecto de entonación causado por la convergencia NMO.
 - 2.3 Conversión de modos.
3. Factores que no dependen del offset (ruido)

- 3.1 Ruido aleatorio.
- 3.2 Instrumentación.
- 3.3 Acoplamiento de fuentes y receptores.
- 4. Factores que dependen del offset.
 - 4.1 Fuente-receptor incluyendo la respuesta del arreglo.
 - 4.2 Ángulos emergentes.
 - 4.3 Ruido coherente, múltiples.
 - 4.4 Divergencia esférica.
 - 4.5 Distorsiones en el procesamiento, estiramiento y error en la corrección NMO.
 - 4.6 Atenuación inelástica y anisotropía.
 - 4.7 Coeficientes de transmisión y dispersión sobre la zona de interés.
 - 4.8 Complejidad estructural.

AMPLITUD EN FUNCIÓN DE LA DISTANCIA FUENTE-RECEPTOR (AVO)

Amplitud en función del offset o AVO es el estudio o análisis de las variaciones de las amplitudes de reflexión sísmica en función de la distancia fuente-receptor (offset). Ostrander en 1982 demostró que los coeficientes de reflexión en arenas gaseosas varían en forma anómala en función de la distancia fuente-receptor y mostró cómo utilizar este comportamiento como un indicador directo de hidrocarburo. Es con este trabajo con el cual se populariza la metodología actualmente conocida como AVO.

MODELO DE OSTRANDER. AVO COMO INDICADOR DE GAS.

Ostrander (1984) fue el iniciador en el estudio del fenómeno de la variación de los coeficientes de reflexión en función del ángulo de incidencia aplicado a la detección directa de gas. Su estudio se basó en los trabajos previos publicados por Koefoed (1955), Biot (1956), Domenico (1976, 1977), entre otros. Ostrander realizó un modelo simple (Figura 16)

fundamentándose en el conocimiento de que los coeficientes de reflexión cambian notablemente con el aumento del ángulo de incidencia, en función del contraste de la relación de Poisson.

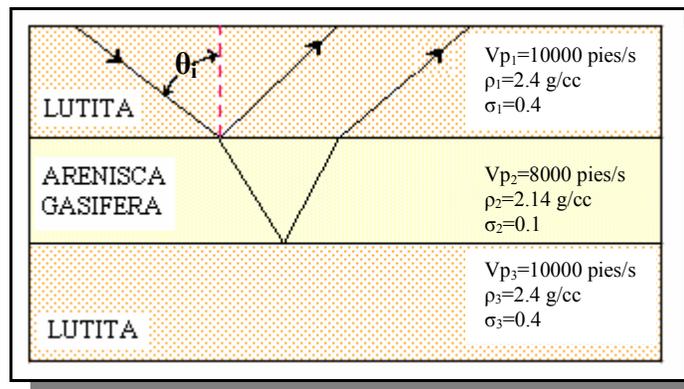


Figura 16. Modelo de arenisca gasífera de Ostrander

En relación al modelo de Ostrander se puede apreciar que las lutitas que envuelven a la arenisca gasífera poseen las mismas características petrofísicas (V_p , densidad y relación de Poisson); por otra parte existe una reducción de velocidad de onda P de un 20% y de densidad de 10%, de las lutitas a la arenisca. El análisis de la variación de los coeficientes de reflexión en función del ángulo de incidencia, para este modelo, se muestra en la Figura 17.

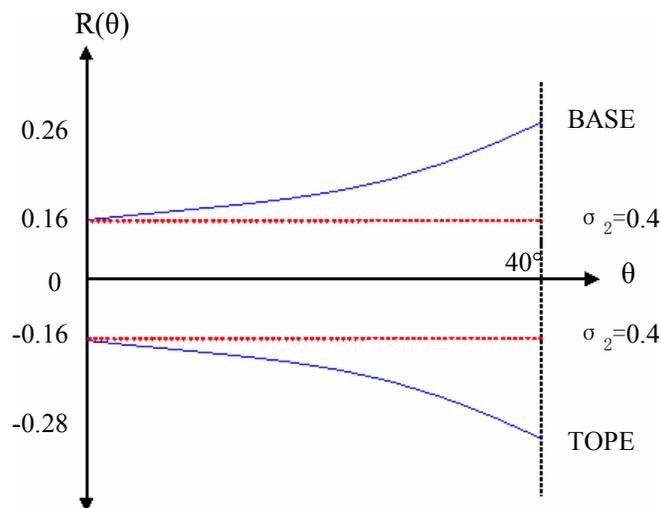


Figura 17. Respuesta de los coeficientes de reflexión en función del ángulo de incidencia.

Las líneas continuas (azul) representan la respuesta al modelo, tanto para el tope como para la base. Como predijo Koefoed (1955), se observa un aumento de los coeficientes de

reflexión (valor absoluto) en función del ángulo de incidencia. Los coeficientes de reflexión de incidencia normal (R_0) son 0.16 y -0.16 para la base y el tope de la arenisca, respectivamente. Para un ángulo de incidencia de 40° los valores de $R(\theta)$ son 0.26 y -0.28 para la base y el tope, respectivamente. La variación de $R(\theta)$ de 0° a 40° está en el orden de un 70%.

Las líneas punteadas (rojas) representan la respuesta de $R(\theta)$ al modelo si se modifica el valor del módulo de Poisson de la arenisca a 0,4. Esto puede simular el caso de una arenisca joven saturada con agua y de baja velocidad. En este caso, se puede observar solamente un suave decrecimiento en la magnitud de los coeficientes de reflexión con el incremento del ángulo de incidencia.

MODELADO AVO

El modelado de AVO es una herramienta para simular las variaciones de las amplitudes sísmicas a partir de registros de pozo o parámetros preestablecidos. Esto proporciona una validación y calibración de los datos de amplitudes sísmicas. El modelado también constituye un instrumento para caracterizar la respuesta de amplitud sísmica asociada con diferentes tipos de reservorios de hidrocarburos. Otra aplicación es el modelado de sustitución de fluidos para estimar las amplitudes sísmicas en las afueras del pozo.

El modelado de AVO constituye un importante proceso en el estudio de las amplitudes en función del offset, ya que a partir de parámetros y condiciones conocidas de la zona de interés es posible simular o predecir una respuesta sísmica, esto se lleva a cabo a través de sismogramas sintéticos. Por otra parte el modelado de AVO se puede realizar a partir del análisis de registros petrofísicos del pozo, para luego generar CDP gathers sintéticos utilizando las ecuaciones de Zoeppritz o cualquiera de las aproximaciones según convenga. Las ecuaciones de Zoeppritz dependen de los parámetros petrofísicos: velocidad de ondas P (V_p), velocidad de ondas S (V_s), y la densidad (ρ), por lo tanto es necesario conocer dichos parámetros para obtener las respuestas de AVO deseadas y así caracterizar el comportamiento de las curvas en los intervalos de interés.

La finalidad es comparar el resultado obtenido del modelado con los datos sísmicos reales, y así puntualizar diferencias o similitudes.

MODELADO EN 2D POR DIFERENCIA FINITA ELÁSTICA

El modelado por diferencia finita elástica consiste básicamente en la simulación de la respuesta de los campos de ondas generados durante la adquisición de un VSP. Para ello se utiliza la solución completa de la ecuación de ondas. Dicha ecuación de onda elástica incluye a las velocidades de ondas directas P y ondas transversales S, y las densidades.

Debido a que la simulación se realiza en dos dimensiones y el campo de ondas en la realidad es tridimensional, cuando se realiza el modelado 2D se generan como resultado 2 componentes, la primera es la componente vertical (V) y la segunda la radial (H1 y H2). Las soluciones incluyen ondas P directas (pertenecientes al campo de ondas descendentes), ondas P reflejadas (pertenecientes al campo de ondas ascendentes), múltiples, conversiones P-SV y ondas de superficie.

Diferencias entre la ecuación de onda acústica y onda elástica:

- La ecuación de la onda acústica implica velocidades de onda P y densidades solamente. La solución no incluye ninguna onda convertida, y las amplitudes representan más bien el campo de presión en vez el desplazamiento del suelo como en los datos sísmicos.
- Con la onda acústica, los tiempos de viaje de las ondas P y las refracciones de la onda P, difracciones, reflexiones, y múltiples son los mismos que los de la solución de la ecuación de onda elástica.
- Las amplitudes de las reflexiones de la solución de la ecuación de onda acústica son largas si la velocidad de contraste de las interfases es larga, y pequeña si el contraste de velocidades es pequeño, similarmente es la ecuación de onda elástica.

- Las amplitudes de la solución de onda acústica y el campo de presiones, son escalares no sensibles a la dirección de propagación de ondas, mientras que las amplitudes de la solución de la ecuación de onda elástica son vectores.

Por lo tanto, las soluciones de la ecuación de onda acústica son útiles para el estudio de las reflexiones de la onda P. Sin embargo para un estudio de propagación de ondas más completo es conveniente utilizar la ecuación de onda elástica.

PROCEDIMIENTO PARA CUANTIFICAR EL ANÁLISIS DE AVO.

Los análisis cuantitativos de AVO son hechos a partir de los grupos de trazas CDP o CMP (common-midpoint-gathers o puntos comunes en profundidad). Los valores de amplitud de cada offset del gather son ajustados a una curva lineal, a través de la función linearizada del ángulo de incidencia. La finalidad es obtener principalmente dos atributos, tiempo intercepto y pendiente de la línea de ajuste o gradiente.

La función linearizada del ángulo de incidencia se obtiene de la siguiente forma; sabiendo que la aproximación de las ecuaciones de Zoeppritz realizada por Shuey, viene dada por:

$$RC(\theta) = A + B \text{sen}^2 \theta + C(\tan^2 \theta - \text{sen}^2 \theta) \quad (12)$$

Entonces, asumiendo para ángulos cercanos, es decir menores a 30 grados:

$$RC(\theta) = A + B \text{sen}^2 \theta \quad (13)$$

Se puede hacer una analogía con la ecuación afín de una recta:

$$Y = mx + b \quad (14)$$

De donde es factible representar la información a través de un gráfico de comportamiento lineal.

Para cada CDP es posible determinar el valor intercepto (R_0) y el gradiente (G) correspondientes a cada muestra en tiempo, por lo tanto, sería posible obtener secciones completas para cada uno de estos atributos. La gráfica resultante es una manera simple de mostrar cómo se comporta la amplitud en función del ángulo de incidencia (Figura 18).

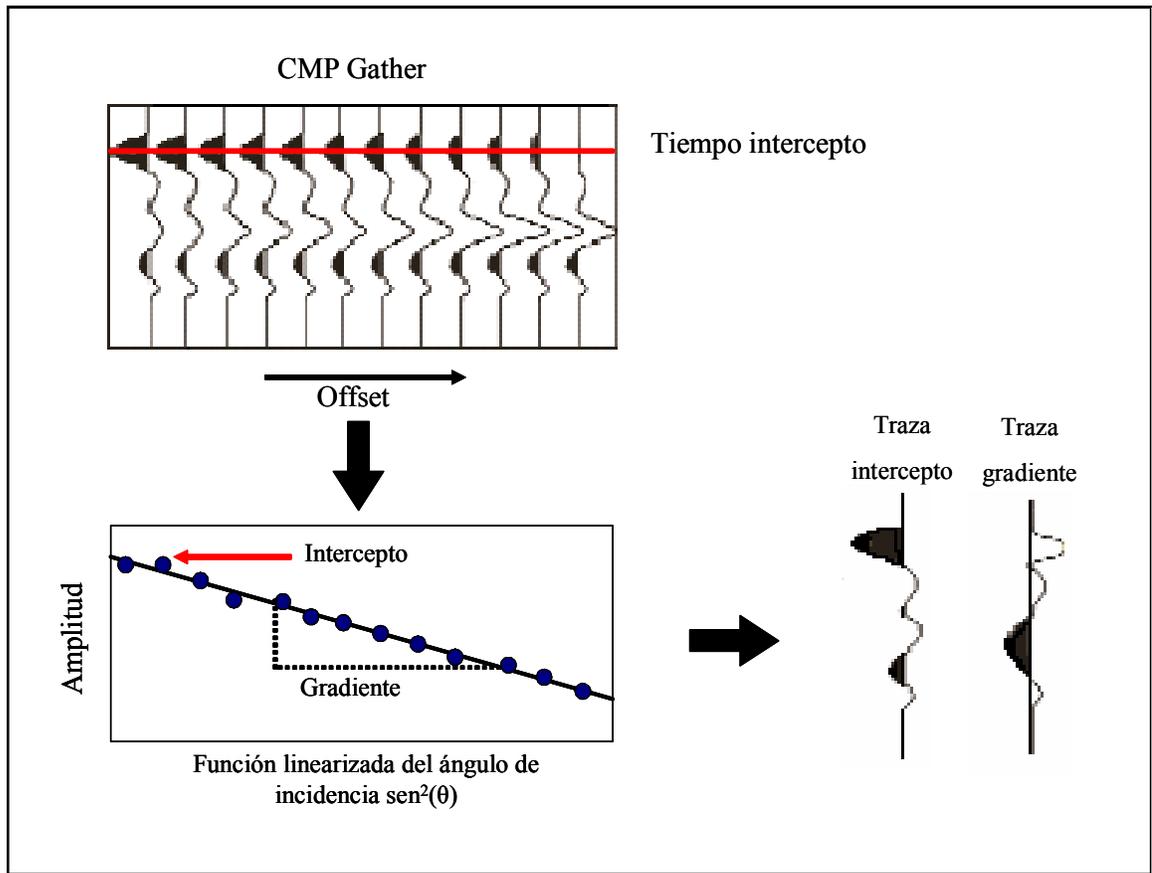


Figura 18. Esquema explicativo del cálculo del “Gradiente” e “Intercepto”

El intercepto es simplemente una estimación de las reflectividades de la incidencia normal, mientras que el gradiente indica si comportamiento de la amplitud es creciente o decreciente en función del offset y cuan fuerte varía. Estos dos atributos pueden ser combinados para crear otros atributos (Buriannyk, 2000), tales como:

Traza de Gradiente Restringido: (Signo de P)*G

Los puntos brillantes o “Bright Spots” generalmente producen grandes valores de P_j . Sin embargo, bajo ciertas circunstancias geológicas los puntos brillantes inducidos por gas, resultarán

en G_j positivo cuando P_j es positivo y G_j es negativo cuando P_j es negativo. El apilamiento de gradiente restringido esta diseñado para resaltar estos casos.

Cuando G_j y P_j tienen el mismo signo, el gradiente restringido es positivo.

Cuando G_j y P_j tienen signos opuestos, el gradiente restringido es negativo.

Cociente de Poisson: $(4/3*(P+G))$

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

Donde: σ es el cociente de Poisson promedio del medio en cualquiera de los lados de la interfase reflectora.

Traza onda S: $(1/2*(P-G))$

Esto define la traza de Onda S si definimos la reflectividad de onda S como:

$$1/2(\Delta\sigma/\sigma + \Delta V_s/V_s).$$

Traza Producto: $(P*G)$

Para muchas situaciones, aunque no todas, la presencia de una secuencia de areniscas lutitas es acompañado por un incremento en la amplitud de reflexión y la magnitud del gradiente. Para resaltar aún más el contraste de puntos brillantes con el fondo, se puede multiplicar el gradiente y el intercepto (Coeficiente de reflexión de onda P a offset cero). A esto se le llama la traza de Producto.

Traza Matemática: $(a*P+b*G+c*P*G)$

Se puede resaltar aún más el contraste de puntos brillantes con el fondo utilizando varias combinaciones de la suma del gradiente, intercepto y su producto. Donde se utilizan diferentes combinaciones de estos dos valores como indicadores de hidrocarburos.

Coefficiente de regresión o Desviación Estándar:

Esta traza muestra el resultado del análisis de regresión, lo cual es el coeficiente de correlación de un ajuste de mínimos cuadrados o la desviación estándar (utilizando el método de desviación mínima absoluta). Esto muestra la similitud entre el crossplot de la Amplitud vs. Offset y la aproximación de Shuey.

- Cuando el valor absoluto del coeficiente de regresión es grande, una línea recta aproxima los datos bien, mientras que cuando son pequeños indican un pobre ajuste y esparcimiento en los datos.
- Cuando el valor absoluto de la desviación estándar es pequeño, una línea recta aproxima a los datos bien, mientras que los grandes valores indican un pobre ajuste y esparcimiento en los datos.

Este atributo es una manera de chequear si ciertas anomalías observadas en diversos atributos AVO son atribuibles a la presencia de buena información de amplitud versus offset, o simplemente debido a la contaminación de ruido no coherente.

Sintético AVO del Gradiente e Intercepto:

Después de que se obtienen el Intercepto P y Gradiente G en cada muestra de tiempo, se puede calcular la amplitud correspondiente utilizando la ecuación lineal de Shuey para cada ángulo de incidencia (o distancia fuente receptor). Esta sección sintética se utiliza para verificar la preservación de amplitudes durante el procesamiento se realizó correctamente antes del análisis AVO.

Stack del Sintético AVO:

Esto es la traza resultante del apilamiento de los datos sintéticos de AVO mencionados anteriormente. Puede ser utilizado para calibrar otros atributos AVO, tales como la traza de onda P.

GRÁFICOS CRUZADOS O AVO CROSSPLOT

El crossplot es una manera de examinar las diferencias entre las respuestas de AVO que pueden estar relacionadas con la litología o las variaciones en el tipo de fluido; a su vez es una forma simple y formal de representar los datos derivados del análisis de AVO. La variación de las amplitudes en función del offset para la reflexión en interfases es representada como puntos en un crossplot o gráfico cruzado de las variables “intercepto” y “gradiente”.

El término “intercepto” (A) se refiere a la reflectividad de la onda P en cero offset, y el “gradiente” (B) generalmente está vinculado con el cambio en la relación V_p/V_s o razón de Poisson. Los parámetros V_p , V_s y densidad se encuentran frecuentemente muy correlacionados con las desviaciones atribuibles a hidrocarburos o litologías inusuales. Esta correlación implica la existencia de una relación entre la reflexión angular A y B (Castagna, 1998).

Las areniscas saturadas con agua salada y las lutitas tienden a ubicarse en este tipo de gráfico siguiendo una alineación bien definida denominada “tendencia de fondo”. Entonces, anomalías de tipo AVO son observadas como desviaciones de esta tendencia (Figura 19).

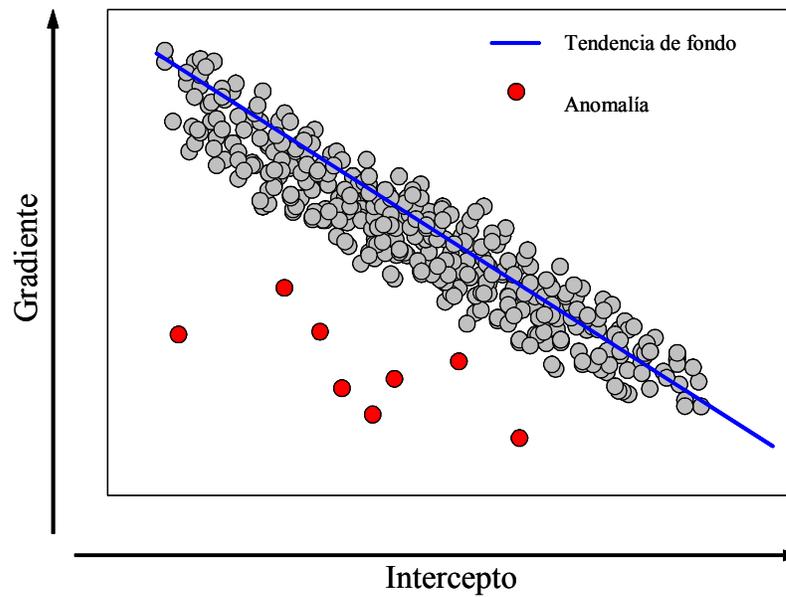


Figura 19. Anatomía de un gráfico cruzado

CLASIFICACIONES DE RESPUESTA AVO

A lo largo del tiempo diversos autores han realizado esquemas de clasificación de las respuestas AVO, tomando como referencia, bien sea, el ángulo de incidencia contra el coeficiente de reflexión o los valores de Intercepto contra Gradiente. Estos gráficos se basan principalmente en una zonificación de posibles comportamientos AVO, lo cual permite estimar información acerca del contraste de impedancias en la interfase, ya sea tope o base del yacimiento.

Castagna y Swan en 1997 realizan la clasificación mostrada en la Figura 20. Este modelo propone que la clasificación de arenas saturadas con gas debe estar basada no sólo en el coeficiente de reflexión de incidencia normal (R_o) (Rutherford y Williams) sino también en su localización en el plano ($R_o - G$). En este gráfico la tendencia de fondo viene dada por la relación $V_p/V_s=2$.

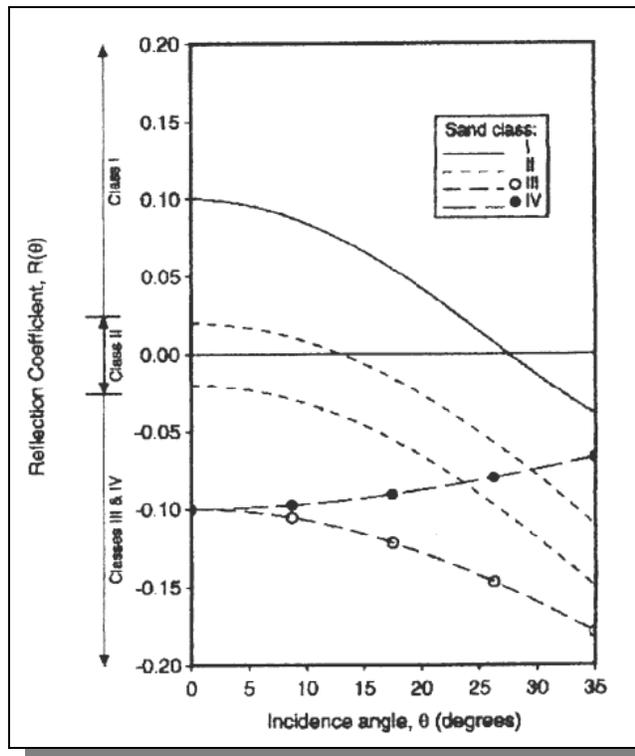


Figura 20. Clasificación de arenas según ángulo de incidencia y coeficiente de reflexión.

Clase 1: areniscas con alta impedancia, lo cual implica un alto coeficiente de reflexión R_o positivo.

Clase 2: areniscas con impedancia aproximadamente igual a la de las lutitas. Esto puede resultar en valores de R_o cercanos a cero, tanto positivos como negativos.

Clase 3: areniscas de baja impedancia, lo cual implica un valor de R_o negativo.

Clase 4: areniscas de baja impedancia con valores de R_o negativos, semejantes a la clase 3, pero con velocidad de onda S menor que la de la lutita (Castagna y Swan, 1997).

Para este gráfico (Figura 21) se considera la ubicación de las areniscas en el gráfico cruzado R_o - G para la interfase lutita/arenisca gasífera, para reflexiones del tope. Si se considera la reflexión de la base de la arenisca gasífera, la ubicación en el gráfico sería aproximadamente la imagen especular.

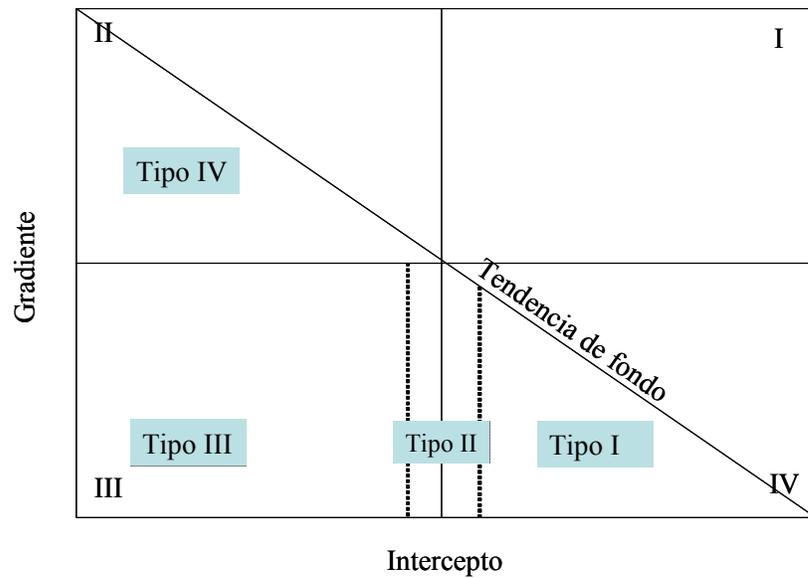


Figura 21. Clasificación de las areniscas gasíferas según Castagna y Swan (1997).

Más recientemente, Rob Simm, Roy White, Richard Uden en un trabajo publicado en “The leading Edge” (2000), divulgan la siguiente clasificación (Figura 22), en donde aún se incluye el sistema de numeración de cuadrantes de Castagna (1998). Este sistema no discrimina entre los tipos de arenas (consolidadas o no consolidadas).

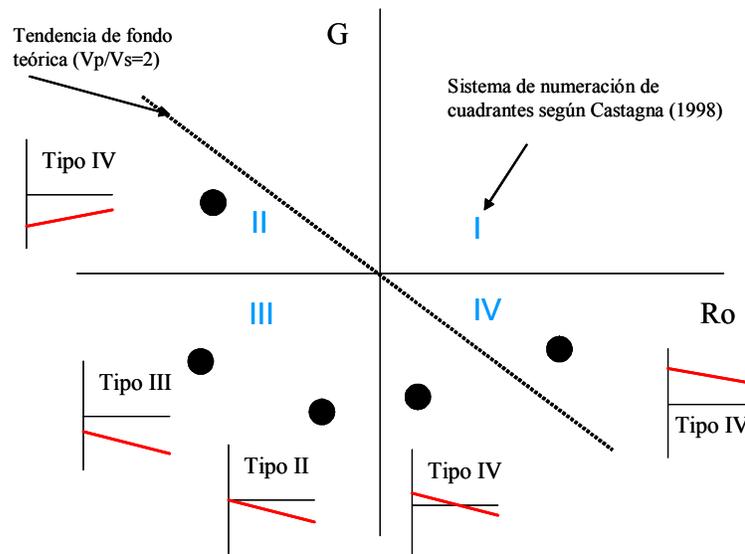


Figura 22 . Clasificación de las areniscas gasíferas (Rob Simm, Roy White, Richard Uden)

En el año 2003, Young, R., y R. LoPiccolo, también en “The Leading Edge”, publican una clasificación de comportamiento gradiente e intercepto para arenas tanto consolidadas como no consolidadas.

Tabla 1. Clasificación de comportamiento AVO según Gradiente e Intercepto para arenas consolidadas.

Tipo de AVO	P(intercepto)	G(Gradiente)	Amplitud vs. Offset
1	Positivo	Negativo	La amplitud positiva decrece en función del offset, convirtiéndose en amplitudes positivas
2	Cercano a cero	Negativo	Pasa de ser cercanamente imperceptible a amplitudes negativas, la amplitud aumenta negativamente con el offset
3	Negativo	Negativo	La amplitud negativa crece en función del offset
4	Negativo	Flat	La amplitud negativa cambia ligeramente en función del offset
5	Negativo	Positivo	La amplitud negativa decrece en amplitud con el offset

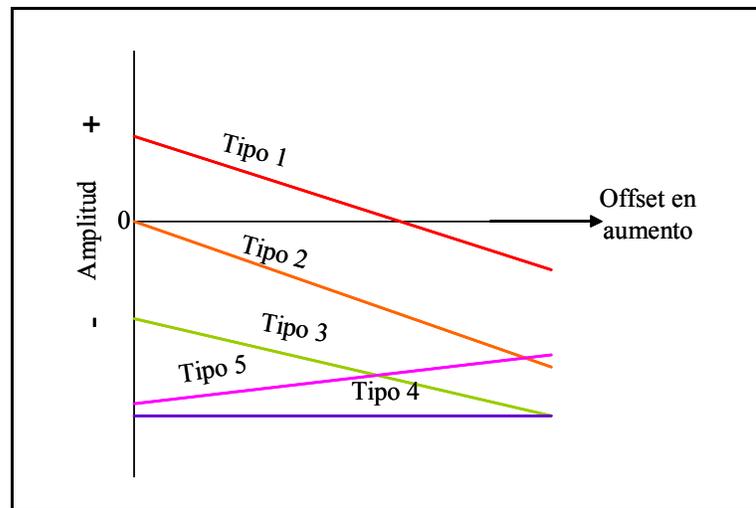


Figura 23. Arenas consolidadas

Tabla 2. Clasificación de comportamiento AVO según Gradiente e Intercepto para arenas no consolidadas.

Tipo de AVO	P(intercepto)	G(Gradiente)	Amplitud vs. Offset
-1	Positivo	Negativo	La amplitud positiva decrece en función del offset
-2	Positivo	Plano	La amplitud positiva cambia ligeramente en función del offset
-3	Positivo	Positivo	La amplitud positiva aumenta en función del offset
-4	Cercano a cero	Positivo	Pasa de ser cercanamente imperceptible a amplitudes positivas, la amplitud aumenta positivamente con el offset
-5	Negativo	Positivo	Las amplitudes negativas decrecen en función del offset convirtiéndose en amplitudes positivas

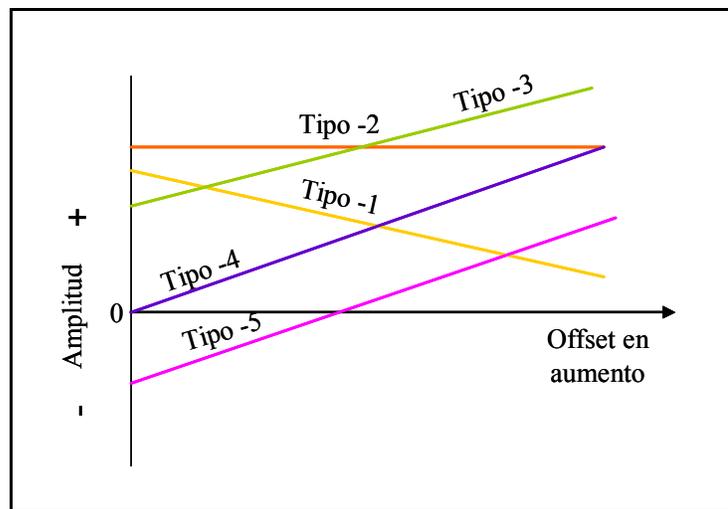


Figura 24. Arenas no consolidadas.

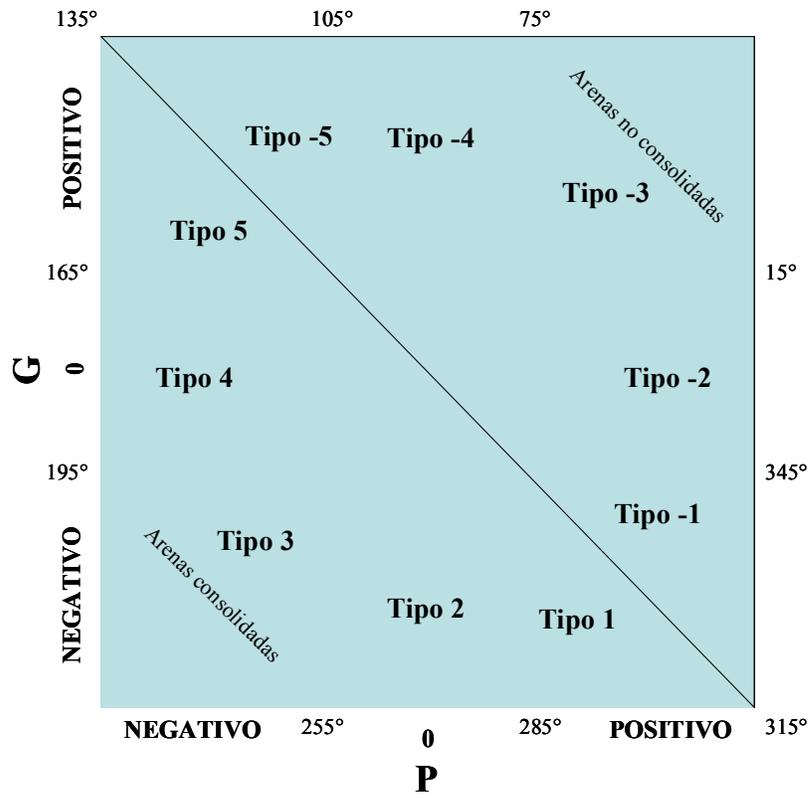


Figura 25. Gráfico cruzado, gradiente intercepto para la clasificación de LoPiccolo.

AVO EN CARBONATOS

Hasta ahora la mayoría de los trabajos realizados en aplicaciones de AVO han sido desarrollados en intervalos de yacimientos arenosos, dando como resultado un extenso conocimiento en el comportamiento de las amplitudes de las interfases de este tipo de litología. Sin embargo, dado que los carbonatos poseen distintas propiedades físicas, tanto el tratamiento de los datos como las respuestas a obtener respecto al comportamiento AVO han de ser diferentes respecto a dichas litologías (arenas).

No obstante, algunos trabajos han marcado el inicio en esta nueva etapa de estudios AVO en yacimientos carbonáticos demostrando considerables alcances en la interpretación de la respuesta de amplitud en función del offset. Como ejemplo, el trabajo realizado por Yongyi, Li. en 2003, “Recent Advances in Application of AVO to Carbonate Reservoirs”, en donde la

respuesta de AVO muestra que la presencia de porosidad y gas pueden ser identificadas a partir de la variación de la amplitud en función del offset (Figura 26).

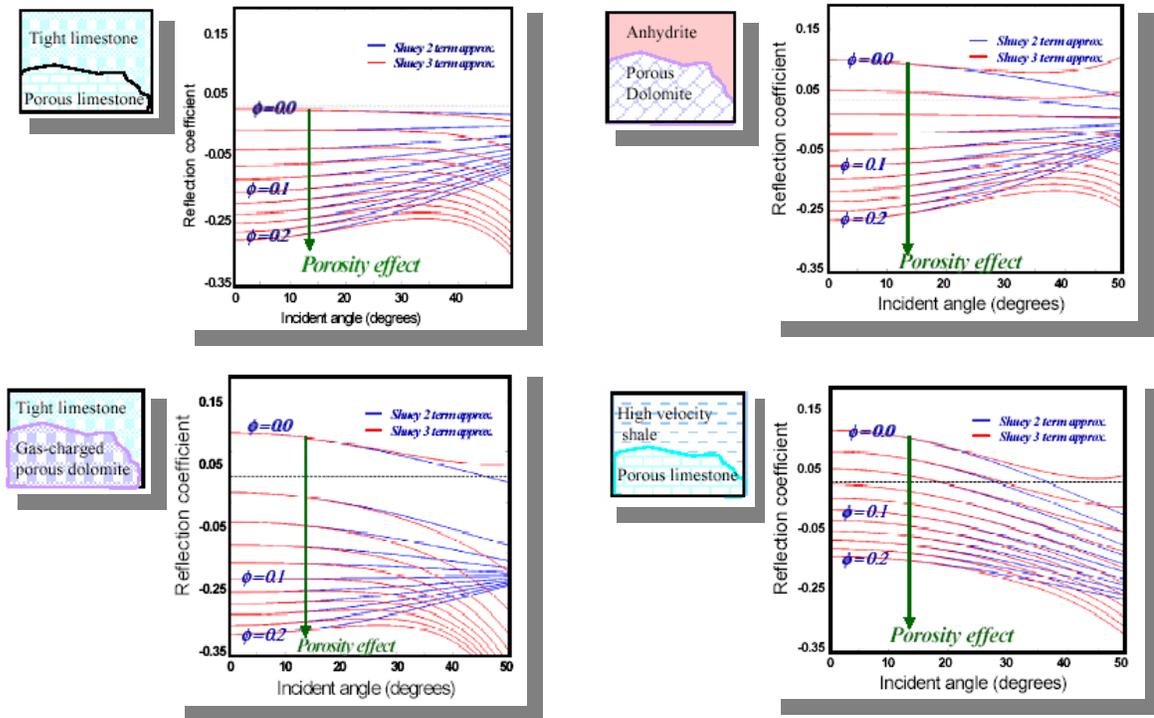


Figura 26. Resultados de la aplicación de AVO en carbonatos (Li,1995).

En relación a la Figura 26, para el caso de la caliza porosa debajo de la caliza compacta, en las bajas porosidades las amplitudes permanecen relativamente constantes en función del offset. Para altas porosidades la amplitud decrece con el offset. Si los poros del reservorio son reemplazados por gas la amplitud decrece con el offset.

En el caso de la caliza porosa debajo de la anhidrita para bajas porosidades la amplitud es relativamente constante. Para altas porosidades de igual manera la amplitud decrece con el offset. En el caso de la capa de alta velocidad la variación de la amplitud en función del offset es similar para todos los valores de porosidad, e inversamente para las porosidades pequeñas.

INTERPRETACIÓN DE DATOS AVO

El estudio de las amplitudes sísmicas conlleva al análisis de una gran variedad de propiedades físicas tanto de la roca como del fenómeno de propagación de ondas. Esta implicación proporciona una base aún más sólida al análisis de AVO. Entre las aplicaciones más importantes que tiene el estudio de las amplitudes en función del offset se encuentra:

- Detección de gas.
- Aumento del monitorio de recuperación de yacimientos.
- Detección de hidrocarburos.
- Discriminación de litologías.
- Identificación de porosidad.
- Mejoramiento de técnicas de interpretación.

SUSTITUCIÓN DE FLUIDOS

La sustitución de fluidos es un estudio de predicción o estimación que se realiza cuando se desea conocer el comportamiento de las velocidades sísmicas de las rocas o del yacimiento bajo condiciones específicas a partir de las velocidades obtenidas producto de mediciones. Estas condiciones a modelar varían según el objetivo del estudio, y la situación a simular puede ser tanto la eliminación del fluido presente como la sustitución del presente por otro distinto.

Para obtener una respuesta de la sustitución de fluidos existen diversos modelos según los parámetros a considerar, las condiciones del yacimiento, y el rango de frecuencia para el que fue diseñado, así mismo se han desarrollado metodologías que combinan varios de estos modelos. Entre los modelos más utilizados se encuentran los desarrollados por Gassmann (1951), Biot (1956), Kuster y Toksoz (1974), Xu y White (1995).

RELACIÓN DE GASSMANN

La teoría de baja frecuencia de Gassmann (1951) – Biot (1956) predice el resultado en el módulo efectivo, K_{sat} , de la roca saturada a través de la siguiente ecuación:

$$\frac{K_{sat}}{K_m - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_m - K_{dry}} + \frac{K_{fl}}{\phi(K_m - K_{fl})} \quad 15$$

$$\mu_{sat} = \mu_{dry}$$

donde

K_{dry} = módulo efectivo de la roca seca en GPa

K_{sat} = módulo efectivo de la roca con fluido en los poros en GPa

K_m = módulo del material mineral que compone la roca en GPa

K_{fl} = módulo efectivo del fluido del poro en GPa

ϕ = porosidad

μ_{dry} = módulo de corte efectivo de la roca seca

μ_{sat} = módulo de corte efectivo de la roca saturada

Esta ecuación permite relacionar el módulo de volumen de una roca seca con el módulo de volumen de una roca saturada y viceversa. Dicha información es la requerida para calcular posteriormente las velocidades sísmicas de una roca en condiciones de saturación deseada. Esta ecuación se basa en el cálculo del módulo de volumen de un medio poroso saturado de fluido a partir del módulo de volumen de la matriz sólida, la cual consiste de los minerales que forma la roca, el módulo de volumen de la roca saturada solamente con fluido irreducible y el módulo de volumen de fluido del poro, el cual puede ser gas, petróleo, agua, o una mezcla de los tres.

CONSIDERACIONES DE LA ECUACION DE GASSMANN

Cuando se aplica la relación de Gassmann se deben tomar en consideración las siguientes premisas (Wang, 2001).

- 1) La ecuación de Gassmann es una aproximación de bajas frecuencias, lo que implica que los fluidos dentro del espacio poroso van a tener suficiente tiempo como para eliminar los gradientes de presión de poros inducido por la onda sísmica.
- 2) El espacio poroso es isótropo y la fase mineral que lo conforma es homogénea; es decir la roca es microscópicamente homogénea. Se asume que la longitud de onda es grande comparada con el tamaño de los granos y los poros.
- 3) Todos los poros están comunicados o interconectados, lo que implica una alta porosidad y permeabilidad. Esto asegura un completo equilibrio del flujo de fluido de poro; por consiguiente la interconectividad del poro es relativa a la longitud de onda o a la frecuencia. La ecuación de Gassmann supone una longitud de onda infinita (frecuencia cero). Para ondas sísmicas, sólo las arenas no consolidadas pueden aproximadamente reunir esta condición ya que son arenas de alta porosidad y permeabilidad. Para altas frecuencias es más difícil que las rocas cumplan esta condición. Por tanto, las velocidades medidas de registro y de laboratorio son en general más altas que las calculadas por Gassmann.
- 4) Supone que los poros están llenos de fluidos sin fricción; esto implica que la viscosidad es cero. Esta condición asegura de nuevo el equilibrio del flujo de fluido de poro, ya que en realidad todas las longitudes de onda y viscosidades son finitas; la mayoría de las veces no se cumple esta premisa.
- 5) El sistema roca-fluido bajo estudio es cerrado; esto significa que para las muestras de laboratorio, el sistema roca-fluido es sellado en los bordes de manera que los fluidos no puedan salirse o fluir a la superficie de la roca. Esta es la clave para calcular el efecto de los cambios del fluido de poro en las propiedades sísmicas, ya que si el sistema es abierto, los

cambios en propiedades sísmicas debido a cambios en los fluidos de poro sólo serán debidos a los cambios de densidad del fluido.

- 6) El fluido poroso no interactúa con el sólido de modo que pueda suavizar o endurecer la estructura de la roca, eliminando así algún efecto de interacciones químicas/físicas entre la matriz de la roca y el fluido de poro, lo que implicaría que no existe diagénesis. Por tanto, se asume que los módulos, tanto el de volumen como el de cizalla, no varían con la mezcla.

KUSTER Y TOKSÖZ

Esta es una teoría basada en un modelo de baja porosidad, la cual se caracteriza por permitir un cambio en el tamaño y forma de los poros, así como también la distribución de los mismos a lo largo de la roca matriz.

CONSIDERACIONES Y LIMITACIONES

- El modelo considera que el medio es elástico, lineal e isotrópico.
- Se considera que la forma de las inclusiones es idealmente elipsoidal.
- Son expresiones que están limitadas para baja porosidad.

Kuster y Toksöz (1974) derivaron expresiones para velocidades de onda P y S basándose en la teoría de dispersión utilizando una longitud de onda de primer orden. Una generalización de las expresiones para el módulo efectivo K_{KT}^* y μ_{KT}^* para una variedad de formas de inclusiones pueden ser escritas como: (Kuster y Toksöz, (1974); Berryman, 1980b)

$$\left(K_{KT}^* - K_m\right) \frac{\left(K_m + \frac{4}{3}\mu_m\right)}{\left(K_{KT}^* + \frac{4}{3}\mu_m\right)} = \sum_{i=1}^N x_i (K_i - K_m) P^{mi} \quad (16)$$

$$\left(\mu_{KT}^* - \mu_m\right) \frac{\left(\mu_m + \zeta_m\right)}{\left(\mu_{KT}^* + \zeta_m\right)} = \sum_{i=1}^N x_i \left(\mu_i - \mu_m\right) Q^{mi} \quad (17)$$

Donde la sumatoria se desarrolla sobre los diferentes tipos de inclusión con concentración de volumen x_i , y

$$\zeta = \frac{\mu (9K + 8\mu)}{6 (K + 2\mu)} \quad (18)$$

Los coeficientes P^{mi} y Q^{mi} describen el efecto de una inclusión de material i en un medio m .

Tabla 3. Coeficientes P^{mi} y Q^{mi} según la forma del poro

Forma de la inclusión	P^{mi}	Q^{mi}
Esferas	$\frac{K_m + \frac{4}{3}\mu_m}{K_i + \frac{4}{3}\mu_m}$	$\frac{\mu_m + \zeta_m}{\mu_i + \zeta_m}$
Fracturas alargadas	$\frac{K_m + \frac{4}{3}\mu_i}{K_i + \frac{4}{3}\mu_i + \pi\alpha\beta_m}$	$\frac{1}{5} \left(1 + \frac{8\mu_m}{4\mu_i + \pi\alpha(\mu_m + 2\beta_m)} + 2 \frac{K_i + \frac{2}{3}(\mu_i + \mu_m)}{K_i + \frac{4}{3}\mu_i + \pi\alpha\beta_m} \right)$

Donde

$$\beta = \mu \frac{(3K + \mu)}{(3K + 4\mu)} \quad (19)$$

$$\gamma = \frac{(3K + \mu)}{(3K + 7\mu)} \quad (20)$$

$$\zeta = \frac{\mu (9K + 8\mu)}{6 (K + 2\mu)} \quad (21)$$

APROXIMACIÓN AUTO-CONSISTENTE DEL MÓDULO EFECTIVO

Las estimaciones teóricas del módulo efectivo del material elástico poroso generalmente dependen de (1) las propiedades de los componentes individuales del compuesto o roca, (2) de la fracción de volumen de los componentes y (3) del detalle geométrico de las formas y la distribución espacial de los componentes.

La mayoría de los métodos para estimaciones del módulo efectivo solo consideran los elementos (1) y (2) anteriormente mencionados. Estos métodos parten de la deformación elástica que sufre una inclusión de un determinado material en un medio infinito de un segundo material, y en consecuencia utiliza un esquema predeterminado para la estimación del módulo efectivo aún así cuando existe una distribución variada de estas inclusiones. Como resultado, se tienen estimaciones limitadas por la distribución de las inclusiones, lo que dificulta el modelado o estimación de la interacción elástica de las inclusiones.

Una manera de extender estos métodos de estimación y poder así alcanzar un mayor éxito en el modelado, para los modelos que poseen una geometría específica de relativa alta concentración de inclusiones, es la aproximación auto-constante (Budiansky, 1965; Hill, 1965; Wu, 1966). De la misma forma en 1976 Kuster y Toksoz incluyen en su trabajo la influencia de la geometría específica de las inclusiones.

En dicho trabajo se demuestra que mientras mas alargada fuese la forma del poro (*aspect ratio* mas pequeño), más se diferencian las velocidades tanto P como S para una roca saturada de agua, de las P y S saturadas de gas. Además se demostraron dos fenómenos más:

- (1) La saturación de fluido tiene grandes efectos en las velocidades de onda compresional en comparación con la velocidad de onda S.
- (2) El efecto relativo de un fluido dado en las velocidades compresionales y de corte depende del *aspect ratio* de los poros.

Para *aspect ratio* altos (1 o 0.1) el cambio es pequeño pero para *aspect ratio* bajos el cambio es significativo. Esto se debe a los significativos cambios en el módulo efectivo tanto

como a los cambios de saturación de agua a gas, mientras que el módulo de corte efectivo solo experimenta ligeros cambios. Esta separación aumenta monótonamente a medida que decrece el *aspect ratio*.

En este enfoque todavía se utiliza la solución matemática para la deformación de una inclusión aislada, pero la interacción de las inclusiones es aproximada por el reemplazamiento del medio background con el hasta ahora desconocido medio efectivo. Este método se popularizó a partir de las publicaciones de O'Connell y Budiansky, 1974. Por otra parte Berryman (1980, 1995) desarrolla una forma general de estas aproximaciones para N compuestos. Estas ecuaciones para determinar el módulo efectivo y el módulo de corte K_{SC}^* y μ_{SC}^* , respectivamente, de un medio fracturado con forma aleatoriamente orientada a fracturas secas de forma muy alargada (en el caso límite cuando la relación de radios α tiende a cero) son:

$$\sum_{i=1}^N x_i (K_i - K_{SC}^*) P^{*i} = 0 \quad (22)$$

$$\sum_{i=1}^N x_i (\mu_i - \mu_{SC}^*) Q^{*i} = 0 \quad (23)$$

Donde:

\dot{i} = se refiere al i-ésimo material.

x_i = es la fracción de volumen.

P = factor geométrico dado en la Tabla 3.

Q = factor geométrico dado en la Tabla 3.

$*i$ = en P y en Q indica que los factores están por una inclusión de material \dot{i} en un medio con modulo efectivo K_{SC}^* y μ_{SC}^* .

Estas ecuaciones están relacionadas entre sí y deben ser resueltas de forma iterativa simultáneamente.

REGISTROS DE POZO

REGISTRO DE DENSIDAD

El principio en el cual se basa este registro consiste en una fuente radioactiva que se aplica a la pared del pozo, la cual emite rayos gamma de mediana energía a la formación. Estos son considerados como partículas de alta velocidad que chocan con los electrones de la formación, transmitiéndole al electrón parte de su energía. Los rayos gamma dispersos que llegan al detector, se cuentan para indicar la densidad de la formación. El número de colisiones depende del número de electrones de la formación, por lo tanto, la respuesta de la herramienta, está determinada por la densidad de los electrones. A su vez esta densidad de electrones está relacionada con la densidad total de la formación, con la densidad de la matriz, la porosidad y la densidad de los fluidos contenidos en los poros.

Estos registros se utilizan principalmente como registros de porosidad efectiva, pero tienen aplicación para la identificación de minerales, detección de gas, determinación de la densidad de los hidrocarburos, evaluación de arenas con arcillas y litologías complejas, cálculo de la presión de sobrecarga y propiedades mecánicas.

REGISTRO DE IMAGEN

El CBIL es un registro (Baker Atlas) que genera imágenes detalladas de la pared del hoyo. Un transductor acústico, montado en una sección rotatoria, opera en un modo de eco pulsante de alta frecuencia, es decir, el mismo dispositivo emite un pulso ultrasónico y graba su reflexión proveniente de la pared de la formación. En cada disparo se graban dos parámetros: la amplitud de la onda reflejada y su tiempo de tránsito. El transmisor gira seis veces por segundo adquiriendo 250 muestras de amplitudes por cada revolución y sus correspondientes tiempos de tránsito. Dado que cada muestra se sobrepone a la anterior, el CBIL cubre completamente los 360 grados del hoyo. Características que no son estrictamente verticales u horizontales, aparecen

como una elipse en las paredes desplegadas del hoyo cuando son interceptadas por el mismo (Figura 27).

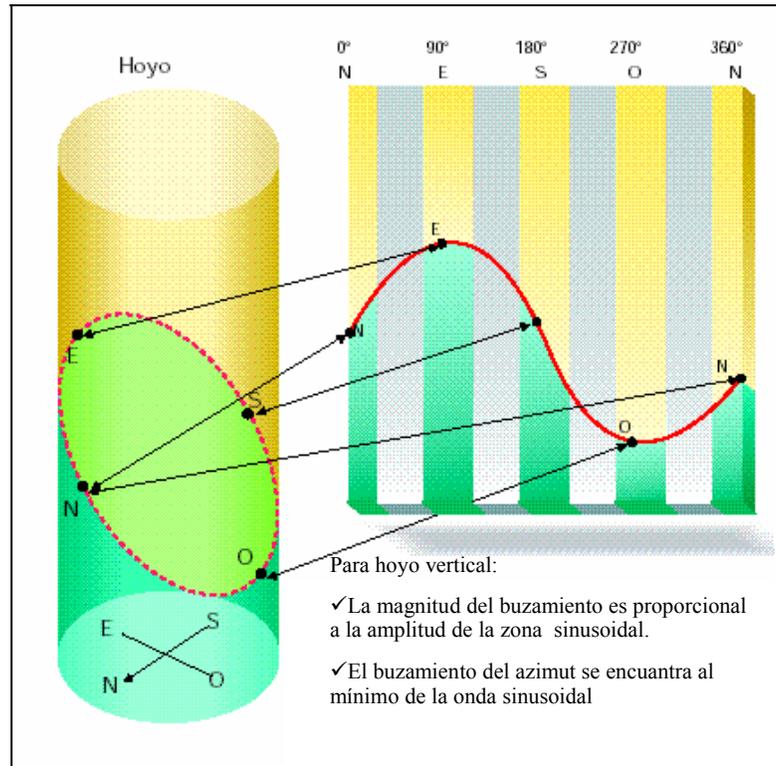


Figura 27. Modo de graficación de los registros de imágenes.

La imagen está compuesta por “Píxeles” o puntos de datos, representando la amplitud de la onda acústica reflejada de la pared del hoyo, la cual está afectada por la variación de la impedancia acústica. La impedancia acústica se define como el producto entre la velocidad acústica y la densidad de la formación.

Las formaciones de alto reflejo acústico son representadas, en la imagen por color claro, y las formaciones con características de bajo reflejo acústico son representadas por color oscuro. Las arenas consolidadas y carbonatos son ejemplos de formación con características de alto reflejo, mientras que las arenas no consolidadas o lutitas, presentan un bajo reflejo. Las fracturas son registradas por colores oscuros si son abiertas y por colores claros si están rellenas (Figura 28).

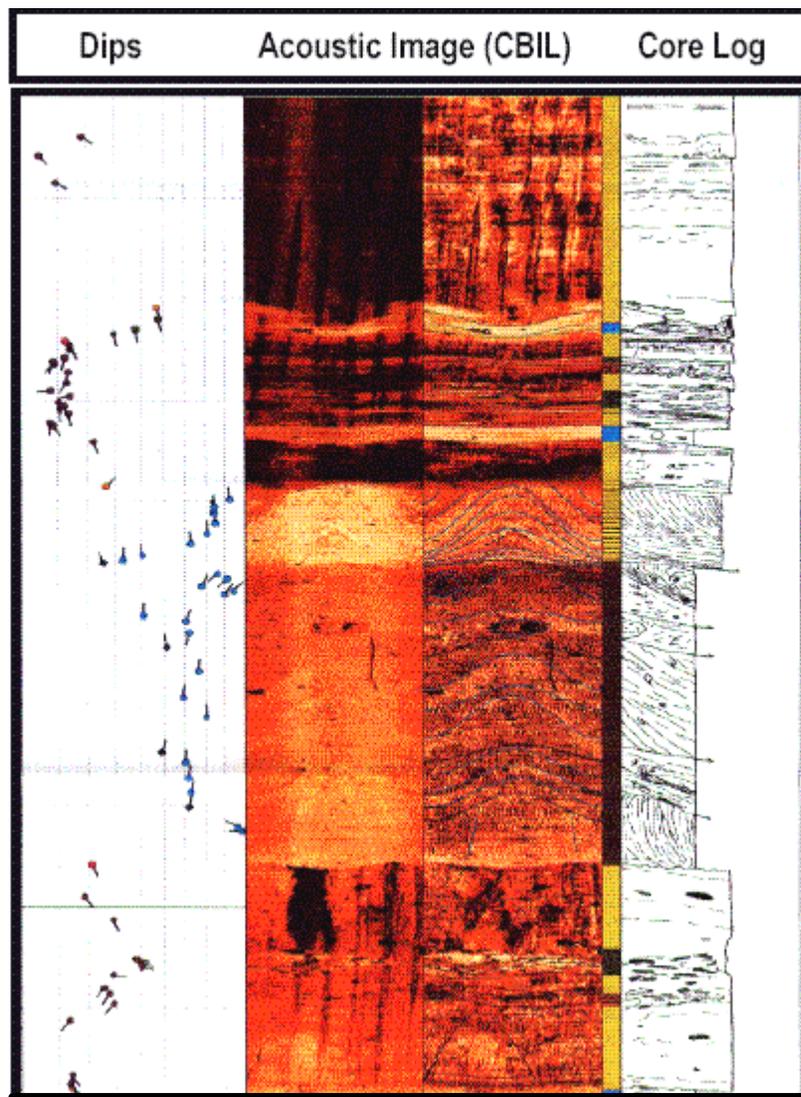


Figura 28. Manifestación de diversas fracturas en registros de imágenes acústicas.

El cambio de porosidad es reflejado en el cambio de color de la imagen. La imagen es más oscura cuando la porosidad es mayor en gran parte de los registros de imágenes. Otra de las características definidas por la imagen acústica es la ruptura del hoyo, la cual se presenta como zonas oscuras en direcciones opuestas. Algunas lutitas son representadas en color oscuro, ya que su reflejo acústico es bajo.

SÍSMICA DE POZO

Inicialmente el interés por la sísmica de pozo estuvo limitado a distinguir reflexiones primarias de los múltiples y a posicionar el detalle geológico de profundidad en sus debidas coordenadas sísmicas imagen-tiempo. No obstante, numerosas nuevas aplicaciones de VSP fueron desarrolladas una vez establecida la tecnología VSP a principios de los 80 a través de los libros de texto, cursos cortos, artículos de prensa e inversiones en equipo y programas.

Luego de tres décadas, aún se sigue desarrollando y aplicando la tecnología VSP. La tecnología ha madurado en muchos aspectos. Actualmente es posible desplegar grandes arreglos verticales con buen acoplamiento de sensores en todas las estaciones, adquirir datos muy rápidamente, procesar los datos en el pozo, y obtener imágenes de estructuras complejas.

Las aplicaciones de VSP demostradas y probadas durante más de 20 años, harán de VSP una parte esencial de la gran mayoría de los programas de exploración y explotación de energía. La geología de profundidad seguirá siendo calibrada contra los datos sísmicos de tiempo de superficie. Se seguirá requiriendo que los yacimientos sean reflejados y caracterizados en detalle, y que el movimiento de los fluidos sea monitoreado en base a tiempo calendario. El VSP ofrece una valiosa asistencia en todas estas áreas.

Checkshot

En este modo de adquisición las mediciones del tiempo de recorrido se adquieren colocando receptores a velocidades conocidas dentro del pozo. Estas mediciones producen resultados exactos de tiempo-profundidad y velocidad sísmica que pueden ser usados para calibrar los datos de registro de pozo. La información del estudio de velocidad se presenta en forma de mapas de correlación tiempo-velocidad y de tablas de velocidad detallada. La información de velocidad generada por la sísmica de pozo es usada para calibrar los datos acústicos de registro de pozo y para producir sismogramas sintéticos exactos. Los sismogramas sintéticos enlazan la información sísmica de tiempo de superficie con los datos de registro de pozo de profundidad de alta resolución (Figura 29).

Beneficios y Aplicaciones

- Correlación tiempo-profundidad de registros de pozo y sísmica de superficie.
- Correlación tiempo-profundidad de la profundidad de perforación y la sísmica de superficie.
- Análisis de velocidad – velocidades de apilamiento y migración.
- Calibración de registro acústico.
- Edición de registro de pozo.
- Generación de sismogramas sintéticos.
- Conversión de registro de pozo a escala de tiempo.

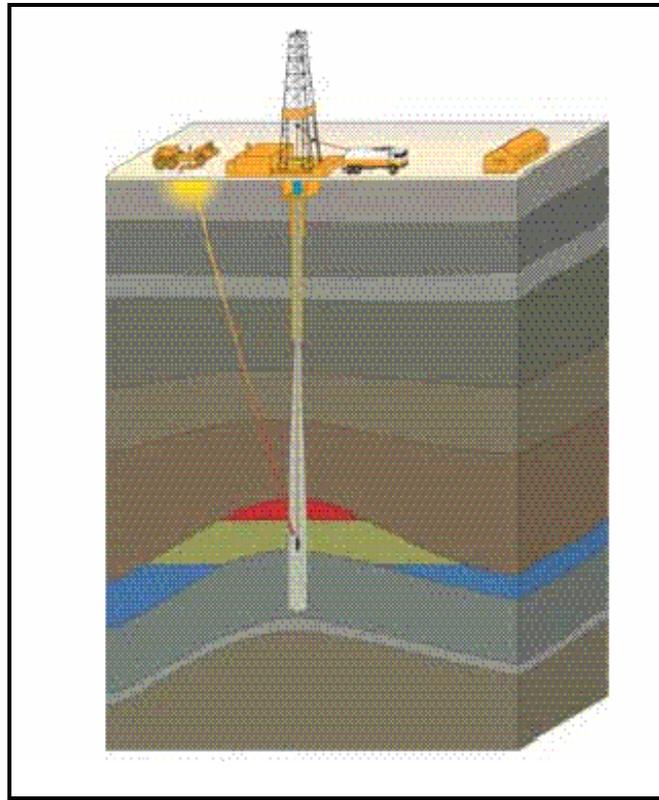


Figura 29. Geometría de adquisición de un “checkshot”. (Tomado de VSFusion)

VSP Cero Offset

La particular geometría de un VSP cero offset permite identificar y descartar los múltiples grabados por encima de la profundidad del receptor más profundo (Figura 30). El resultado final es

un grupo de datos primarios solamente y en fase cero. Este grupo de datos puede usarse para identificar reflexiones múltiples residuales en los datos sísmicos de superficie, así como para igualar la fase y la frecuencia de los datos sísmicos de superficie con el VSP fase cero.

Beneficios y Aplicaciones

- Relación tiempo-profundidad mejorada.
- Columna de corredor (“*corridor stack*”) de onda real.
- Columna de corredor (“*corridor stack*”) libre de múltiple.
- Identificación de los eventos sísmicos de superficie, tales como reflexión primaria o reflexiones múltiples.
- Identificación de la profundidad a la que el evento sísmico intercepta el pozo.
- Predicción de profundidad de los eventos sísmicos más allá del taladro de perforación.
- Resolución vertical mejorada comparada con los datos sísmicos de superficie.
- Extracción de onda y conformación de onda.
- Determinación de fase e igualación de los datos sísmicos de superficie.
- Estructura compleja y desviación de pozo para lograr imágenes offset con una mejor resolución lateral.
- Estudios de atenuación (estimación de Q).
- Extracción de parámetros para realzar el procesamiento sísmico de superficie.

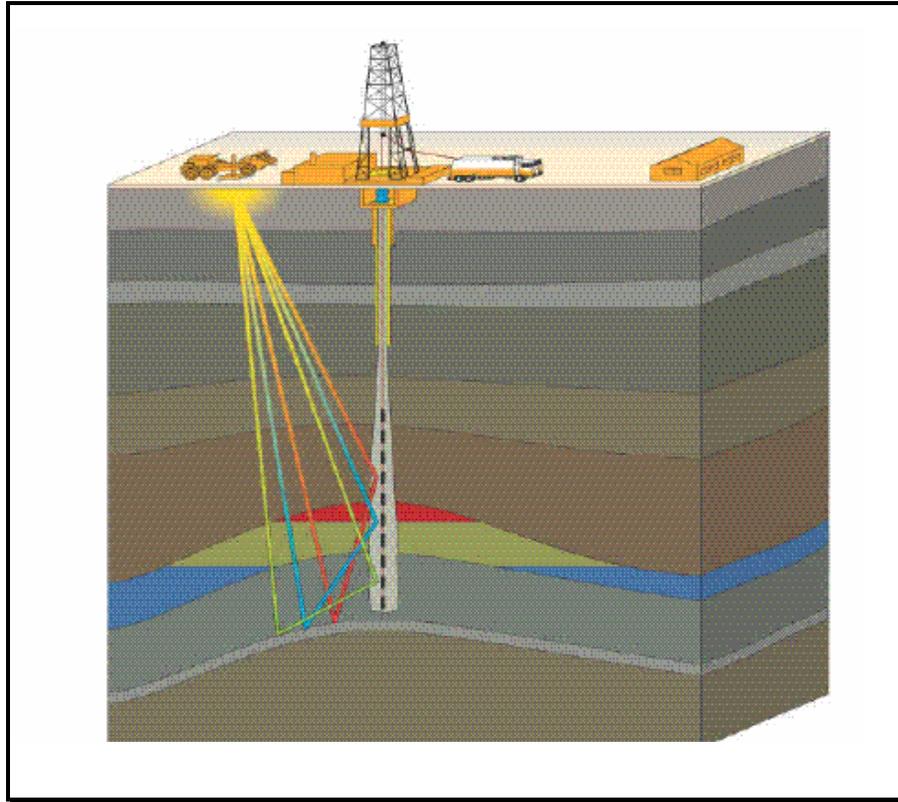


Figura 30. Geometría de adquisición de un VSP Cero Offset (Tomado de VSFusion)

VSP Offset Lejano, VSP Walkaway, VSP 3-D

Los datos VSP de alta resolución tales como VSP walkaway y VSP 3D (Figura 31 y Figura 32) pueden integrarse con los datos sísmicos de superficie para ofrecer una descripción detallada de las propiedades de formación y la identificación de compartimientos de yacimiento, lo cual no es posible obtener aisladamente de los datos sísmicos de superficie.

Beneficios y Aplicaciones

- Predicción de profundidad de los eventos sísmicos desviados y más allá del taladro de perforación.
- Correlación tiempo-profundidad con los datos sísmicos de superficie.
- Imagen estructural.

- Realce de la caracterización de yacimientos mediante la delineación de fallas y estrechamientos (pinchouts).

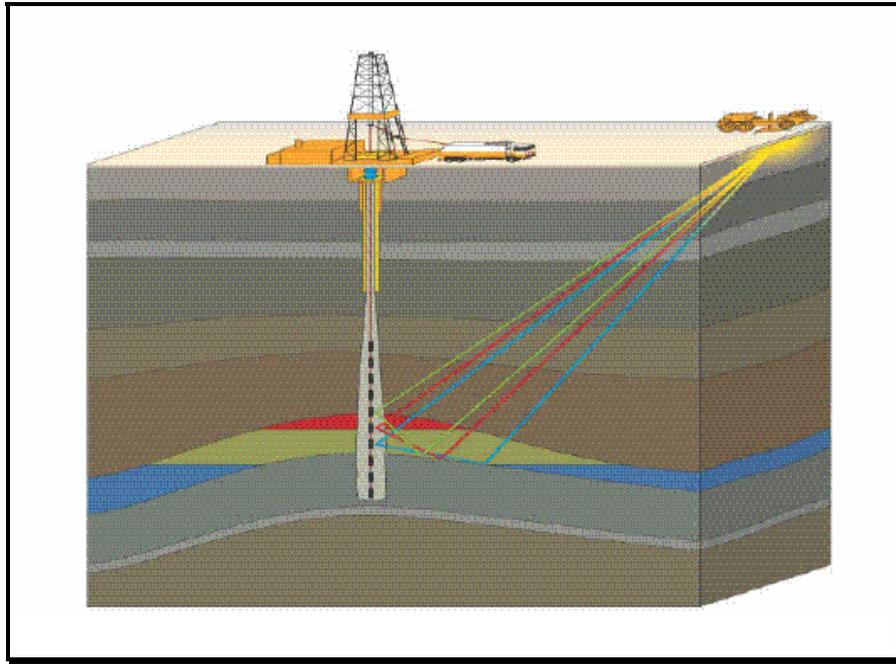


Figura 31. Geometría de adquisición de un offset VSP (Tomado de VSFusion)

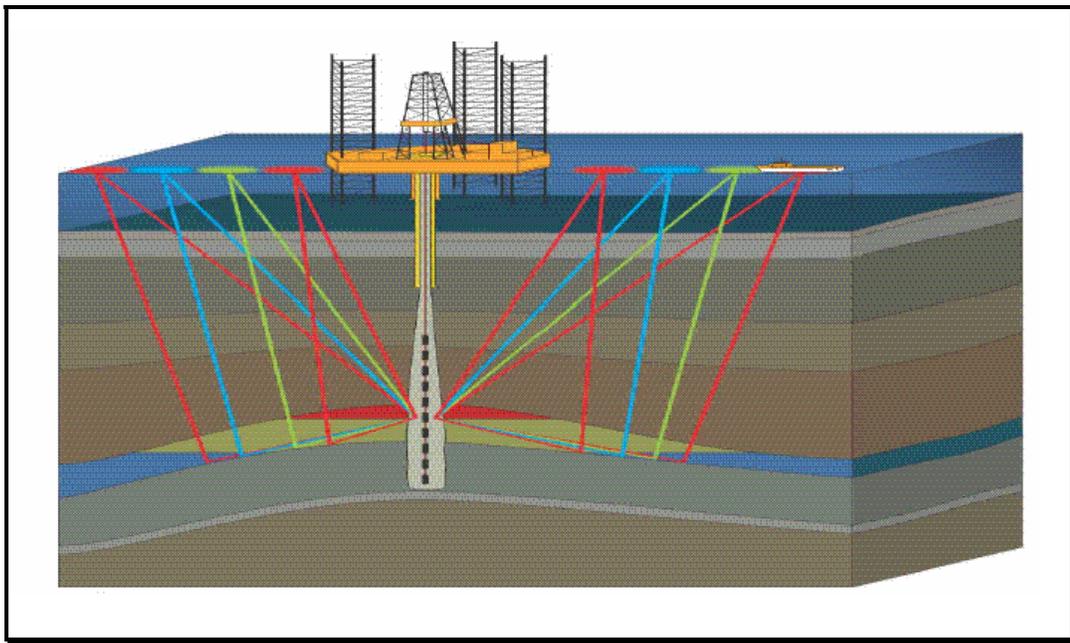


Figura 32. Geometría de adquisición de un Walkaway. (Tomado de VSFusion)

El intérprete usa los volúmenes AVO de gradiente e intersección derivados de los datos sísmicos de superficie para brindar respuestas cuantitativas sobre tamaño y localización del yacimiento y niveles de saturación de fluido. Aún cuando brindan una buena cobertura espacial, las amplitudes sísmicas grabadas en la superficie han viajado dos veces a través de los sedimentos superficiales del yacimiento. Estos datos han sido afectados por la dispersión y la atenuación y están igualmente sujetos a variaciones derivadas de lo heterogéneo de la sobrecarga. Existen muchas incertidumbres inherentes al AVO sísmico de superficie. Tales incertidumbres podrían manifestarse en un modelo erróneo de yacimiento.

Para reducir tales incertidumbres se debe realizar un levantamiento sísmico de pozo AVO para calibrar los datos sísmicos de superficie AVO. El receptor VSP puede colocarse muy cerca del yacimiento por lo que muchas de las incertidumbres asociadas con la sísmica de superficie AVO son eliminadas. Un receptor in-situ significa una ruta sísmica de una sola vía. Como consecuencia, las amplitudes de reflexión grabadas en un levantamiento AVO VSP se ven afectadas en mucho menor grado por la dispersión y pérdida en transmisión. Además, con un levantamiento VSP debidamente diseñado, se pueden adquirir aperturas con ángulo de reflexión mayor que las adquiridas con geometría sísmica de superficie.

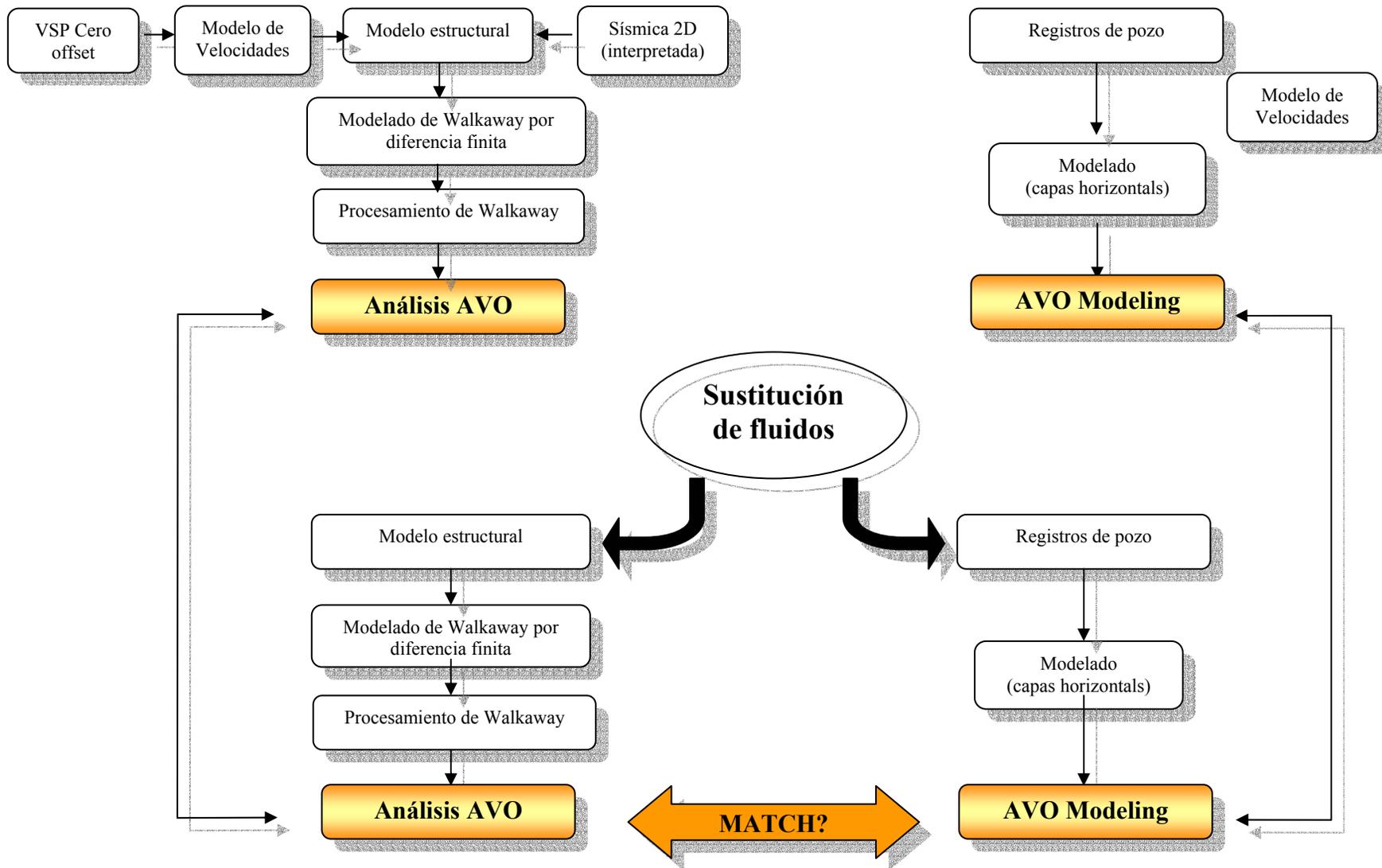
Beneficios y Aplicaciones

- Ángulo de reflexión para compensar correlación.
- Calibración de amplitud de superficie contra trazas VSP.
- Respuesta AVO sintética desde los datos de registro de pozo.
- Análisis de atributos AVO.
 - Obtención de traza de ángulo, sección de tiempo de doble vía.
 - Variación de amplitud con mapa cruzado de desviación/ángulo.
 - Mapa cruzado de gradiente versus intersección para clasificación AVO.
 - Traza de intersección de onda P (P), Traza de Gradiente (G).
 - Sintético AVO rápido desde P y G y pila sintética AVO.
 - Coeficientes de regresión o desviaciones estándares de curva en un mapa cruzado AVO.
 - Combinaciones de trazas de intersección y gradiente, relación Poisson, corte, gradiente restringido, producto, y trazas matemáticas.

5. METODOLOGÍA

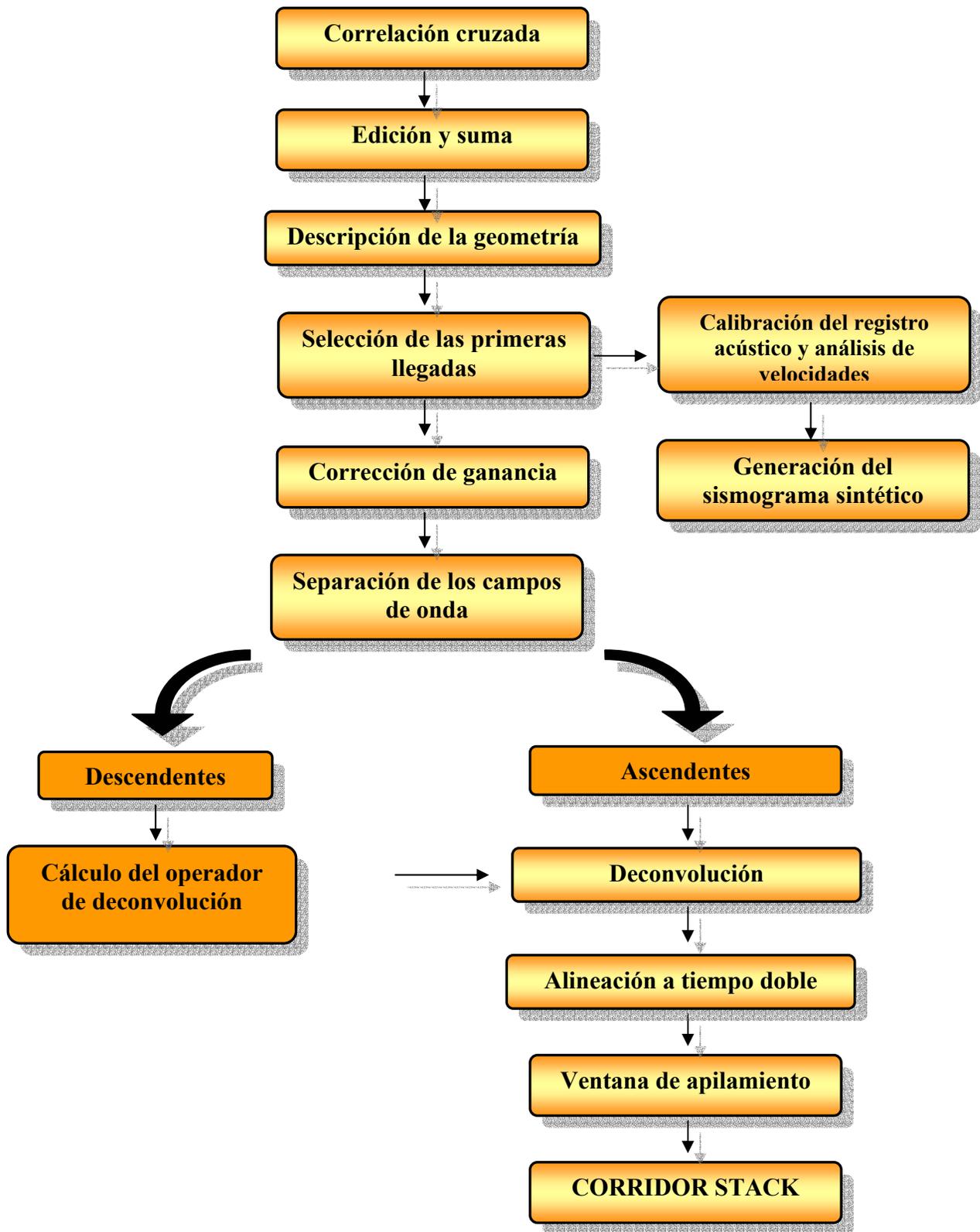
En esta sección se presenta la metodología utilizada durante el desarrollo del trabajo. Un esquema principal expresa los procedimientos llevados a cabo de forma general, posteriormente se desarrollan esquemas secundarios más detallados para una mejor comprensión.

En el esquema 1 se encuentran de forma global los procesos realizados durante el trabajo de investigación. El mismo, esta subdividido en cuatro partes principales; la primera consiste en el análisis de AVO sobre los datos VSP walkaway simulados, la segunda abarca el modelado de AVO a partir de los registros del pozo y un modelo de velocidades. Posterior a la sustitución de fluidos, la tercera parte comprende el análisis de AVO sobre los datos VSP walkaway simulados (con gas como fluido). Por último, la cuarta parte corresponde al modelado de AVO a partir de los registros de pozo y modelo de velocidades derivados de la sustitución de fluidos.



Esquema 1. Esquema principal de metodología aplicada durante el trabajo

PROCESAMIENTO DE VSP CERO OFFSET



Esquema 2. Secuencia de procesamiento del VSP Cero Offset.

A continuación se presenta el procesamiento sísmico realizado en los datos del VSP Cero Offset. En el apéndice se encuentra la información referente a los parámetros de adquisición de los datos.

Correlación cruzada

Es un procedimiento matemático que mide la semejanza entre dos series de tiempo, este se aplica a los datos sísmicos adquiridos con un vibrador como fuente. En la Figura 33 se muestran los datos sísmicos sin correlacionar, en la Figura 34 se muestran los datos correlacionados.

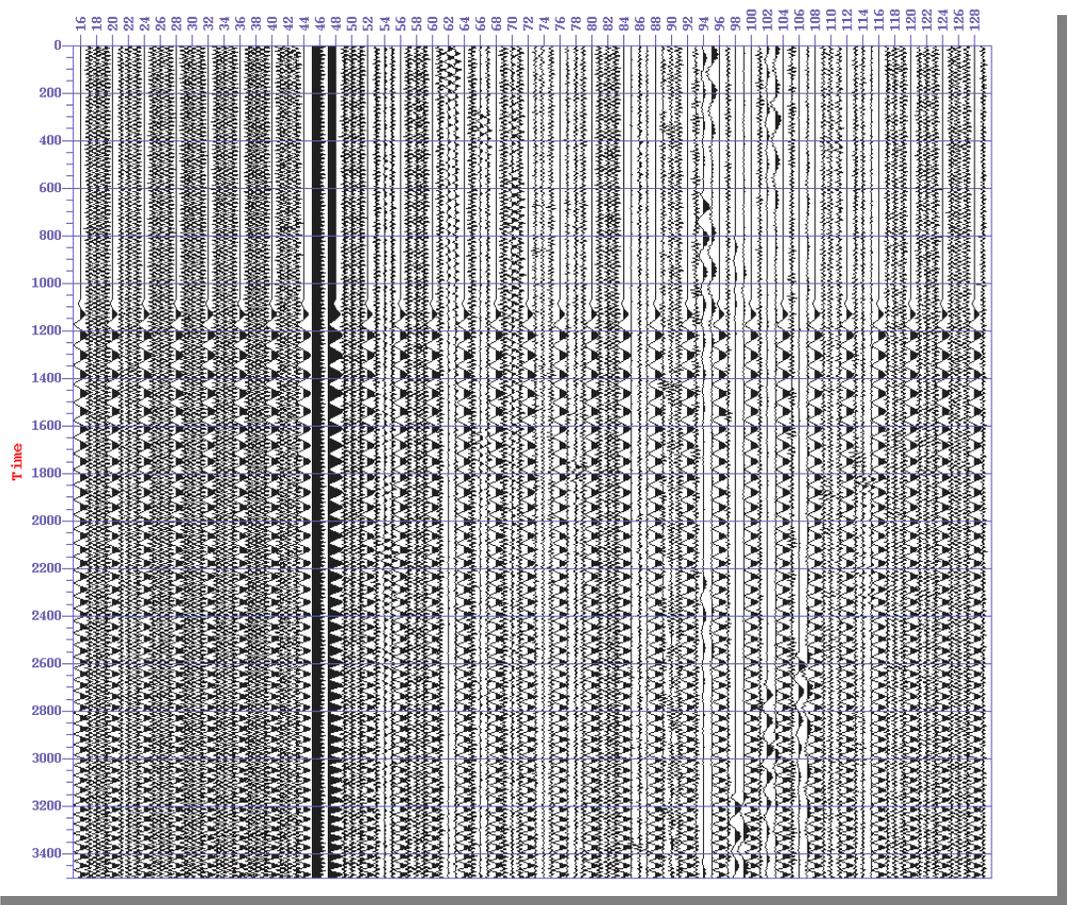


Figura 33. Datos sin correlacionar

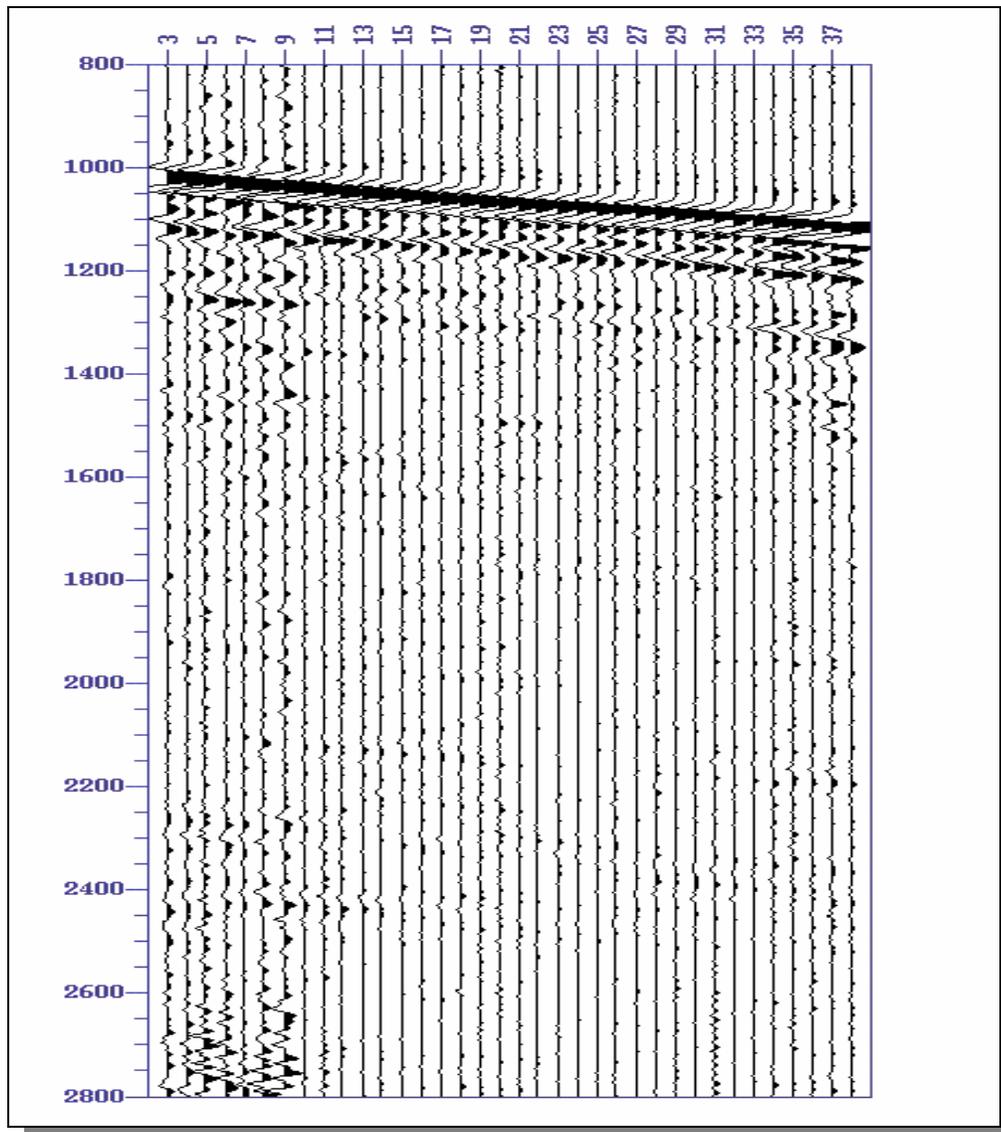


Figura 34. Datos correlacionados

Edición y suma de las trazas

Con la finalidad de reducir el ruido aleatorio que se presenta en los datos VSP, se adquieren un conjunto de trazas sísmicas a partir de varios disparos para un mismo nivel de profundidad, estas trazas son grabadas individualmente y posteriormente promediadas, obteniendo una relación señal ruido más alta y confiable. En cada intervalo de muestreo de las trazas se realiza un promedio de amplitudes, lo cual disminuye el ruido aleatorio y mejora la coherencia de los eventos (Figura 35).

En esta fase del procesamiento se eliminan las trazas con alto contenido de ruido, las cuales afectan la traza apilada final. A su vez, el ruido coherente se amplifica durante el proceso. Durante el proceso de edición y suma de trazas el método de apilamiento utilizado fue el de “Normal Average”, con alineación de trazas.

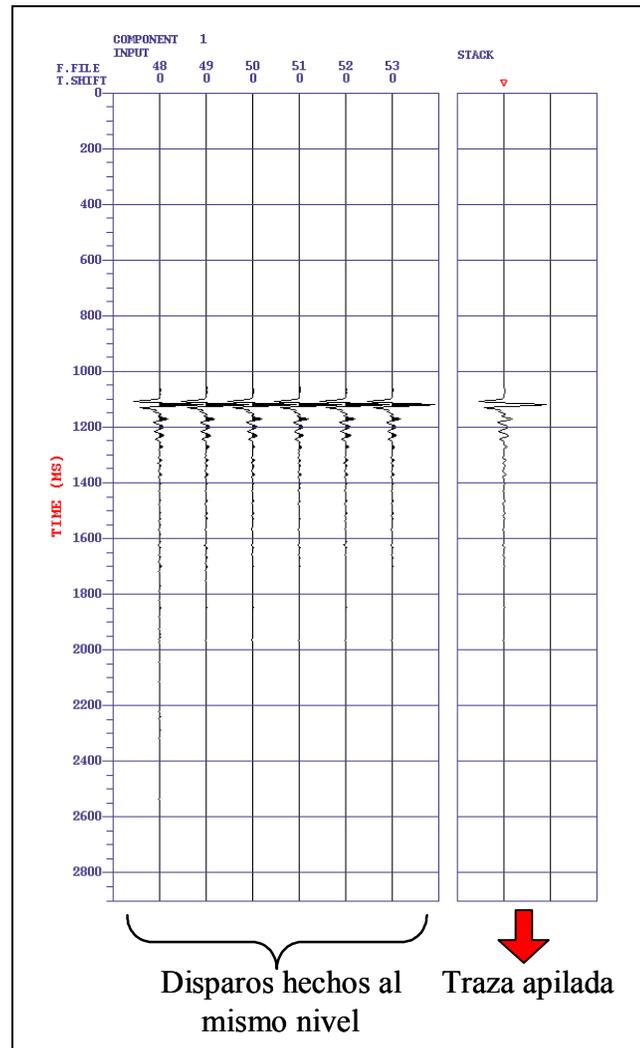


Figura 35. Edición y suma de las trazas

Posteriormente por medio del análisis espectral de los datos y el análisis F – K, se puede observar que el ancho de banda de los datos se ubica aproximadamente entre 10 – 85 Hz (Figura 36). Durante el análisis de los datos en los dominios de la frecuencia y F-K, fue posible detectar, para la corrida 2, la presencia de un ruido de alta amplitud y frecuencia constante de 60 Hz,

probablemente de origen eléctrico. En este sentido, fue necesario aplicar un filtro tipo “Notch” en dicha monofrecuencia, a pesar del efecto negativo que ocasiona (pérdida de resolución debido a la eliminación de contenido de señal).

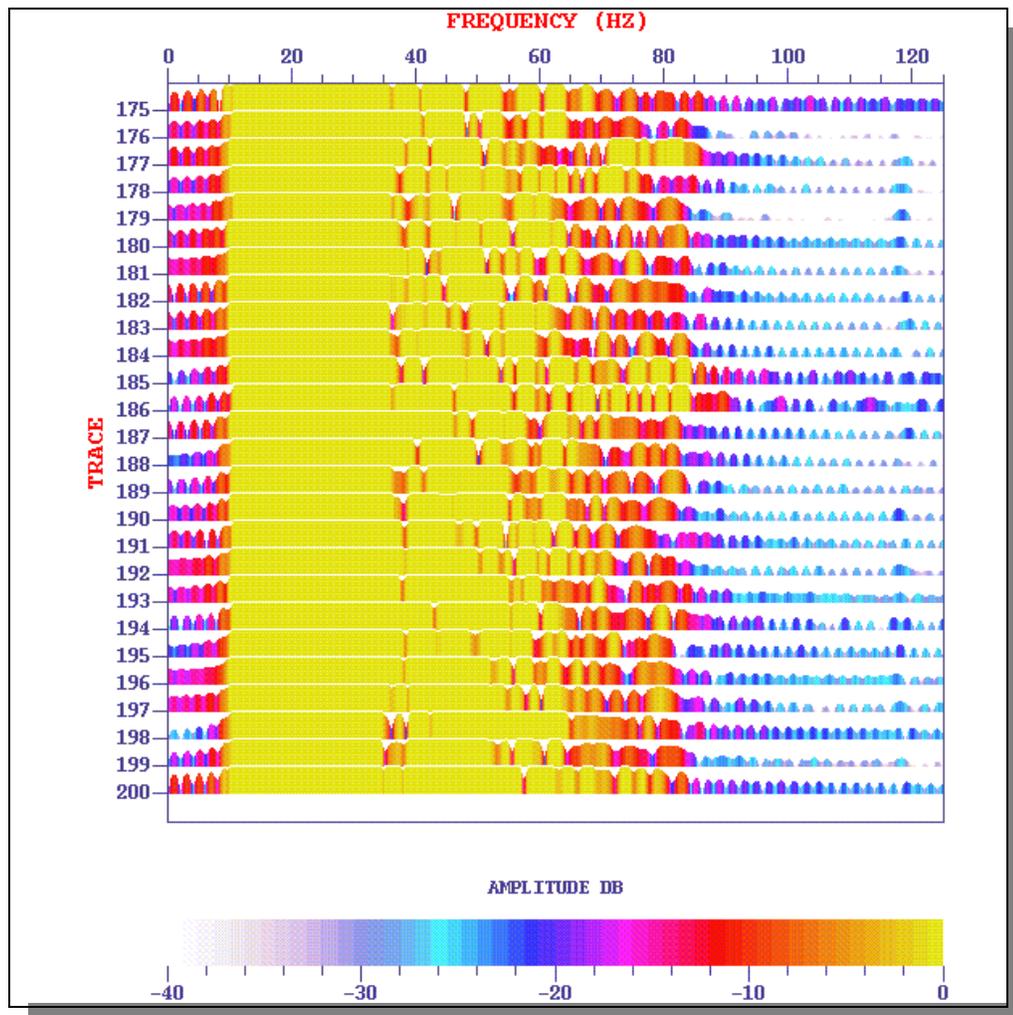


Figura 36. Análisis espectral de los datos

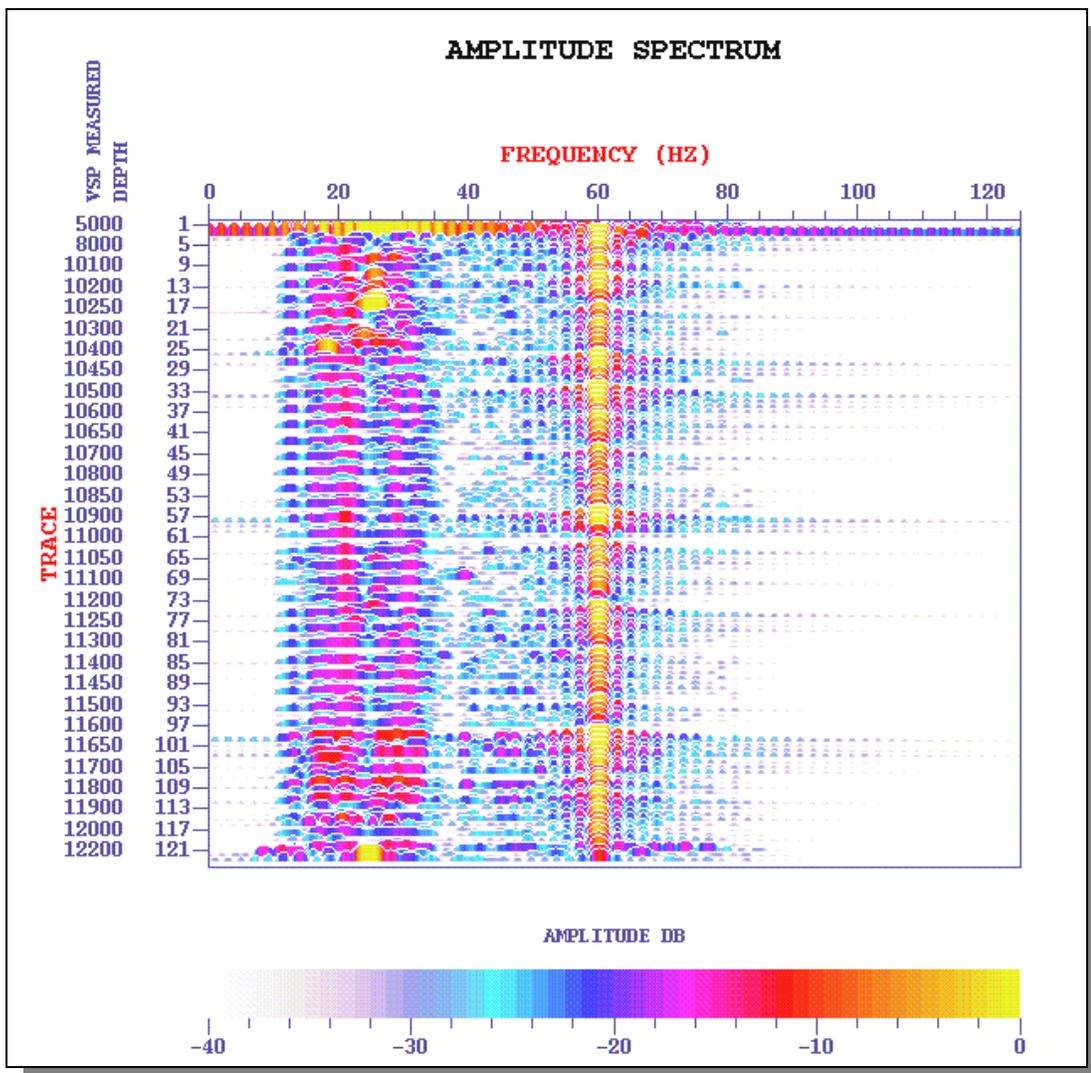


Figura 37. Ruido “notch” presente en la segunda corrida

Selección de las primeras llegadas

En el sismograma del VSP cero-offset se seleccionan los primeros picos o cambios abruptos en las amplitudes de las trazas, obteniendo así los tiempos de llegada de la onda P directa a los receptores ubicados a lo largo del pozo (Figura 38). Las primeras llegadas fueron detectadas para calcular la curva Tiempo-Profundidad y los tiempos de estos arribos fueron convertidos a tiempos verticales y referidos al datum sísmico (nivel del mar) utilizando una velocidad de corrección al Datum de 7544 pies/s, equivalente a 2300 m/s, suministrada por Petrobras Energía Venezuela (Figura 39).

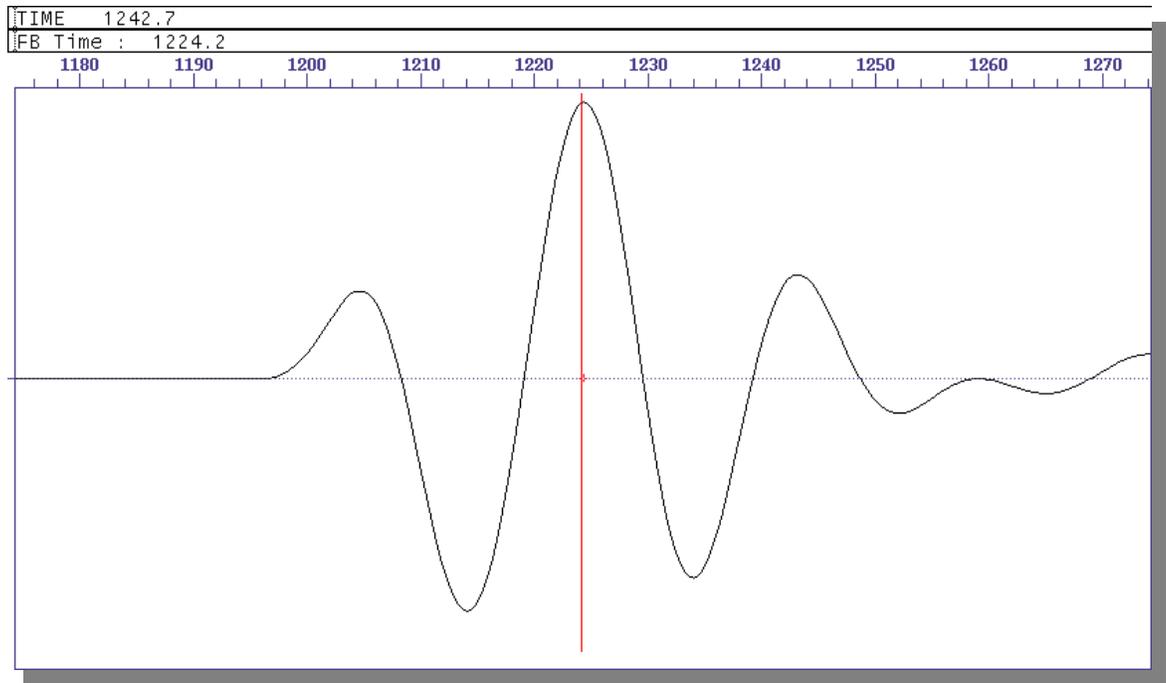


Figura 38. Selección de las primeras llegadas

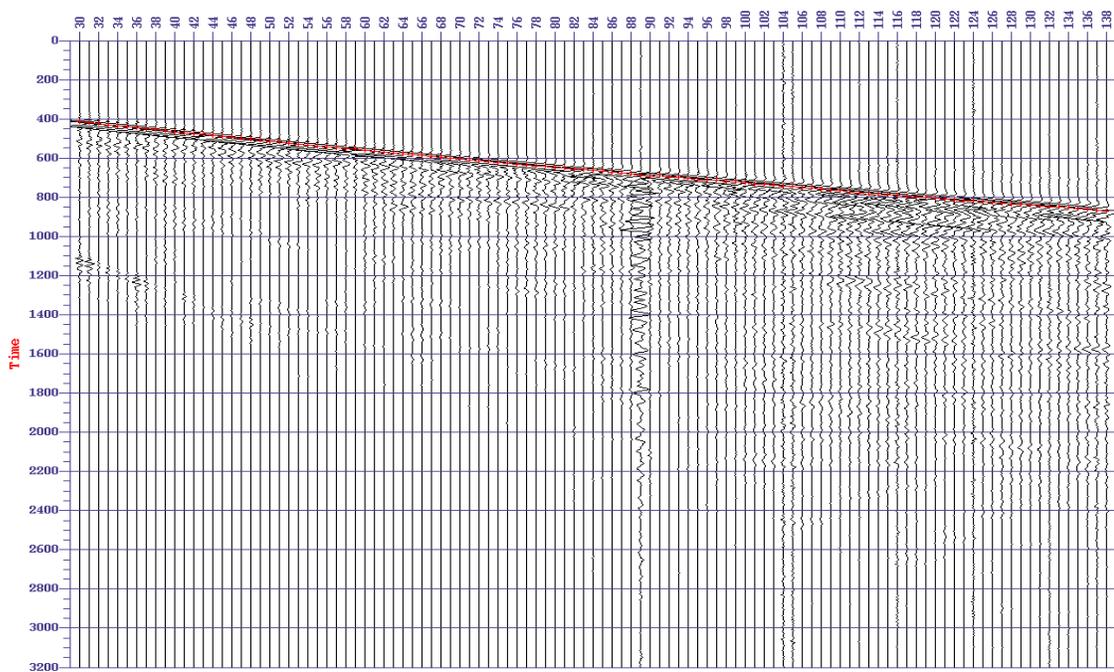


Figura 39. Datos con primera llegada seleccionada.

Descripción de la geometría

Se introduce en el programa la información correspondiente a los parámetros de adquisición tales como, distancia y azimut entre la fuente y el receptor, desviación del pozo, elevación del Kelly Bushing*, elevación de la fuente y velocidad de corrección al datum. Por otra parte, a partir de la selección de los primeros quiebres y las variables tiempo-profundidad se puede generar un modelo de velocidades del medio por donde viaja la onda, considerando que la incidencia de los rayos es normal (Figura 40).

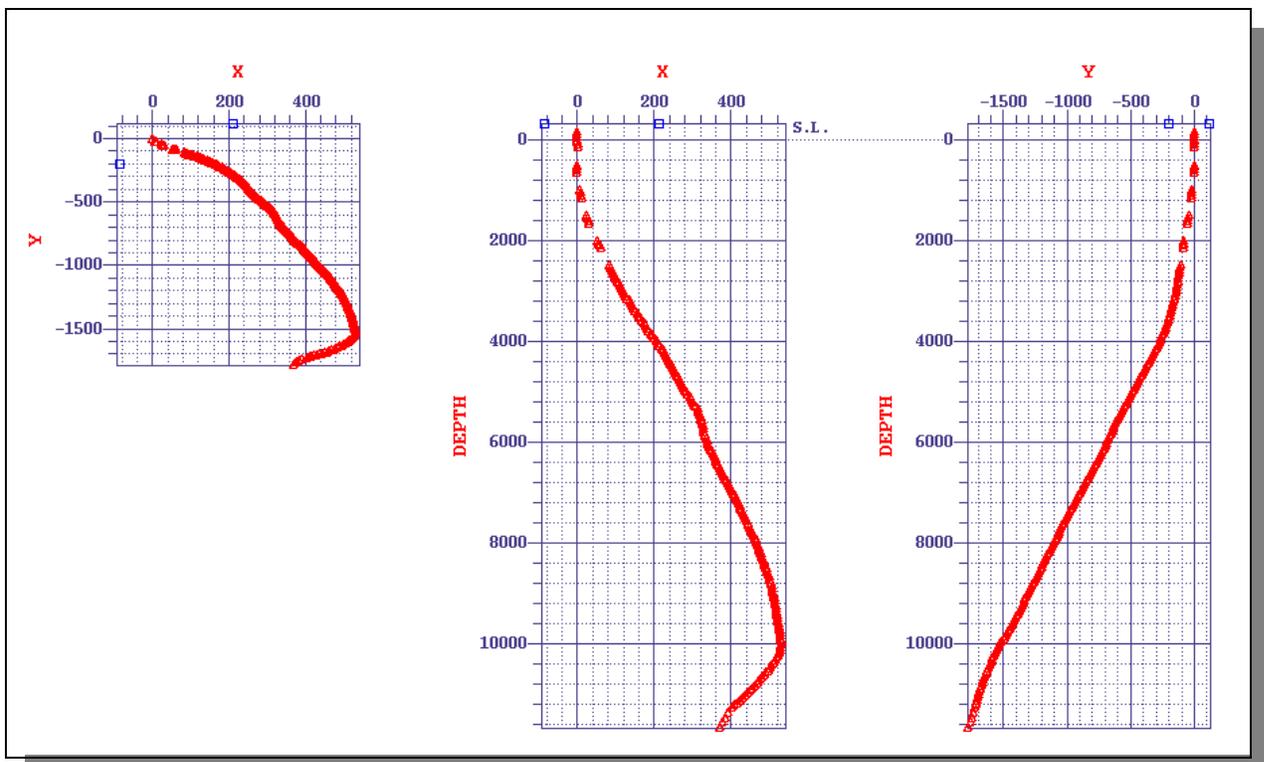


Figura 40. Geometría del pozo y de la adquisición.

* Apéndice: figura Kelly Bushing

Corrección de ganancia

Cuando un frente de onda sísmico se expande como una esfera uniforme en un medio homogéneo la amplitud de las primeras llegadas disminuye a un factor de $1/R$ o $1/VT$, donde R es la distancia de propagación, V es la velocidad promedio de propagación y T el tiempo de viaje. La divergencia esférica es un efecto físico que sufren las ondas a medida que se propagan en un medio, el cual consiste en la dispersión de energía sísmica a medida que aumenta el radio de propagación, dando como resultado un decaimiento en la amplitud de la señal.

Sin embargo, en la realidad no es común que existan medios idealmente homogéneos e isotrópicos. En consecuencia, en un medio estratificado formado por capas de diferentes velocidades y densidades la secuencia de impedancias causa refracciones capaces de incrementar la divergencia de los rayos sísmicos, y un decaimiento en la amplitud D . Este decaimiento producido por la divergencia esférica, viene dado por:

$$D = \frac{V_o^2 T_o}{V_{rms}^2 (T) T} \quad (24)$$

Donde $V_{rms}(T)$ es el valor de la velocidad cuadrática media de las capas atravesadas por el frente de onda durante el tiempo de viaje T (tiempo simple) y V_o es la velocidad de propagación de la primera capa (Newman, 1973). La V_{rms} y el T pueden ser obtenidos a partir de los datos del registro sísmico ajustado a los disparos de verificación o a través de los tiempos de las primeras llegadas obtenidos con el VSP; con el conocimiento de la ubicación de los receptores en profundidad se puede obtener la velocidad V_{rms} .

Las trazas sísmicas de un VSP a una profundidad determinada muestran, a parte de las primeras llegadas, una serie de eventos sísmicos (reflexiones y múltiples) producto de los diferentes medios por los que la onda ha transcurrido, por ende estos eventos poseen tiempos de viaje diferentes a los tiempos simples. Dada esta situación Morris (1979) propone una ecuación capaz de representar el decaimiento de una reflexión primaria grabada en Z_o , generada en la profundidad Z_r , como:

$$D = \frac{2D(Z_r)}{D(Z_0)} \quad (25)$$

Esta ecuación expresa que el decaimiento de amplitud por divergencia esférica D , del evento reflejado medido en superficie, es el decaimiento $2D(Z_r)$ que la señal sísmica experimentaría si se propagara sobre un patrón de viaje superficie – reflector – superficie, seguido por una restauración de ganancia $D(Z_0)$, equivalente a la divergencia de la trayectoria superficie – receptor. En función de tiempos de viaje T_0 , tiempo de la primera llegada, y T_1 , tiempo grabado a la profundidad Z_0 , el tiempo real de reflexión Tr viene dado por:

$$Tr = \frac{T_0 + T_1}{2} \quad (26)$$

En consecuencia, suponiendo un medio de capas planas, la ganancia que se aplica a cada una de las trazas de un VSP para corregir el efecto de divergencia esférica es:

$$G(t) = \begin{cases} V^2 * T & \text{para } T < T_0 \\ \frac{2 * G(Tr)}{G(T_0)} & \text{para } T_0 < T < T_{\max} \end{cases}$$

donde $G(t)$ es la función de ganancia, T_0 es el tiempo de la primera llegada y T_{\max} el tiempo total del registro.

En el procesamiento de datos sísmicos de VSP se utilizan ciertas funciones empíricas como:

$$G(t) = A * T^n \quad (27)$$

que corrigen la pérdida de amplitud por diferencia esférica, donde T es el tiempo de grabación (tiempo simple) y A y n son constantes. Esta corrección se denomina *Ganancia T*. La función de ganancia $V_{rms}^2 * T$ es graficada en coordenadas logarítmicas, a partir de éste se obtienen la

pendiente y el punto de intersección, los cuales determinan n y A respectivamente, donde $1 \leq n \leq 2$. El método supone que las interfaces de reflexión son planas.

Balanceo de trazas

Debido al mal acople de la herramienta con las paredes del pozo se producen grandes variaciones de amplitud entre las trazas. Por ello, después de la corrección por divergencia esférica todas las trazas son escaladas a un mismo valor. El balanceo de trazas es un tipo de ganancia que es invariante en el tiempo, se calcula y se aplica a todas las muestras de la traza, las cuales poseen escalares distintos, dependiendo del análisis de amplitud de una ventana seleccionada alrededor de los primeros arribos. Este escalar es el valor RMS medido en el análisis de amplitud, cuyo valor es definido por el procesador y generalmente es 2000. Este escalar es la relación entre el nivel RMS de salida (2000) y el nivel RMS de entrada.

Los datos fueron corregidos por divergencia esférica usando una función de ganancia T con exponente 1.6 y nivel de balanceo de trazas 2000. Dicho exponente fue calculado a partir del decaimiento de amplitudes de las ondas compresionales directas.

Separación de los campos de onda

Esta etapa del procesamiento consiste en la separación de los campos de ondas ascendentes de los descendentes. Para ello existen diversos métodos tales como el filtro F-K y el filtro de la Mediana, entre otros.

Filtro de la mediana

Este tipo de filtro está diseñado con la finalidad de mejorar los datos sísmicos en los cuales la señal que se necesita preservar contiene discontinuidades abruptas (Balch, 1984). En el procesamiento del VSP, este filtro es utilizado para separar los campos de onda descendentes P y

P-S (llegadas directas a los receptores) de la señal de mayor interés como son los campos ascendentes producto de las reflexiones.

El efecto de suavizado se produce debido a que esta técnica tiene como objetivo principal rechazar los pulsos ruidosos presentes en cada traza. En cada muestra de tiempo las amplitudes del arreglo de N muestras son ordenadas de manera creciente, en donde el valor del medio ocupa la posición $(N+1)/2$, el cual será tomado como la mediana por el filtro.

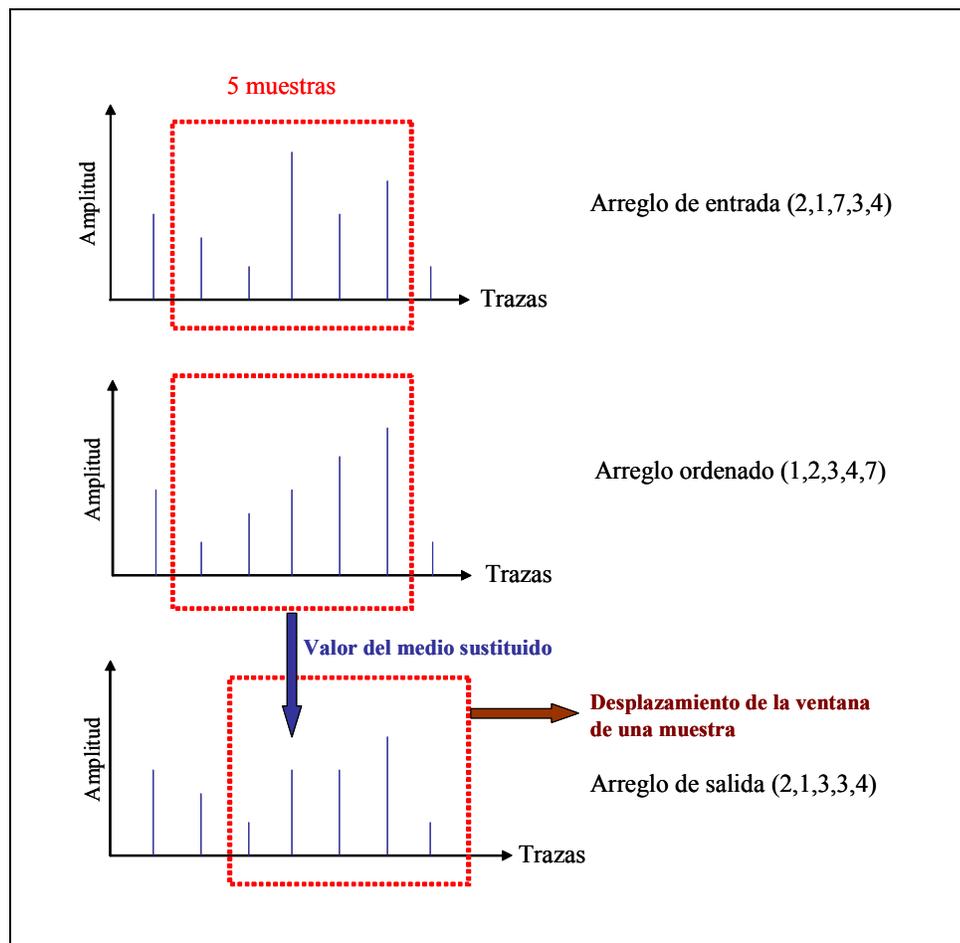


Figura 41. Esquema explicativo del filtro de la mediana

La longitud del filtro se refiere al número de trazas consecutivas sobre las cuales el filtro es aplicado. Se considera que ésta es dependiente de los datos y debe ser escogida cuidadosamente.

Durante el procesamiento de los datos, los campos de ondas compresionales ascendentes y descendentes fueron separados por medio de un filtro a la mediana con longitud de ventana de 17 trazas.

Separación de campos de onda con la técnica de sustracción

Una vez estimado el campo de ondas descendentes, este puede ser sustraído del campo de ondas total del VSP, de forma tal que atenúe el campo de ondas directas, el cual se presenta de manera más fuerte que es campo de ondas ascendente (Hardage, 1985). Esta técnica de estimación y sustracción puede esquematizarse en cuatro pasos principales.

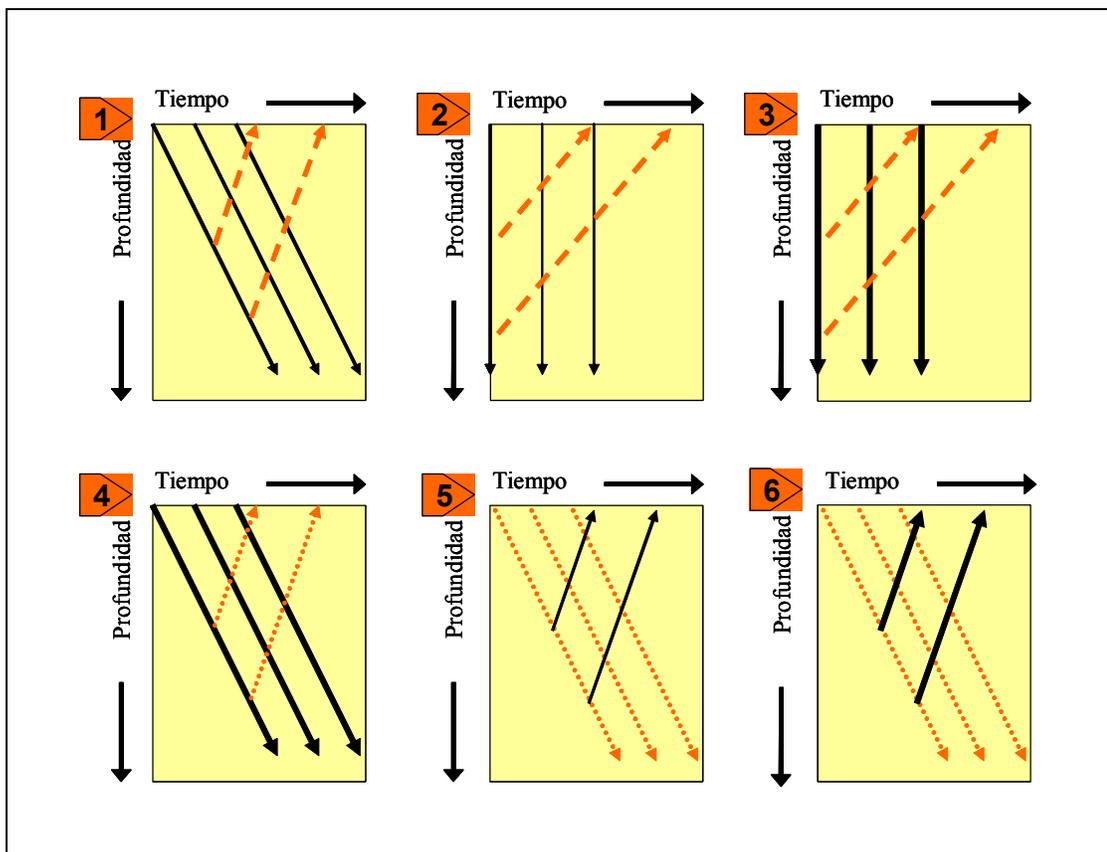


Figura 42. Técnica de sustracción

- 1) Datos originales del VSP, los eventos descendentes se muestran como flecha continua y los ascendentes de forma punteada.
- 2) Cambio de tiempo de los eventos, alineando verticalmente los descendentes utilizando las primeras llegadas.
- 3) Aplicación de filtro de mediana (largo) sobre todo el eje de profundidad, los eventos descendentes son suavizados y resaltados, mientras que los ascendentes son atenuados.
- 4) Se elimina el cambio del tiempo aplicado anteriormente en el paso 2.
- 5) Resultado de restar 4) a 1), ahora los eventos ascendentes son más fuertes que los descendentes.
- 6) Aplicación de un filtro de mediana (corto) en dirección de los eventos ascendentes, para resaltarlos.

Fue aplicado un filtro de pendiente del tipo rechazo sobre el campo de ondas ascendentes (en una ventana de tiempo definida) para eliminar el campo de ondas descendentes (ruido). La longitud de dicho filtro fue de 11 trazas. Posteriormente, se aplicaron filtros de pendiente tipo rechazo sobre campos de ondas Tubo (ascendentes y descendentes), con una longitud de 9 trazas en ambos casos, en una ventana de tiempo definida y correspondiente al intervalo de la segunda corrida. Finalmente, se aplicó un filtro de pendiente (tipo paso) sobre el campo de ondas compresionales ascendentes, con una longitud de 9 trazas (Figura 43, Figura 44, Figura 45).

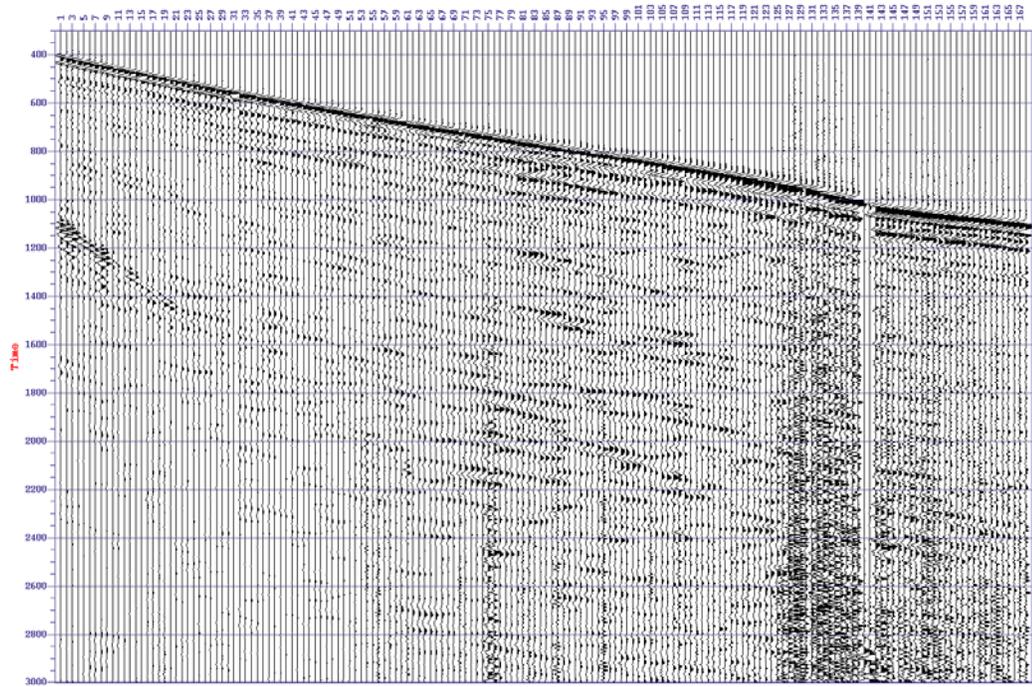


Figura 43. Datos antes de la separación.

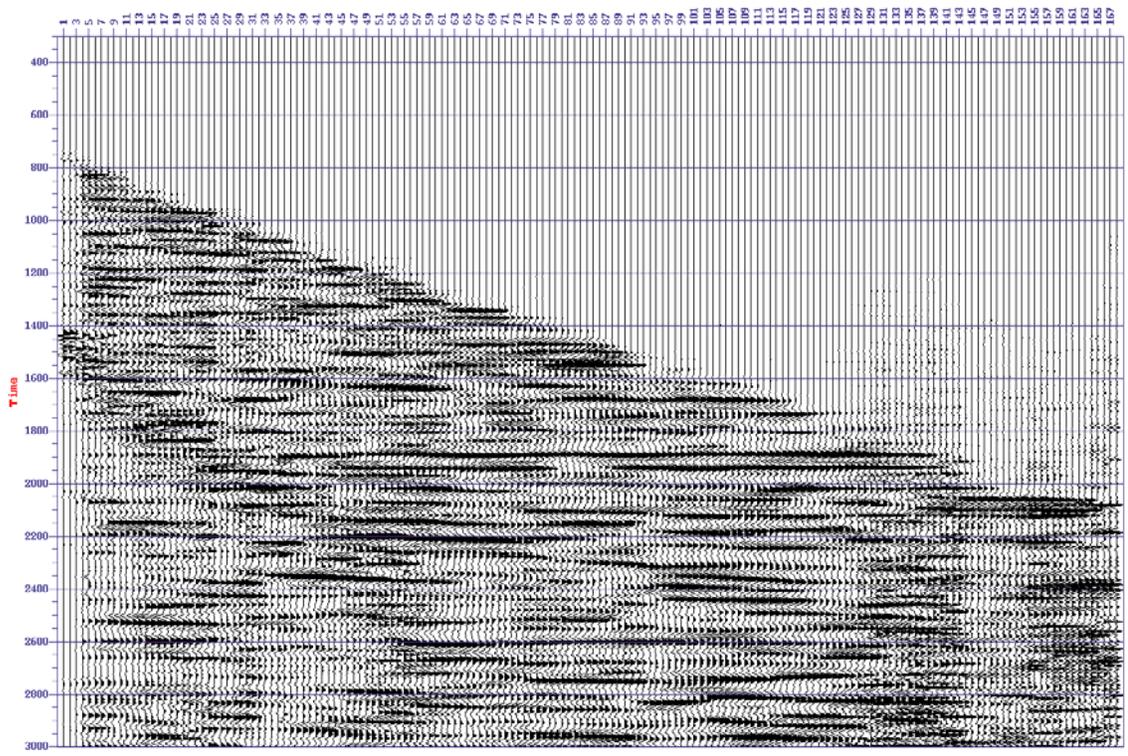


Figura 44. Campo de ondas P ascendentes.

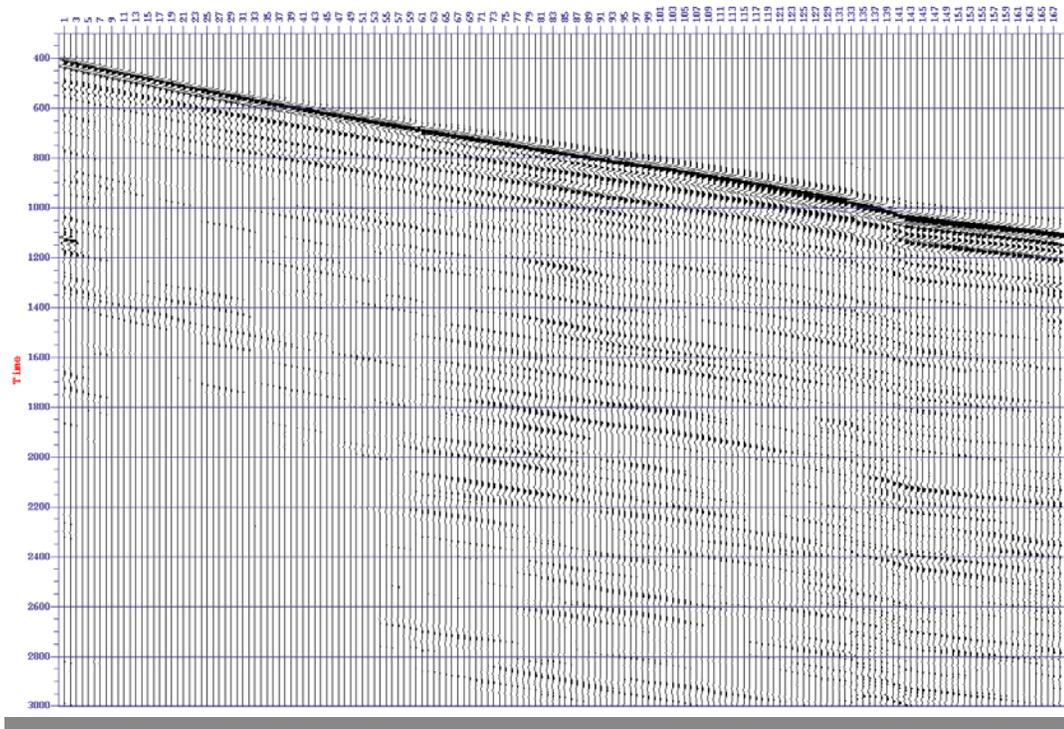


Figura 45. Campo de ondas P descendentes.

Calibración del registro acústico y generación del sismograma sintético.

El sismograma sintético es una representación o construcción de las trazas sísmicas a partir de la convolución de una ondícula y la serie de reflectividades obtenida a partir de los coeficientes de reflexión que representan las interfases del subsuelo.

Los valores de coeficiente de reflexión se obtienen a partir de la siguiente relación:

$$R = \frac{V_2 \rho_2 - V_1 \rho_1}{V_2 \rho_2 + V_1 \rho_1} \quad (28)$$

donde V_i se obtiene de los registros de velocidad y ρ_i del registro de densidad del pozo. La curva de velocidad se obtiene a partir del registro sónico, el cual es una expresión de lentitud medida en unidades de microsegundos por pie. A partir del inverso de los valores derivados del registro, multiplicados por un factor de escala se obtienen las velocidades, expresadas en metros por segundos. Por otra parte la curva de densidad se obtiene directamente del registro de densidad del pozo (densidad de la formación).

Por otra parte, para la obtención del sismograma se diseña una onda de determinada forma y frecuencia, similar a las ondas generadas por la fuente sísmica. Posteriormente se convoluciona con los coeficientes de reflexión obteniendo así los eventos primarios. A partir de dichos eventos se calculan los eventos sísmicos múltiples generados por encima de la profundidad total del pozo.

Posteriormente es necesario realizar la conversión tiempo-profundidad con la finalidad de transformar la escala del sismograma en tiempo doble de viaje, tal como vienen representadas las secciones sísmicas. Para ello, se requiere de los disparos sísmicos de verificación, los cuales se obtienen con el objetivo fundamental de medir los tiempos de viaje del pulso sísmico desde la superficie hasta determinadas profundidades (generalmente en las interfases litológicas resaltantes). Las respuestas se expresan en una tabla de datos tiempo – profundidad, los cuales una vez verticalizados permiten a través del registro sónico calcular la conversión continua y exacta de tiempo – profundidad.

Para la corrección del registro sónico se utiliza la curva de deriva, la cual expresa la diferencia entre la curva de tiempos de los disparos sísmicos y la curva de tiempos obtenidos integrando el registro original. Una vez calibrado el registro sónico se genera la conversión tiempo-profundidad. Posteriormente se estima la curva de impedancia acústica, donde $Z = V * \rho$, para así calcular los coeficientes de reflexión.

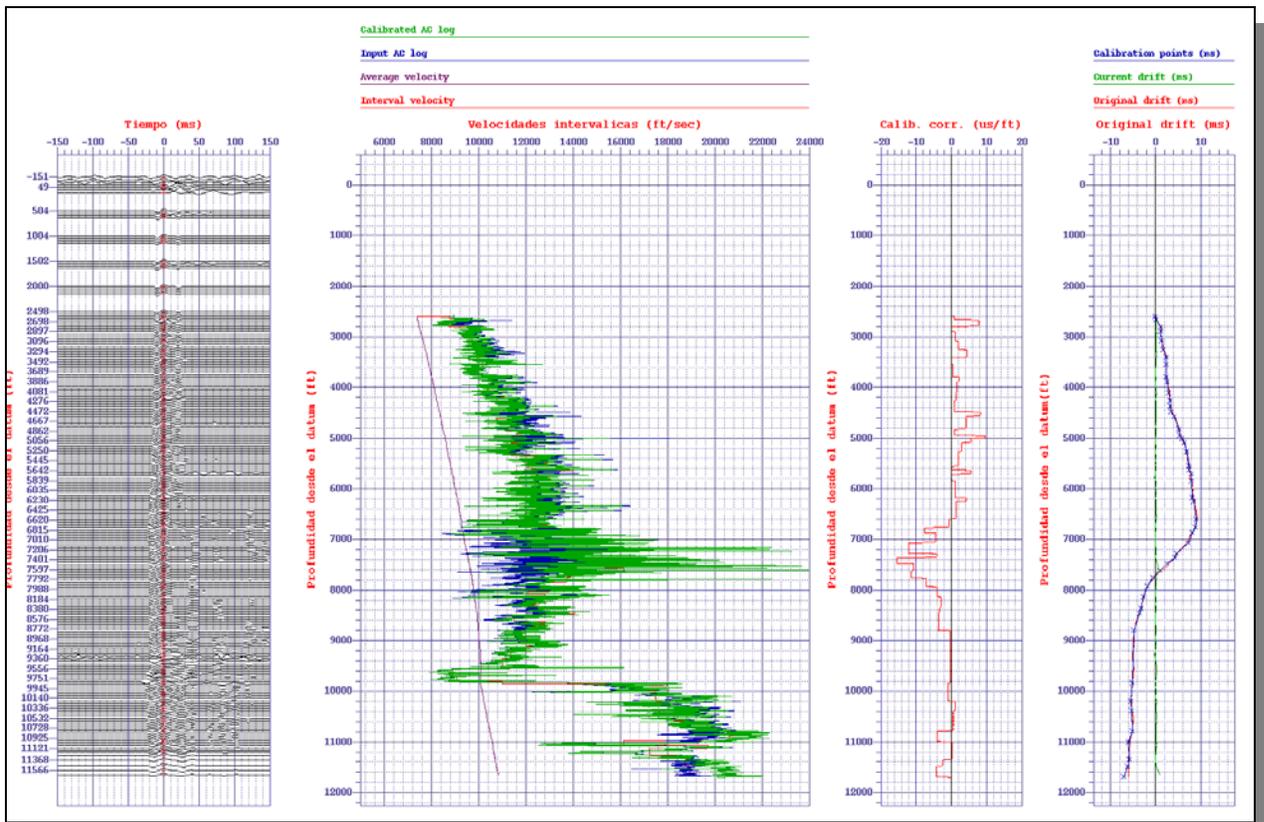


Figura 46. Calibración del registro acústico.

Se realizaron los procesos de análisis de velocidades y separación de campos de ondas, dejando la mayoría de los niveles que se presentaban muy ruidosos (alrededor de 20) debido a su ubicación consecutiva en profundidad. Dicho intervalo se localiza entre 9400 y 10400 pies (KB) aproximadamente.

Deconvolución

La información de las ondas descendentes es utilizada para diseñar un operador capaz de proveer una deconvolución efectiva del paquete de rayos descendentes. Esta deconvolución es desarrollada usando un proceso determinístico y es normalmente aplicada traza por traza.

El proceso determinístico tiene la capacidad de proveer la ondícula fuente así como también suprimir múltiples. El campo de ondas descendentes fue cuidadosamente examinado para determinar la longitud del operador de deconvolución para ser aplicado a la data.

Finalmente se seleccionó la ventana de apilamiento de los datos para generar los corredor snack o secciones apiladas (Figura 47 y Figura 48).

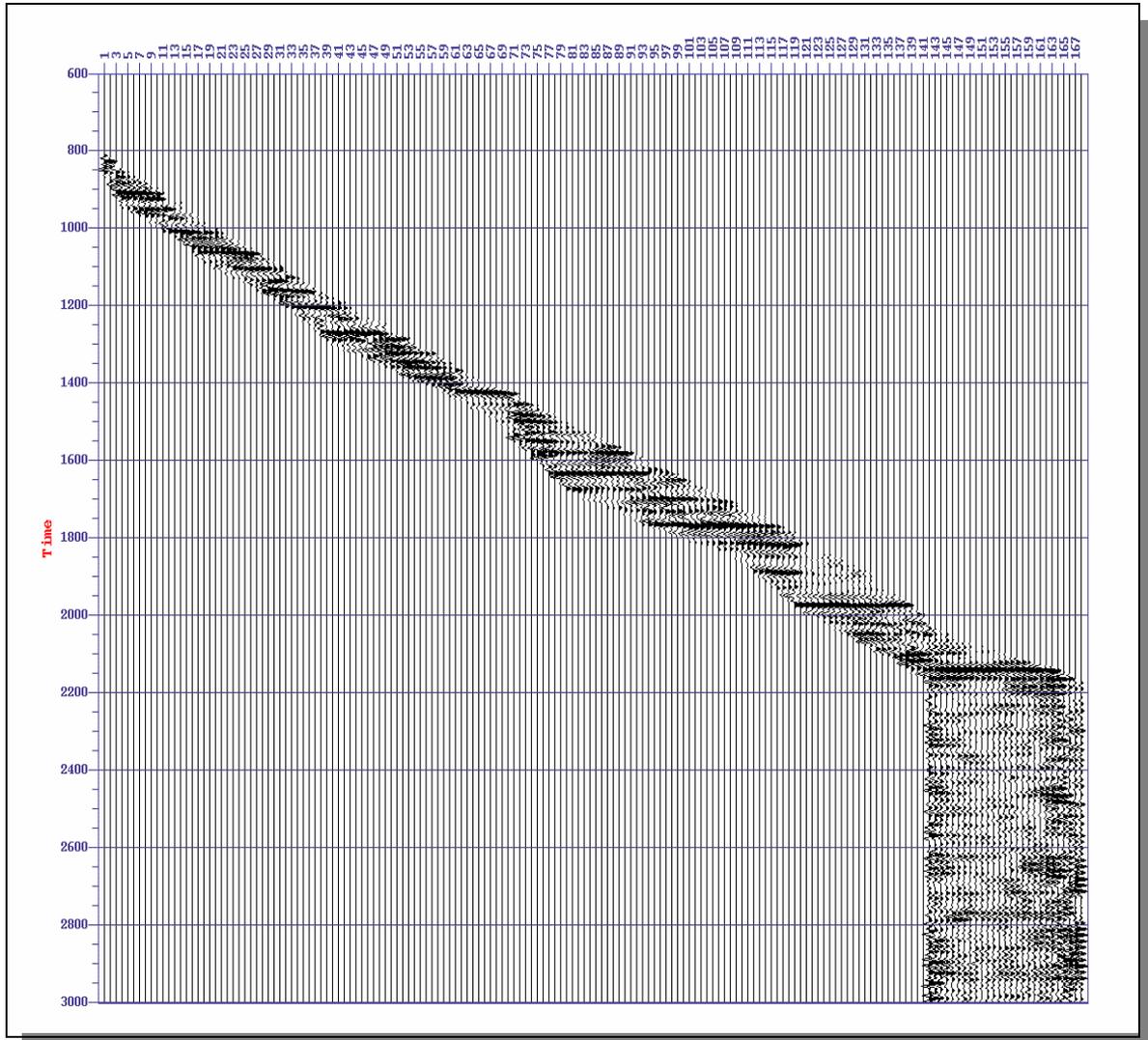


Figura 47. Ventana de apilamiento para generar los corredor stack.

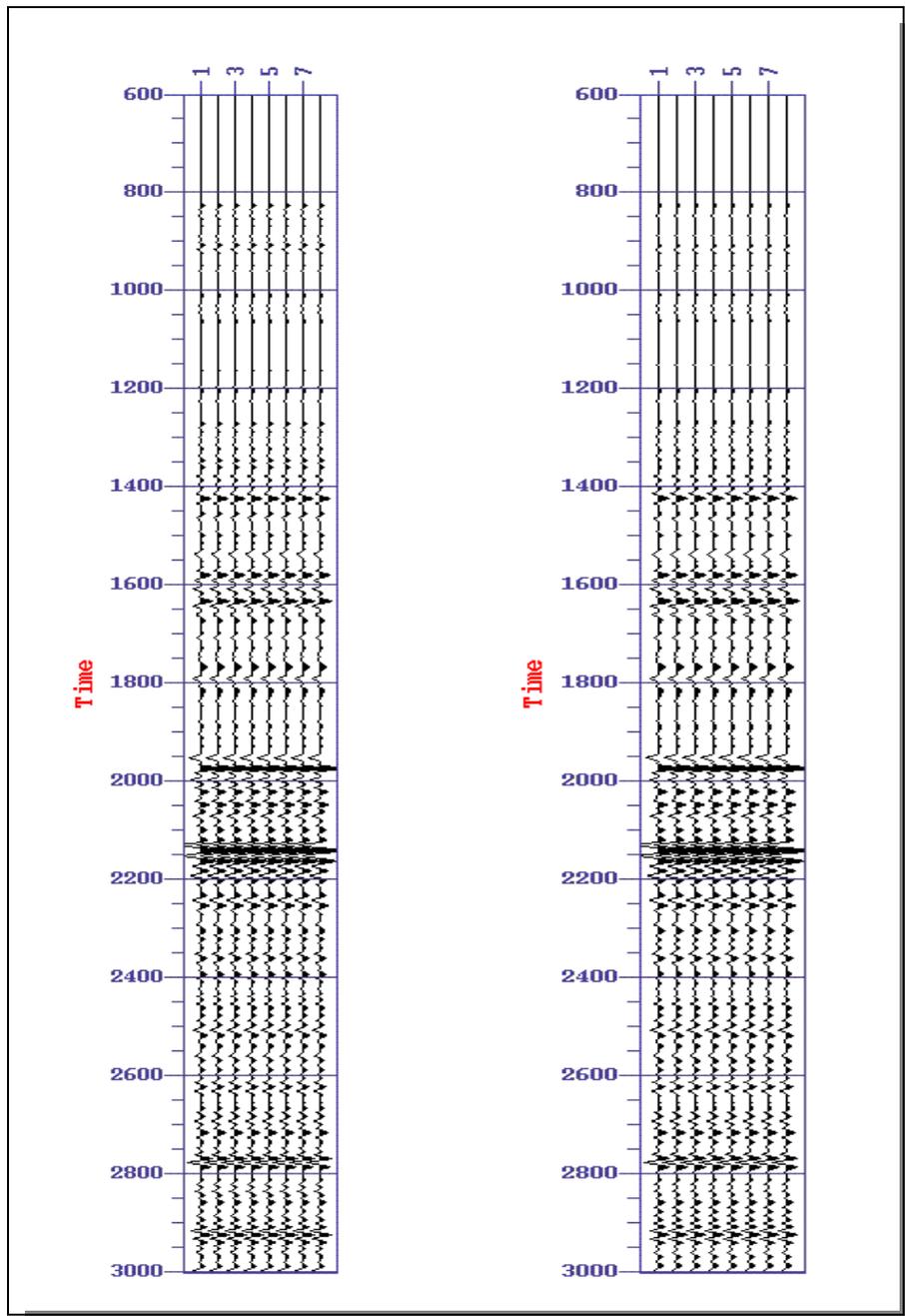
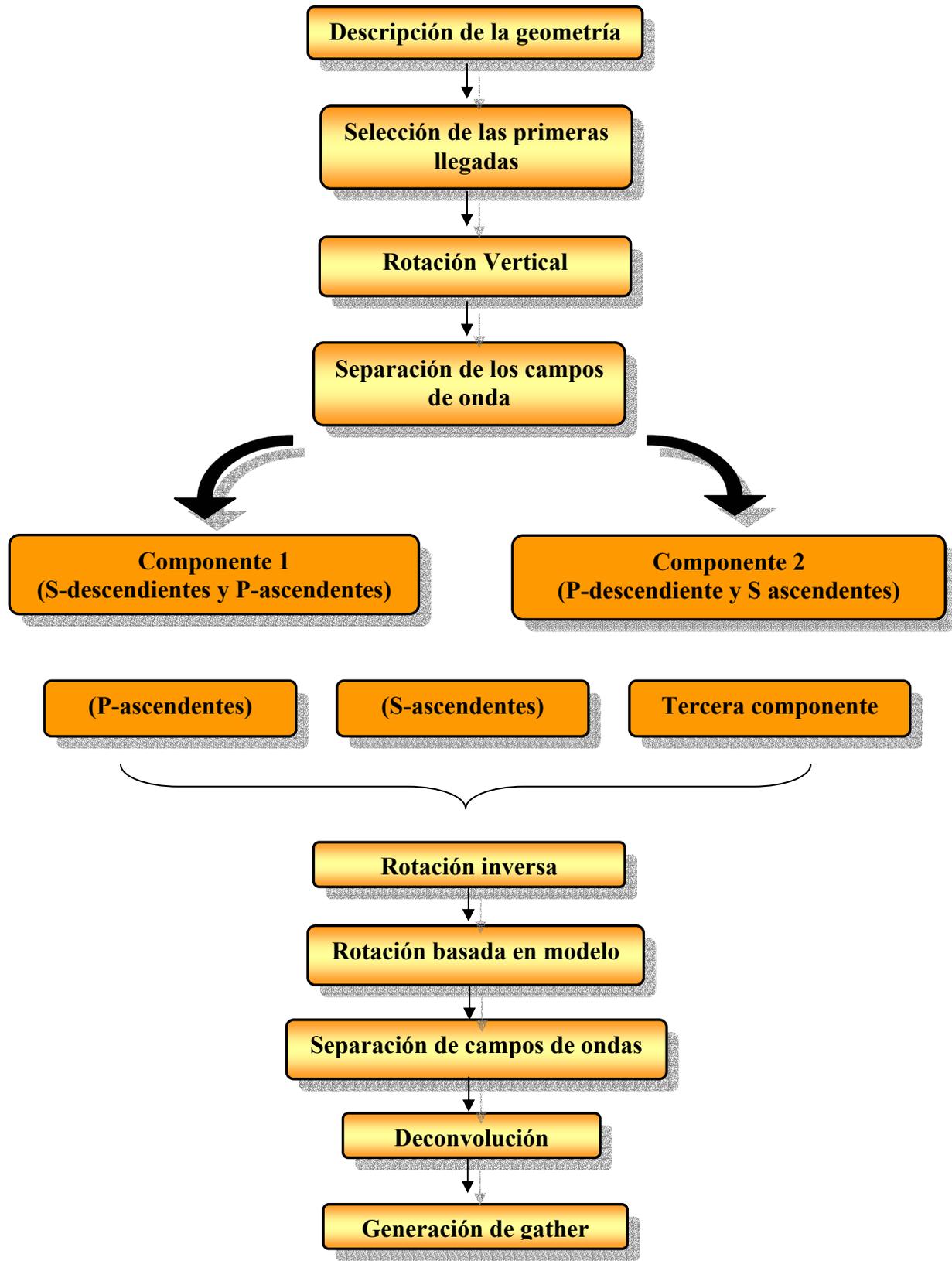


Figura 48. Corridor stack. Original (izq) y filtrado a 60 hz (der).

PROCESAMIENTO DE VSP WALKAWAY



Esquema 3. Procesamiento de VSP walkaway

Rotación horizontal y vertical

El fenómeno de propagación de ondas sísmicas es tridimensional, de manera que cada componente capta solo la proyección del evento al cual es sensible. En consecuencia, no es posible recuperar las amplitudes y la forma de onda correcta a partir de una sola componente. La forma de recuperar esta información es a partir de grabaciones multi-componentes las cuales son capaces de preservar la propiedad vectorial del campo de ondas elástico generado por la fuente sísmica.

Los geófonos de 3 componentes utilizados para la adquisición de datos VSP permiten grabar el campo total de ondas sísmicas, principalmente las ondas compresionales P y las de cizalla S. Estos receptores se encuentran colgando en una herramienta que desciende a través del pozo, la cual gira de una manera arbitraria, haciendo que los geófonos no tengan una orientación fija en el plano horizontal de acuerdo a la profundidad en la que se encuentran.

Para poder correlacionar la información obtenida por los receptores es necesario establecer un único sistema de coordenadas, de manera tal que todos los geófonos tengan la misma orientación. Sin embargo, las herramientas no cuentan con un sistema de orientación relativa de los receptores, por lo tanto se realiza un análisis de polarización de la señal para determinar cual es su dirección preferencial y así establecer el sistema de referencia.

Hodogramas de rotación

Los hodogramas son una representación gráfica del movimiento de una partícula proyectada sobre un plano. Se consideran esencialmente gráficos cruzados de dos dimensiones que comparan las amplitudes grabadas de cada muestra entre dos componentes cualesquiera. Así mismo estos gráficos proporcionan información acerca de la polarización de la onda y la orientación relativa de la herramienta. Estos hodogramas generalmente se calculan sobre ventanas discretas de trazas.

En general los hodogramas pueden ser construidos sobre planos en cualquier dirección, sin embargo los de mayor interés son los hodogramas horizontales y verticales. Los horizontales se construyen en el plano horizontal definido por las componentes H1 y H2, mientras que los verticales son construidos sobre el plano vertical definiendo así las componentes V y H1. Para el análisis de una señal variante en el tiempo, el hodograma muestra la relación X, Y y tiempo de un vector en movimiento.

Cada muestra de un intervalo de muestreo en una ventana de tiempo es colocada en el hodograma como un punto, la unión de estos dará la tendencia o polarización de la señal. La dirección de esta tendencia será la dirección de máxima amplitud, en donde la polarización debe ser lineal, sin embargo la existencia de segundas llegadas hacen que ésta tenga una forma elíptica.

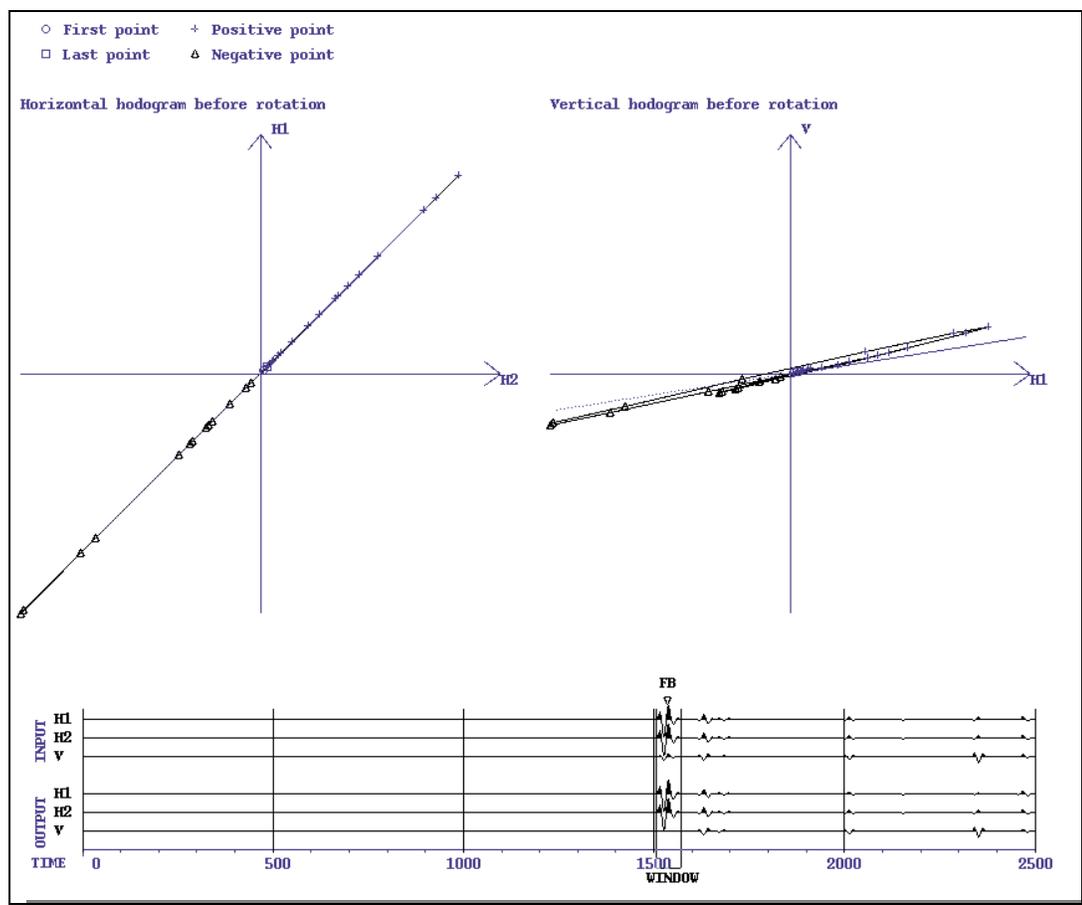


Figura 49. Hodogramas de rotación.

Rotación vertical

Usando la técnica de Eigenvalue, las componentes vertical y radial fueron rotadas para maximizar la energía de las ondas descendentes compresionales en la componente directa, y esta energía es compartida con la componente perpendicular.

Luego de la rotación vertical, se aplicó una compensación para el decaimiento de amplitud debido a la divergencia esférica, usando una función exponencial de ganancia de $T^{*1.2}$ (donde T es el tiempo de grabación). Se aplicó un balanceo de trazas a las tres componentes basado en la evaluación de amplitudes alrededor de los primeros arribos del máximo campo de ondas descendente compresional.

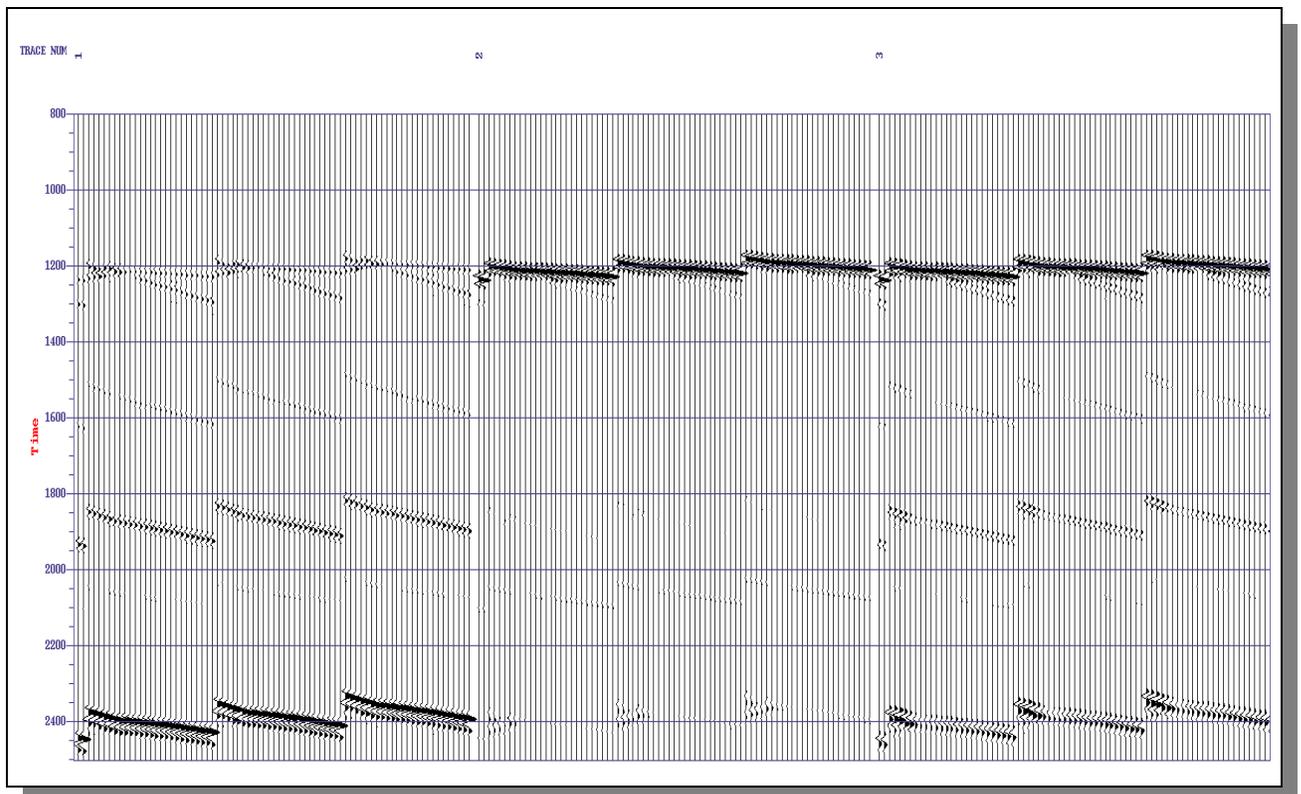


Figura 50. Datos después de la rotación vertical

Rotación horizontal

A medida que el geófono asciende en el hoyo, este es libre de rotar sobre sus ejes. El torque sobre el cable es la causante de cualquier rotación. En orden para procesar la data es necesario referenciar esta orientación tal que las componentes horizontales puedan ser usadas.

En los datos utilizados durante el trabajo no fue necesario aplicar la rotación horizontal, ya que, la segunda y la tercera componente (horizontal y radial) son iguales. Esto se debe a que el modelo utilizado para obtener los datos sísmicos es de dos dimensiones.

Rotación inversa

Luego que los campos de ondas de interés son mejorados a través del proceso de separación, se reasignan las componentes, es decir, en la primera componente se colocan las ondas P ascendentes después de haber sido removido el contenido de s descendentes que anteriormente poseía. De la misma forma, en la segunda componente se colocan las ondas S ascendentes luego de remover las P descendentes que originalmente contenían. Finalmente el proceso de rotación inversa se encarga de volver a orientar los eventos.

Rotación vertical basada en modelo

Esta rotación se desarrolla a partir de un modelo de velocidades y espesores, el cual se utiliza para el cálculo de los ángulos de incidencia a través de un trazado de rayos. Dicho trazado de rayos se fundamenta en la Ley de Snell. Después de la rotación, la energía ascendente compresional y de cizalla es maximizada y separada en diferentes componentes.

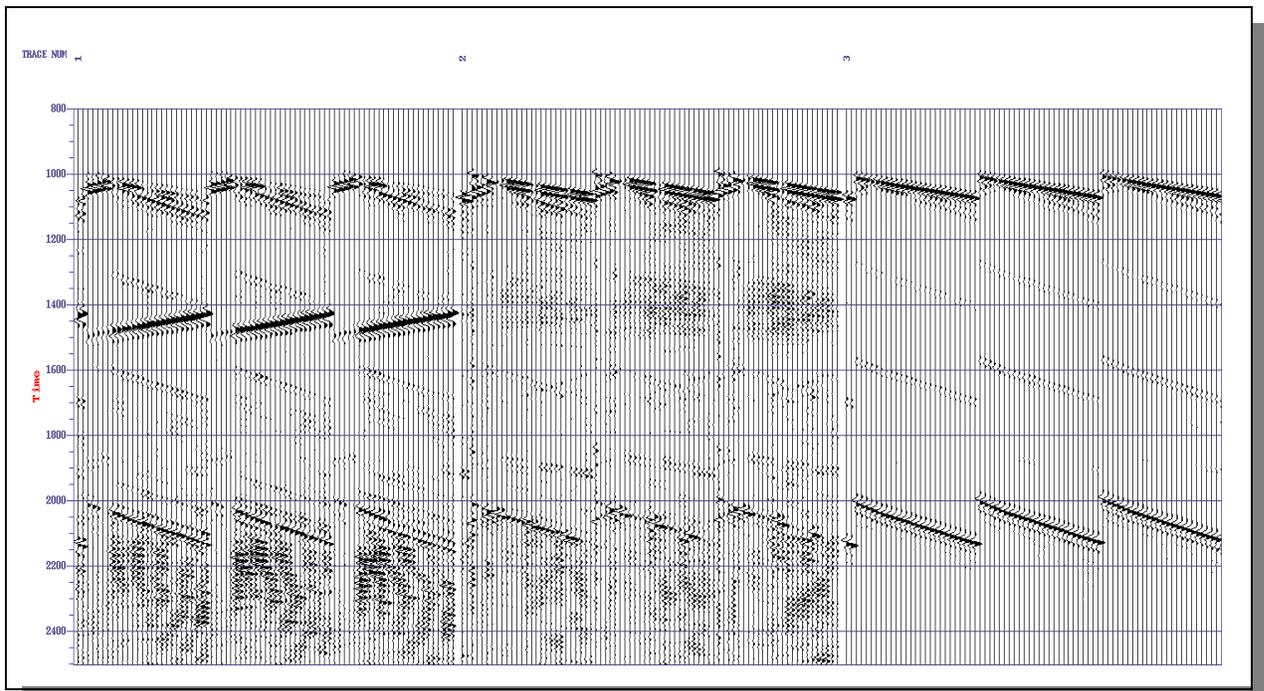


Figura 51. Datos después de la rotación basada en modelo.

Separación de campos de onda

Con la finalidad de aislar al campo de ondas P ascendentes, se procede a aplicar en la primera componente un filtro a la mediana, la finalidad es eliminar todos los eventos descendientes. Posteriormente, el resultado será utilizado para realizar la deconvolución.

Deconvolución

La información de las ondas descendientes es utilizada para diseñar un operador capaz de proveer una deconvolución efectiva del paquete de rayos descendientes. Esta deconvolución es desarrollada usando un proceso determinístico y es normalmente aplicada traza por traza.

El proceso determinístico tiene la capacidad de proveer la ondícula fuente así como también suprimir múltiples. El campo de ondas descendentes fue cuidadosamente examinado para determinar la longitud del operador de deconvolución para ser aplicado a la data.

Finalmente se agrupan los datos según el offset, es decir, todas las trazas captadas por un solo geófono. Sobre este grupo de trazas se realiza posteriormente el análisis de amplitudes (Figura 52).

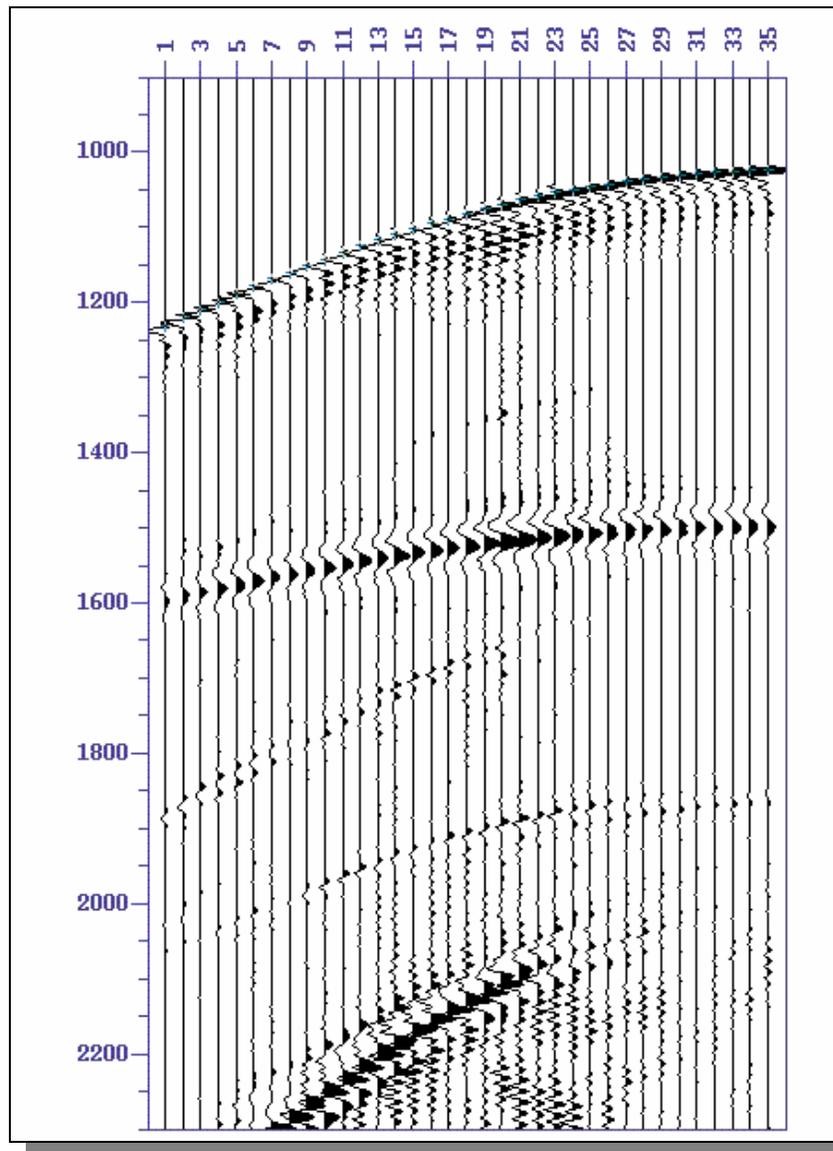


Figura 52. Grupo de trazas en función de la fuente.

MODELADO DE VSP WALKAWAY

Modelo Estructural

Para generar los datos del VSP walkaway se procedió a realizar los modelos de la zona, para posteriormente llevar a cabo el modelado por diferencia finita. Para ello se tomó, como referencia estructural, la sísmica de superficie interpretada (suministrada por Petrobras Energía Venezuela) (Figura 53 y Figura 55). Por otra parte, las velocidades utilizadas en los modelos se obtuvieron de los resultados del Checkshot previamente procesado. Toda la información disponible (geología, sísmica, checkshot, registro de densidad) fue correlacionada dando como resultado la tabla que se muestra a continuación:

Tabla 4. Resumen geológico y estructural del área utilizada para el modelo

	LITOLOGIA	ESPESOR	VELOCIDAD(ft/s)	DENSIDAD		
EOCENO (MISOA)	ARENISCAS SUPERIORES RAMILLETE PUNTA GORDA ARENISCAS INFERIORES	arenas finas a gruesas, moderadamente a bien seleccionadas y poco consolidadas, con intercalaciones de limolitas - arcilitas	3602	8303.65	2.39	
GUASARE		calizas glauconíticas, areniscas calcáreas y arcilitas calcáreas	3188	11227.24	2.47	
MITO JUAN			931	12857.44	2.48	
COLON		lutitas	2286	12681.81	2.57	
(MIEMBRO SOCUY)		delgada sección de carbonatos marinos grises. El resto de la Formación está compuesto de lutita gris oscura masiva con capas finas subordinadas de areniscas calcáreas, estos sedimentos representan el llenado de la cuenca y actúan como sello para las tramp	424	14455.78	2.58	
LA LUNA		aumento importante de material arcilloso y alto contenido de materia orgánica				
COGOLLO	MARACA	caliza bioclastica	1128	18854.07	2.642	constituye un yacimiento de caliza fisurado. Este Grupo comprende aproximadamente 1200' de variados tipos de caliza predominantemente bioclastica, y en menor proporción arcillas y calizas dolomitizadas. Su profundidad varía entre 9000' y 12000' bnm en el
	LISURE	menos dolomitización, incrementa el contenido de lutitas calcáreas				
	APON	calizas macizas				
RIO NEGRO BASAMENTO		sedimentos gruesos granitos y esquistos		18912.9	2.62	

Cabe destacar que a pesar que geológicamente el tope del yacimiento cretácico es el tope del grupo Cogollo, sísmicamente éste no es interpretable (baja impedancia en la interfase) lo que se traduce en una poca definición y continuidad nula en la sísmica de esta interfase. Por lo tanto en la sísmica de superficie se interpreta (Petrobras) el tope de Socuy, a partir del cual se construye el tope de Maraca.

El modelado de VSP walkaway se llevó a cabo dos veces, antes y después de la sustitución de fluidos. El primer modelo se hizo en dirección de la estructura principal del yacimiento (Figura 54), mientras que el segundo modelo (luego de la sustitución) se hizo en dirección transversal a las estructuras (Figura 56).

Parámetros de adquisición de datos VSP walkaway del primer modelo

Ancho de banda de los datos

El ancho de banda utilizado se estableció a partir del espectro de amplitud de la sísmica de superficie (Figura 57).

Ancho de banda de los datos de la sísmica de superficie: 8 – 90 Hz

Frecuencia y tipo de ondícula

La frecuencia de la ondícula sísmica utilizada se determinó a partir del ancho de banda de los datos. Este se determina dividiendo el valor del ancho de banda entre dos, la finalidad es establecer la frecuencia central de la ondícula tipo Ricker.

Frecuencia de la ondícula: $82/2=41$ Ondícula de Ricker 40 Hz

Ubicación de fuentes sísmicas

La distribución geométrica de las fuentes sísmicas para el walkaway fue diseñada de forma que éstas abarcaran la distancia desde el pozo (cero offset) hasta sobrepasar el ángulo crítico (aproximadamente 45°). Inicialmente se sobrepasó el ángulo crítico para observar el comportamiento de las reflexiones sísmicas que generaban las fuentes ubicadas después de dicho ángulo.

Número de disparos 62

Espaciamiento: 200 ft

Espaciamiento entre geófonos

El espaciamiento entre geófonos se determinó a través de la relación

$$espaciamiento = \frac{V \min}{2 * f_{\max}} \quad (29)$$

donde:

V_{\min} = es la velocidad mínima del modelo

f_{\max} = es la frecuencia máxima esperada

Una vez establecido el espaciamiento entre receptores, se colocaron los geófonos necesarios para abarcar el intervalo de interés (tope y base).

Espaciamiento utilizado: 50 ft

Número de receptores: 25

Longitud del registro: 2500 ms

Muestreo en tiempo: 2 ms

Modelado por diferencia finita: elástica

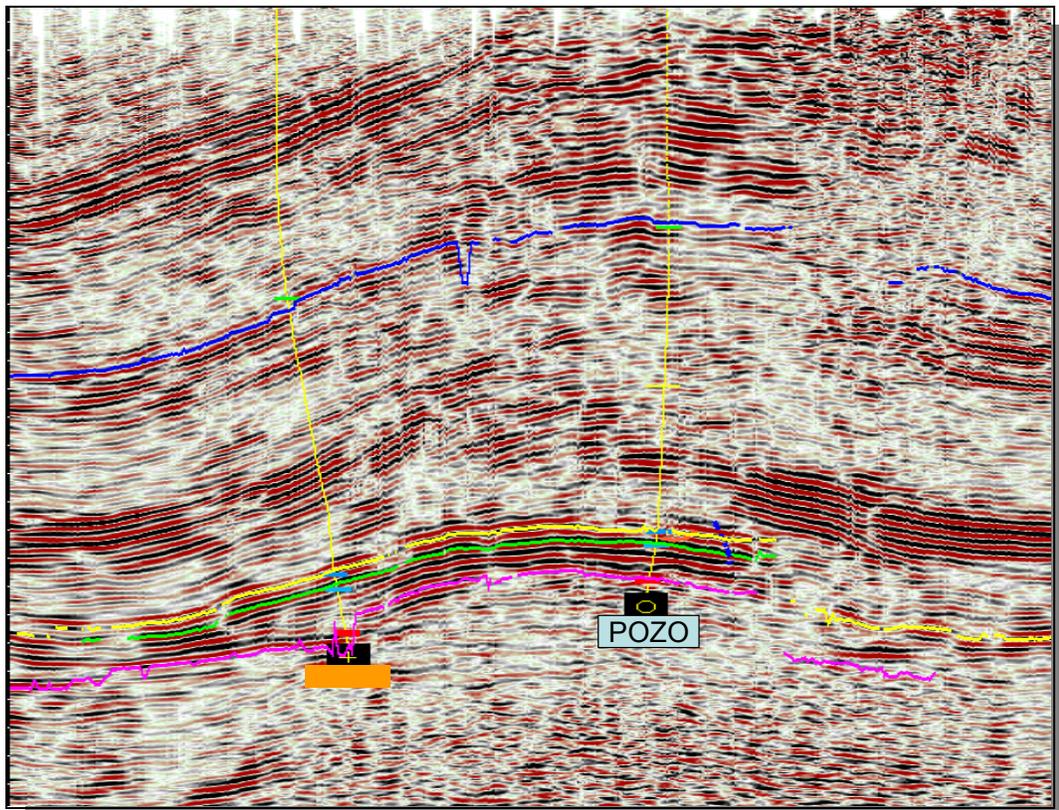


Figura 53. Sección sísmica de superficie 2D interpretada.

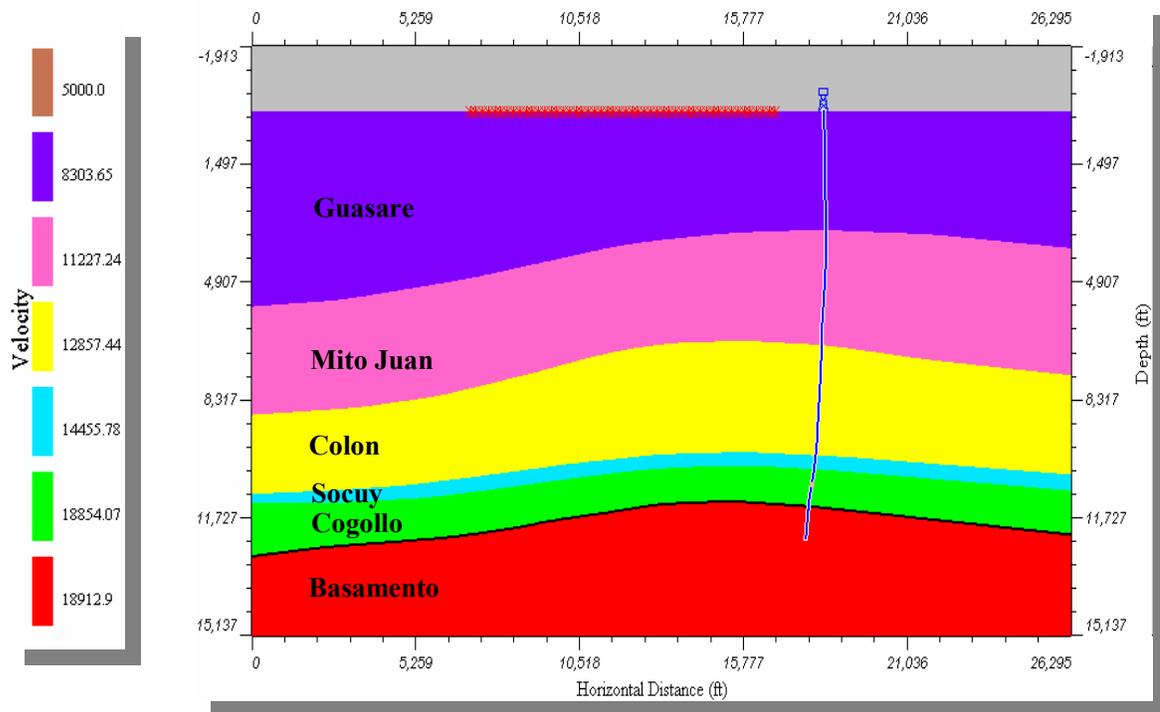


Figura 54. Modelo realizado a partir de la sección sísmica interpretada

Parámetros de adquisición de datos VSP walkaway del segundo modelo

Los parámetros de adquisición fueron exactamente los mismos excepto la ubicación de fuentes y receptores. Para este modelado se colocaron menos fuentes, debido a que durante el procesamiento del primer walkaway se determinó que las fuentes ubicadas después del ángulo crítico generaban reverberaciones e interferencia en los eventos sísmicos de interés. De igual forma que la anterior, los receptores se distribuyeron de forma que abarcaran tope y base del intervalo de interés.

Número de fuentes 17

Número de geófonos 24

Los parámetros de adquisición de datos sísmicos tales como: el ancho de banda, frecuencia y tipo de ondícula, espaciamiento entre los geófonos, longitud de la traza y muestreo, fueron exactamente los mismos para este modelo.

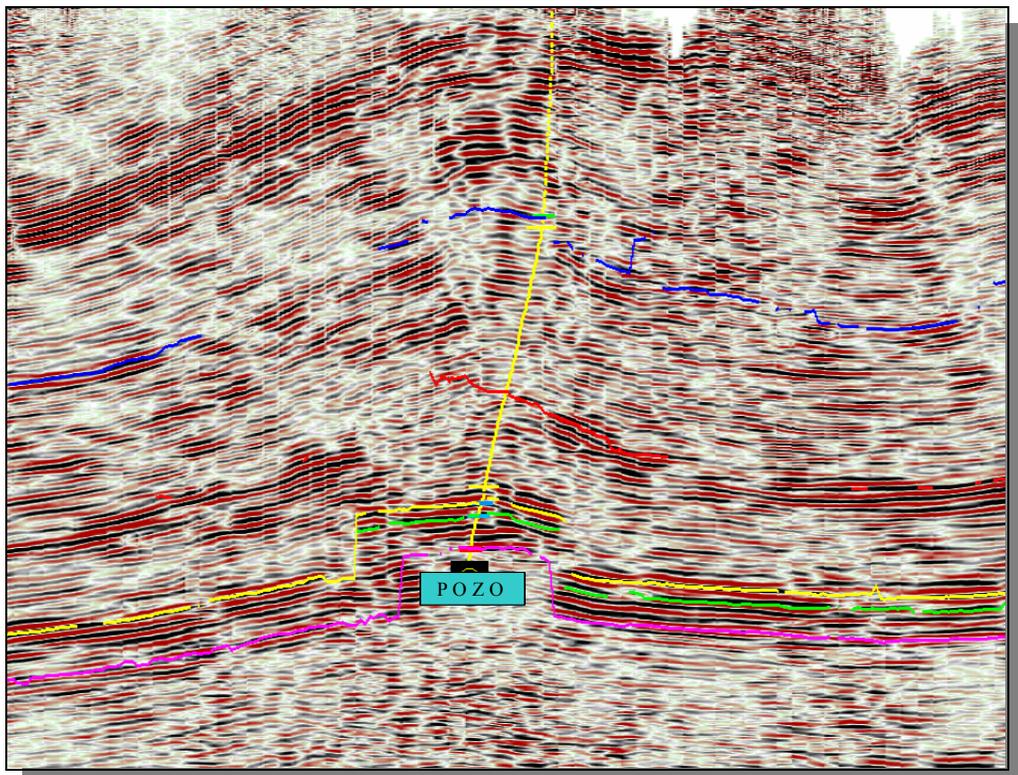


Figura 55. Sección sísmica de superficie 2D interpretada (segundo modelo)

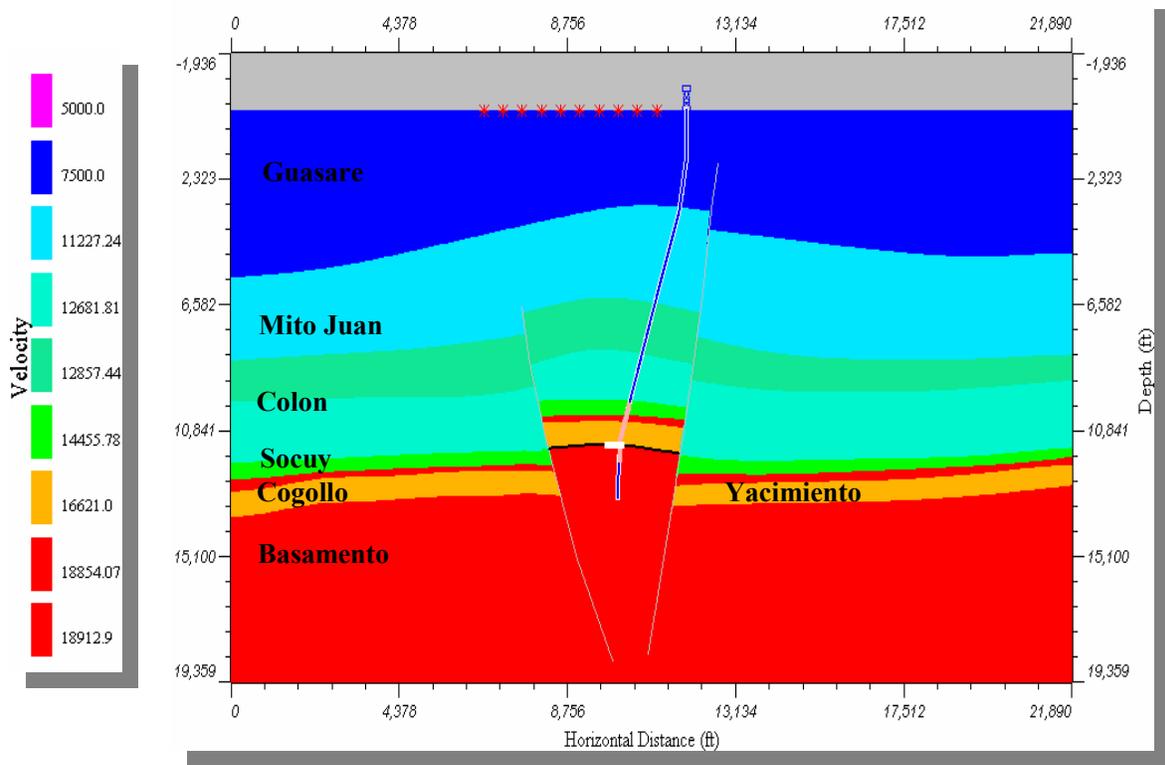


Figura 56. Modelo realizado a partir de la sección sísmica interpretada (segundo modelo).

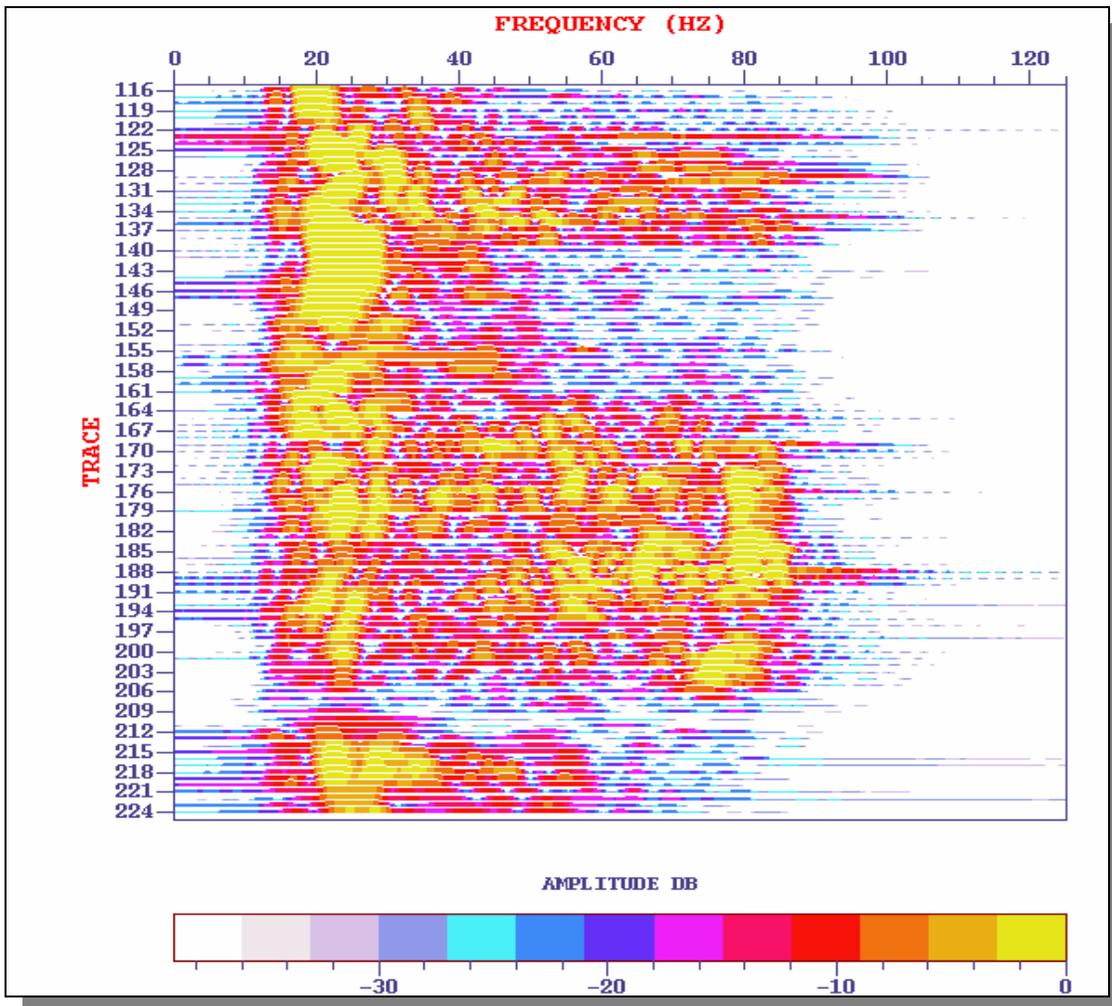


Figura 57. Análisis espectral sobre la sísmica de superficie.

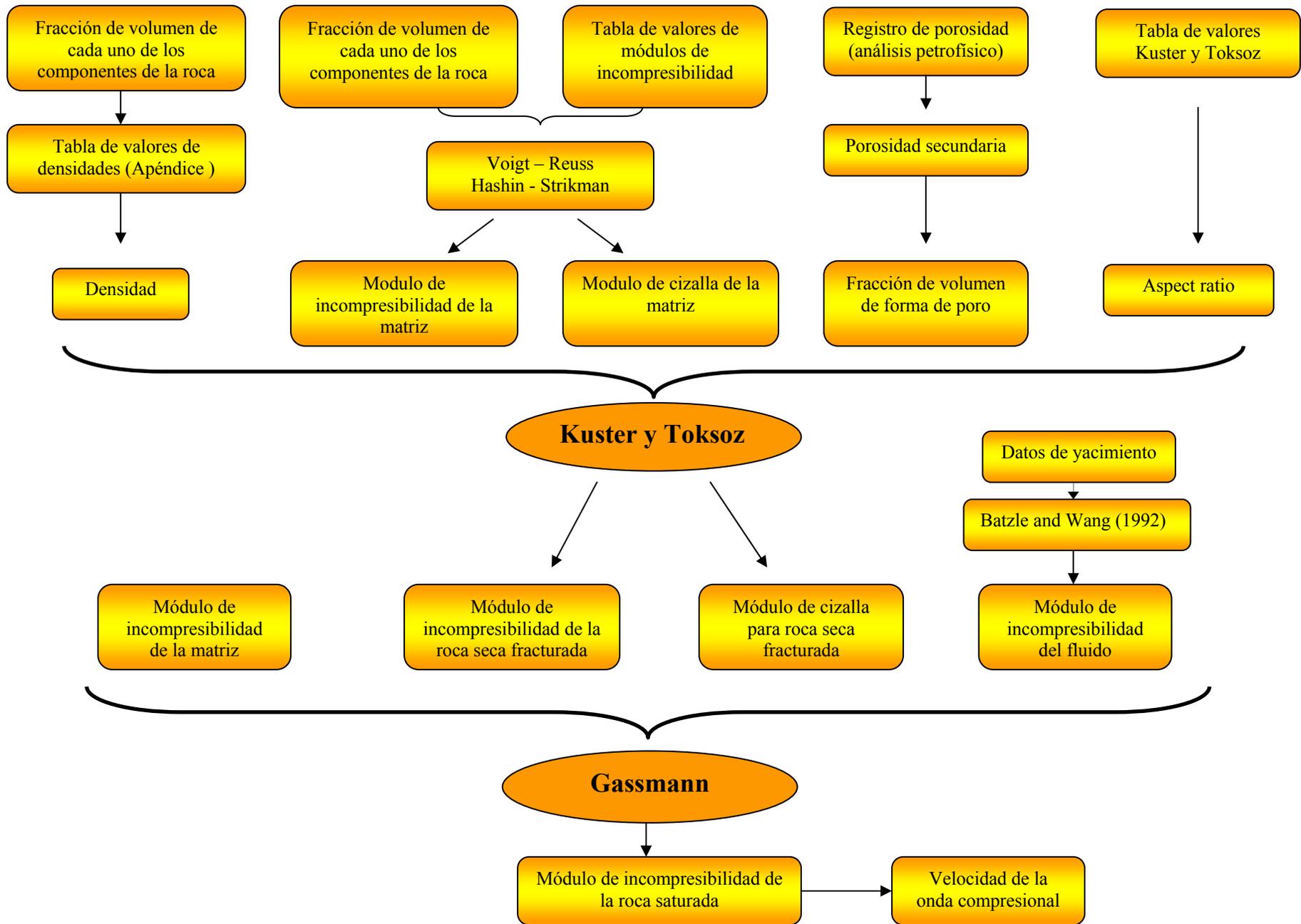
MODELADO AVO

Sustitución de fluidos

Acerca de la sustitución de fluidos es importante resaltar que el intervalo del yacimiento que se saturó de gas se encuentra dentro del grupo de calizas. Es decir, el tope del yacimiento se encuentra debajo de un nivel de calizas. La base del yacimiento está limitada por el basamento.

Litológicamente el intervalo de interés en el presente trabajo está representado principalmente por calizas fracturadas (*Capítulo geológico*) debido a ello se decidió utilizar el modelo de Kuster-Toksoz para estimar el efecto en las velocidades sísmicas que genera el cambio del tipo de fluido. Sin embargo, para datos sísmicos de bajas frecuencias, cuando existe suficiente tiempo para que la presión de poro inducida por la onda al fluido pueda equilibrarse, es conveniente llevar a cabo una combinación de métodos de estimación. Primeramente se determina el módulo efectivo a través de Kuster-Toksoz para cavidades secas y luego se satura la roca por medio de la relación de Gassmann para bajas frecuencias. (Mavko, 1998).

A continuación se presenta un esquema del proceso realizado para la sustitución de fluidos:



PARÁMETROS UTILIZADOS PARA EL MODELO DE KUSTER-TOKSOZ

METODO DE LÍMITES EN LA ESTIMACIÓN DE MÓDULOS ELÁSTICOS EFECTIVOS

Para poder estimar los módulos elásticos efectivos de las rocas en términos de las propiedades de sus componentes minerales y fluidos, se debe considerar:

- Los módulos elásticos de sus componentes
- Las proporciones volumétricas de los componentes
- El arreglo geométrico entre los componentes

El arreglo geométrico es el más difícil de conocer o de medir. Si no se conoce, se pueden establecer límites por arriba y por debajo de los módulos elásticos o de las velocidades. Estos límites son una herramienta poderosa en la acotación por arriba y por debajo de las propiedades elásticas de la roca dada su composición. Si las mediciones reales se ubican fuera de estos límites, entonces probablemente exista algún error en las mismas.

VOIGT Y REUSS

Este es un método de estimación de módulos elásticos de incompresibilidad y de cizalla desarrollado para rocas con varios componentes o granos mixtos. El modelo asume que la roca y cada uno de los constituyentes de la roca son isotrópicos, lineales y elásticos. Este es un modelo de límites, el cual estudia los extremos superiores e inferiores de valores de los módulos elásticos, de esta forma se obtiene una región probable o valores promedio que aproximan con mayor exactitud el módulo a determinar.

Particularmente se tiene que el límite superior de los valores de los módulos viene dado por el promedio de Voigt

$$K_V = f_1 K_1 + f_2 K_2 + f_3 K_3 + \dots + f_n K_n \quad (30)$$

$$\mu_V = f_1\mu_1 + f_2\mu_2 + f_3\mu_3 + \dots + f_n\mu_n \quad (31)$$

donde:

f_i = es la fracción volumétrica del i-ésimo componente

n = es el número de componentes

y el límite inferior por el promedio de Reuss expresado de la siguiente forma:

$$\frac{1}{K_R} = \frac{f_1}{K_1} + \frac{f_2}{K_2} + \frac{f_3}{K_3} + \dots + \frac{f_n}{K_n} \quad (32)$$

$$\frac{1}{\mu_R} = \frac{f_1}{\mu_1} + \frac{f_2}{\mu_2} + \frac{f_3}{\mu_3} + \dots + \frac{f_n}{\mu_n} \quad (33)$$

Dado que estos son límites superiores e inferiores, el estimado del valor final puede tomarse como el promedio, conocido como el Promedio Voigt-Reuss-Hill:

$$M_{VRH} = \frac{(M_V + M_R)}{2} \quad (34)$$

HASHIN-SHTRIKMAN

Al igual que Voigt-Reuss, este es un método de estimación de módulos elásticos, incompresibilidad y cizalla, por límites superior e inferior. De la misma forma, el modelo asume que la roca y cada uno de sus componentes son lineales, isotrópicos y elásticos.

Las expresiones que definen los límites superiores vienen dadas de la siguiente manera:

Para el módulo de incompresibilidad

$$K^{HS+} = \Lambda(\mu_{\max}) \quad (35)$$

y para el módulo de cizalla

$$\mu^{HS+} = \Gamma(\zeta(K_{\max}, \mu_{mac})) \quad (36)$$

Las expresiones que definen los límites inferiores vienen dadas de la siguiente manera:

Para el módulo de incompresibilidad

$$K^{HS-} = \Lambda(\mu_{\min}) \quad (37)$$

y para el módulo de cizalla

$$\mu^{HS-} = \Gamma(\zeta(K_{\min}, \mu_{\min})) \quad (38)$$

Donde:

$$\Lambda(z) = \left\langle \frac{1}{K(r) + \frac{4}{3}z} \right\rangle^{-1} - \frac{4}{3}z$$

$$\Gamma(z) = \left\langle \frac{1}{\mu(r) + z} \right\rangle^{-1} - z$$

$$\zeta(K, \mu) = \frac{\mu}{6} \left(\frac{9K + 8\mu}{K + 2\mu} \right)$$

- **Estimación del módulo de incompresibilidad de la roca**

El módulo de incompresibilidad de la matriz, K_m , se estimó a través de dos métodos de límites diferentes, Hashin-Shtrikman (Figura 58) y Voigt-Reuss (Figura 59). Para ello se tomó

información del análisis petrofísico suministrado por Petrobras, en el cual se expresa la fracción de volumen presente de cada uno de los componentes que forman la roca matriz (lutita, dolomita, caliza y arcilla). Los parámetros físicos de las rocas y minerales utilizados se obtuvieron de trabajos previos, seleccionándose aquellos que mayormente se aproximarán a los valores que representen las características y condiciones de pozo de estudio (Apéndice). Para este cálculo se tomaron en cuenta sólo los intervalos correspondientes a la ventana de interés.

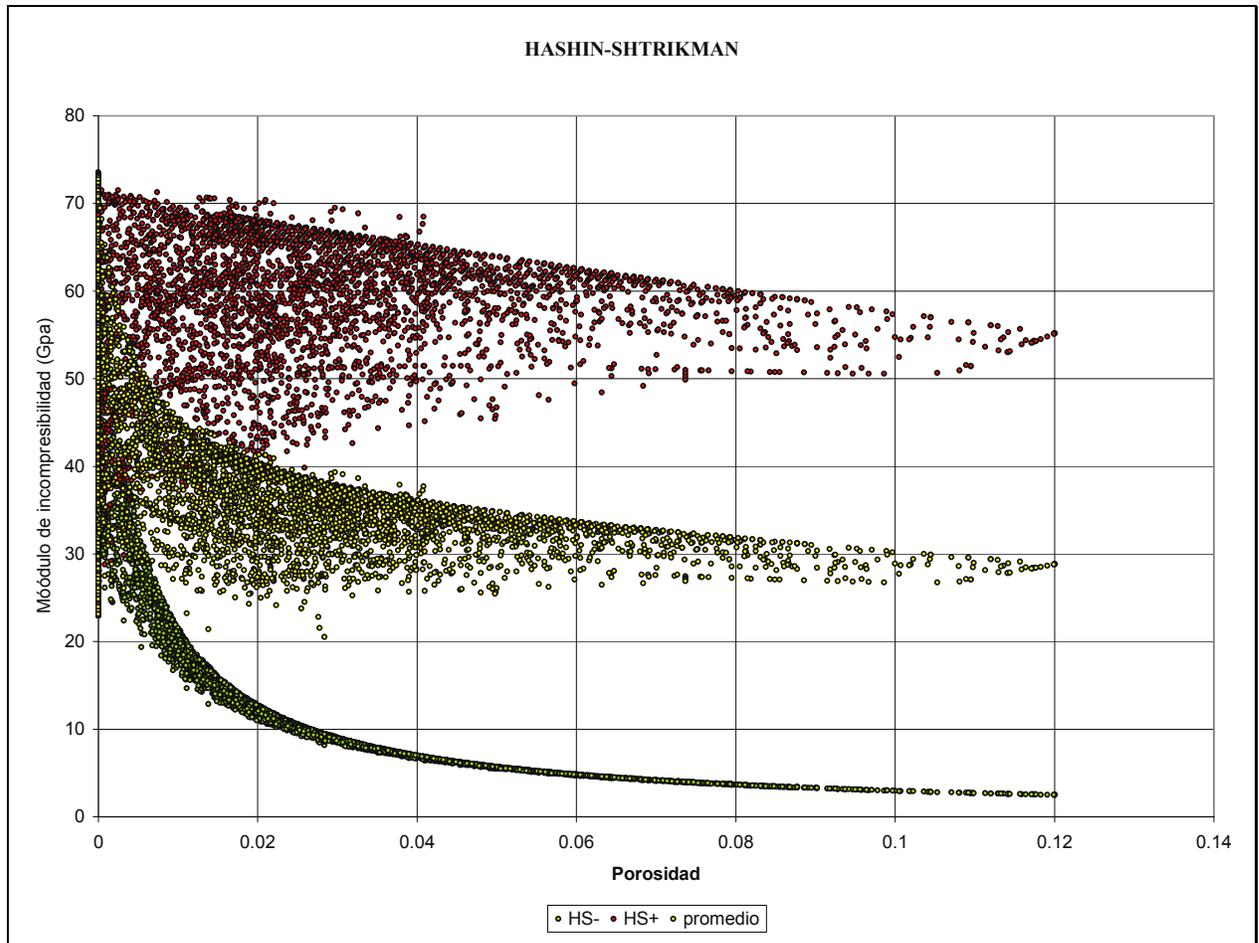


Figura 58. Hashin - Shtrikman para el módulo de incompresibilidad.

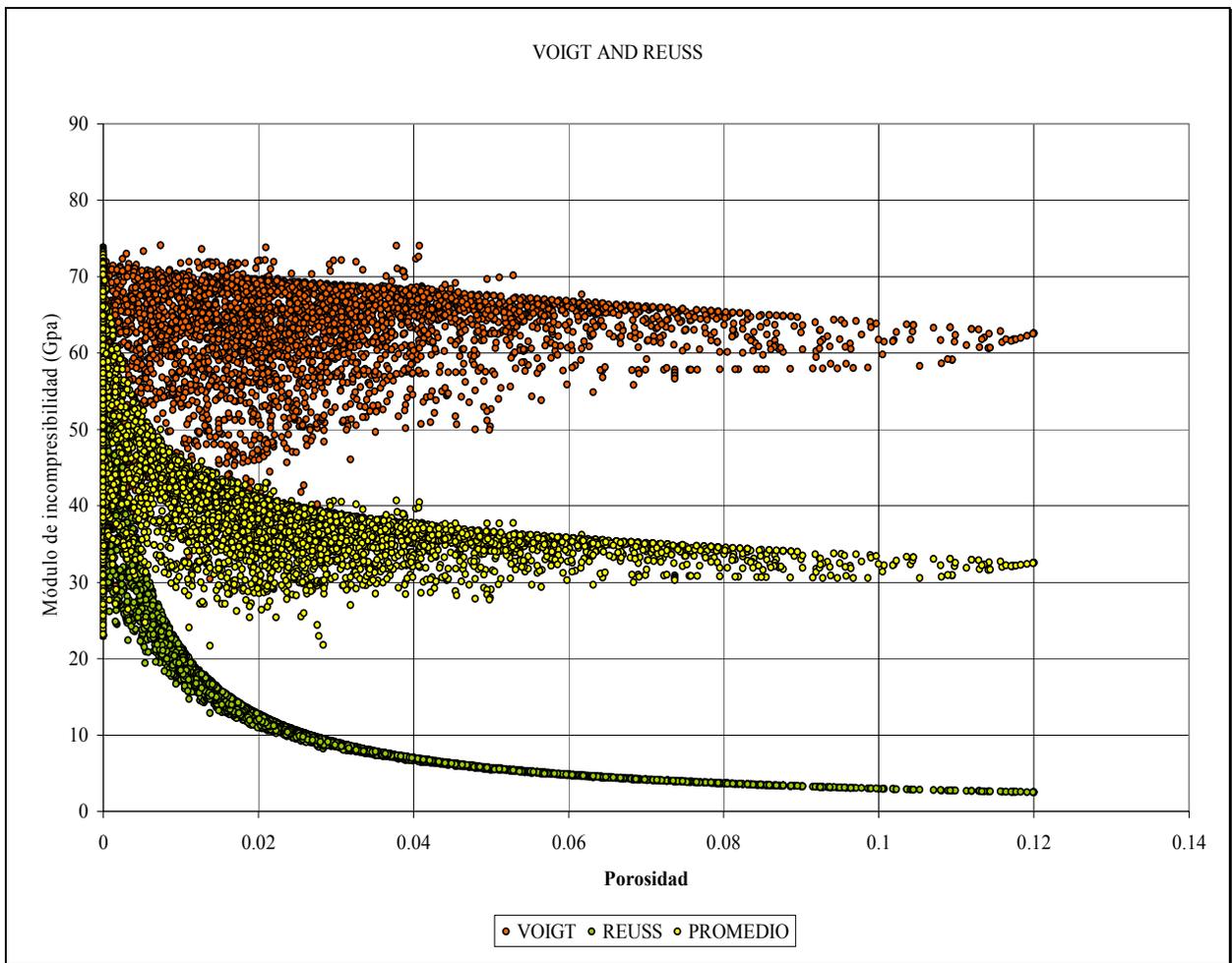


Figura 59. Voigt – Reuss para el módulo de incompresibilidad

De las Figura 58 y Figura 59, es posible notar que el límite inferior se encuentra bien definido, mientras que el superior presenta un poco más de dispersión. No obstante, las curvas promedio se observan con un comportamiento poco disperso.

Finalmente, para una mayor precisión se tomaron los promedios de los métodos, tanto Hashin-Shtrikman como Voigt-Reuss (Figura 60). De este gráfico es posible apreciar que los resultados entre los métodos guardan coherencia.

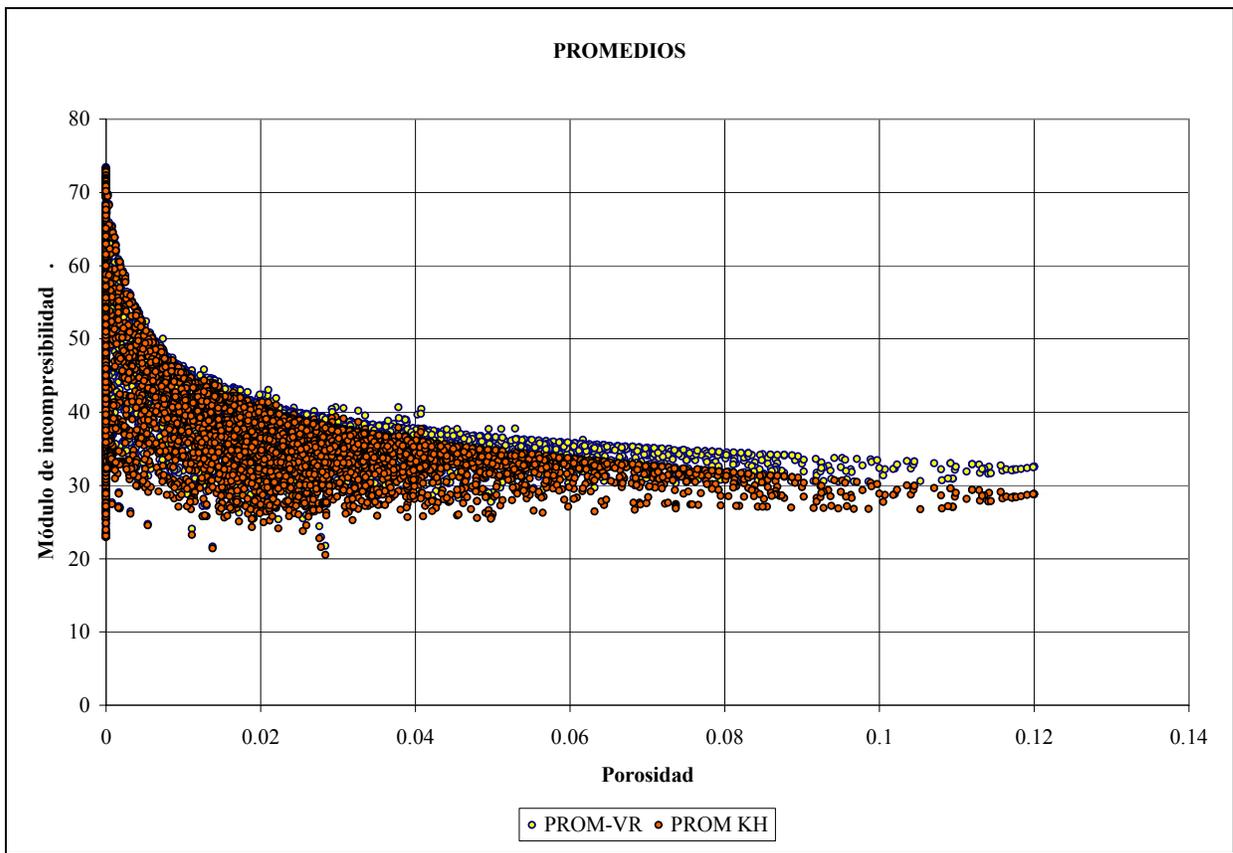


Figura 60. Promedio de Voigt-Reuss y Hashin-Shtrikman.

Estimación del módulo de cizalla de la roca.

De forma similar a la estimación del módulo de incompresibilidad, el módulo de cizalla de la matriz, μ_m , se calculó a través de los métodos de límites Hashin-Shtrikman y Voigt – Reuss (Figura 63), tomando como referencia valores de módulos de cizalla utilizados en trabajos previos (Apéndice).

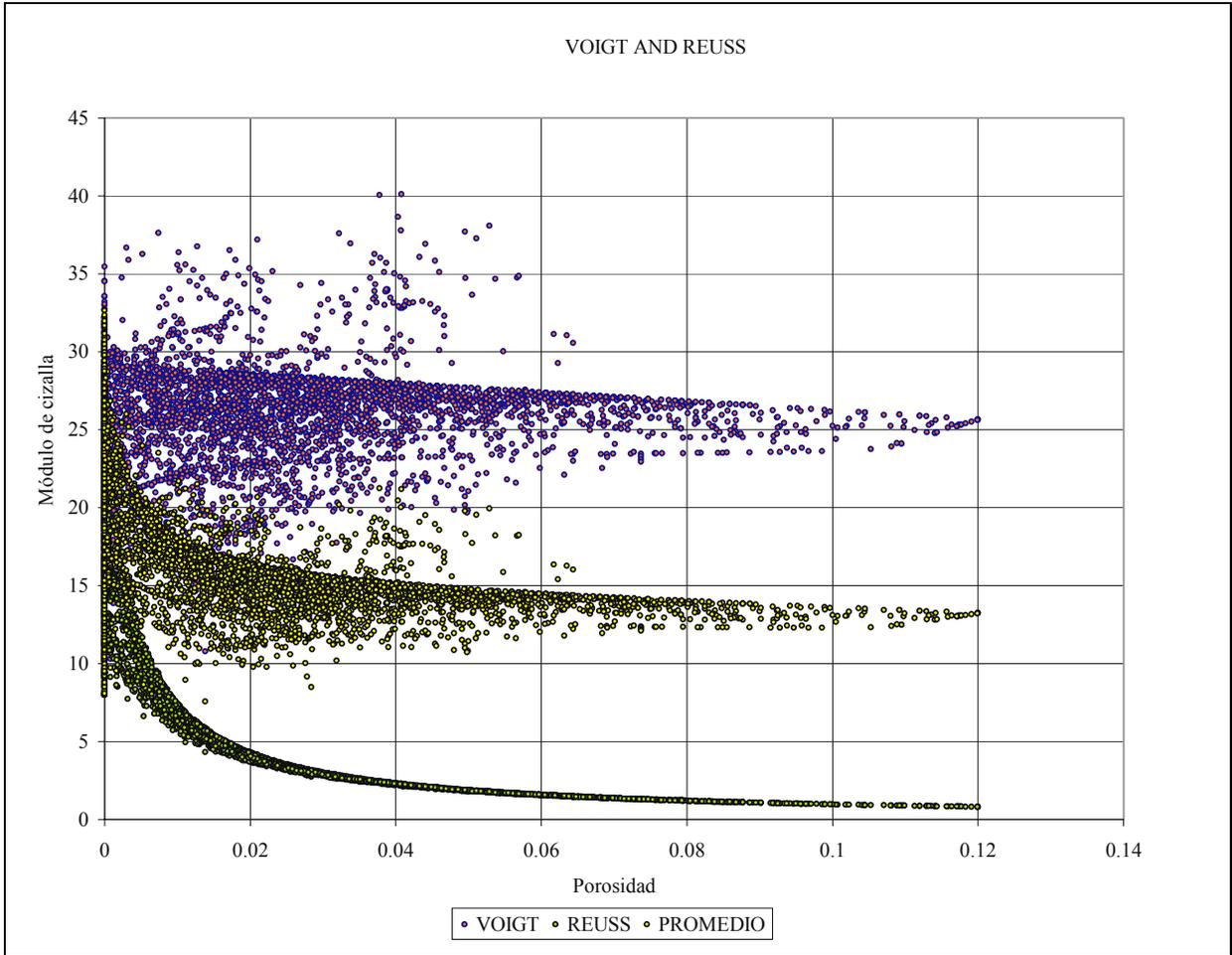


Figura 61. Voigt – Reuss para el módulo de cizalla

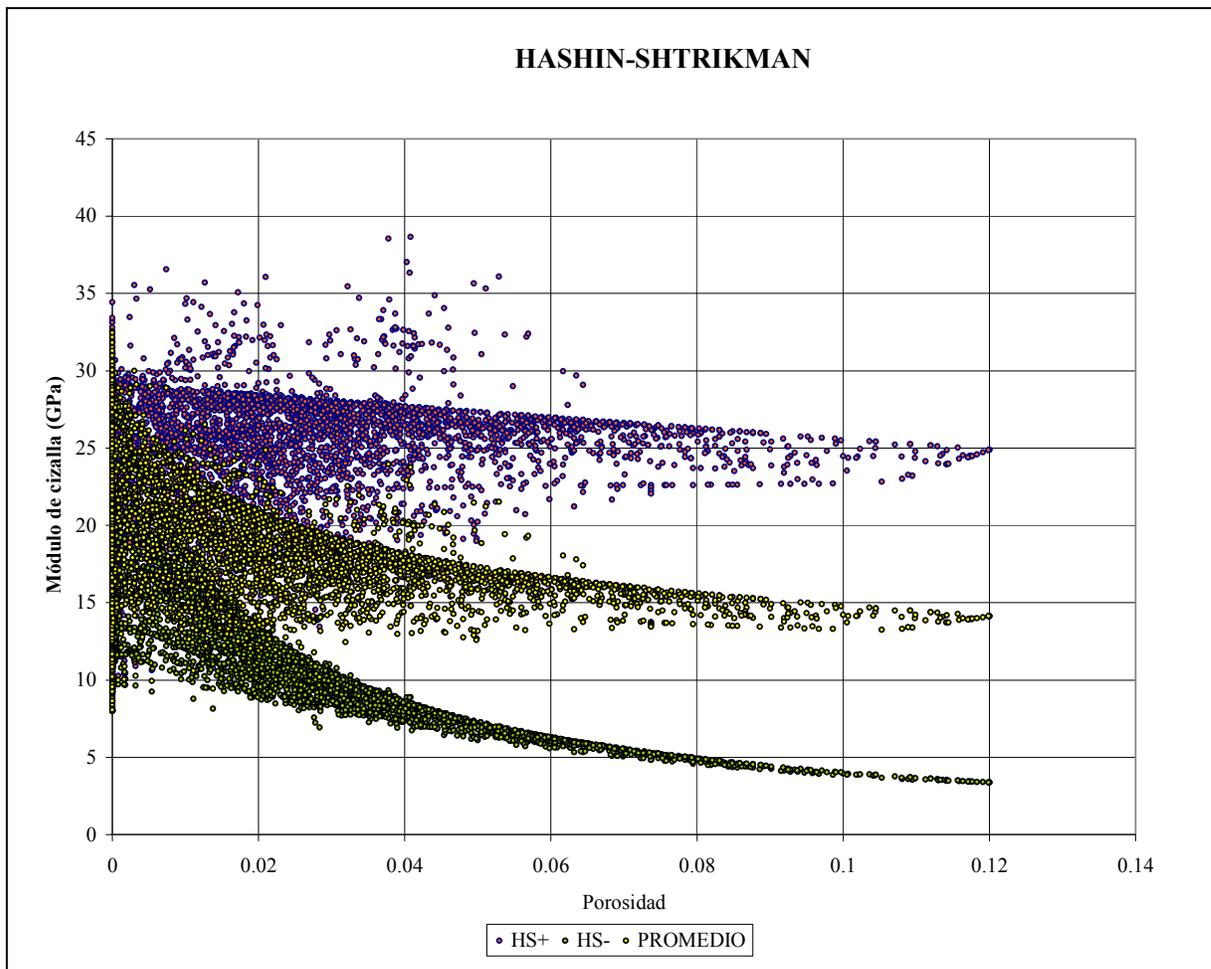


Figura 62. Hashin – Shtrikman para el módulo de cizalla

De las Figura 61 y Figura 62, es posible notar que, al igual que para el módulo de incompresibilidad, el límite inferior se encuentra bien definido, mientras que el superior presenta un poco más de dispersión. No obstante, las curvas promedio se observan con un comportamiento menos disperso.

Finalmente, para una mayor precisión se tomaron los promedios de los métodos, tanto Hashin-Shtrikman como Voigt-Reuss, en el cálculo del módulo de cizalla (Figura 63). De este gráfico es posible apreciar que los resultados entre los métodos guardan coherencia.

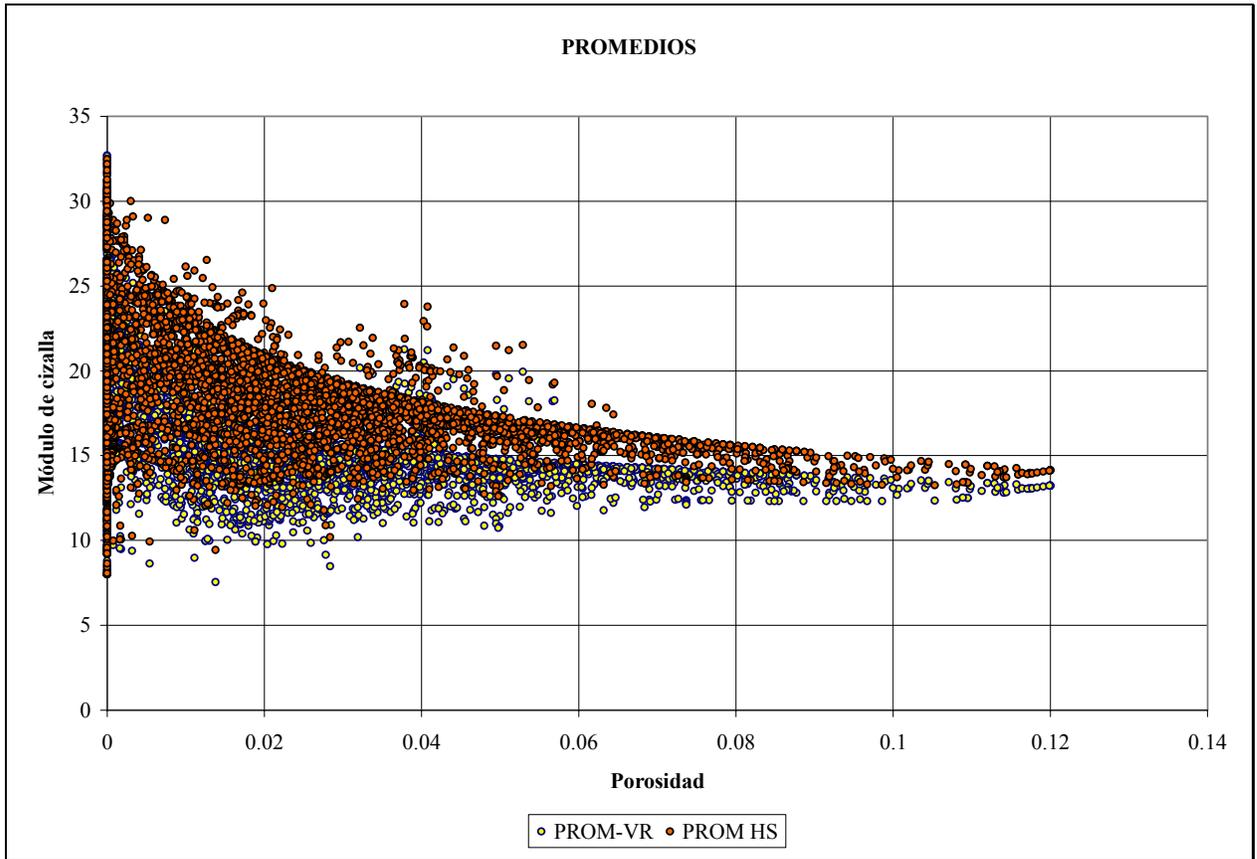


Figura 63. Promedio de Voigt-Reuss y Hashin-Shtrikman para el módulo de cizalla

- Estimación de la densidad de la roca saturada (Castagna ,1993).

$$\rho_{SAT} = (1 - \phi) * \rho_m + \phi \rho_{fl}$$

39

donde:

ϕ = porosidad

ρ_m = densidad de la roca

ρ_{fl} = densidad del fluido

ρ_{sat} = densidad de la roca saturada

- **Estimación de la densidad de la roca seca.**

Para desarrollar las condiciones de roca seca necesarias en el modelo de Kuster y Toksoz, se estimaron densidades diferentes a las reportadas por los registros. Se utilizó la siguiente relación:

$$\rho_m = \rho_1 f_1 + \rho_2 f_2 + \rho_3 f_3 + \dots + \rho_n f_n \quad 40$$

Donde:

ρ_m = densidad de la matriz seca

ρ_i = densidad del componente i de la roca (*valores reportados en trabajos previos, apéndice*)

f_i = fracción de volumen del componente i de la roca

- **Estimación de la fracción de volumen de los componentes de la roca:**

X_i De las inclusiones, tanto de poros de forma esférica como fracturas, se estimó a partir del análisis de porosidad del pozo, en donde se especifica el valor de la porosidad secundaria (fracturas) y la porosidad total.

- **Estimación de la relación entre radios que definen la forma del poro:**

α Se estableció a partir de los estudios realizados por Kuster y Toksoz

En el trabajo realizado por Kuster y Toksoz se muestra una relación estadística entre la concentración de volumen de las fracturas y el “aspect ratio” (Tabla 5), ya sea en calizas o en arenas. La relación de estos valores permite que el modelo de sustitución arroje resultados coherentes.

Tabla 5. Relación entre concentración de volumen y Aspect ratio

ARENAS		CALIZAS	
Concentración de volumen	Aspect ratio	Concentración de volumen	Aspect ratio
0.18	1	0.1	1
0.069	0.1	0.02	0.1
0.0001	0.0025	0.0025	0.01
0.00015	0.0015	0.0005	0.005
0.0002	0.001	0.0005	0.004
0.00002	0.0001	0.0007	0.003
		0.0006	0.002
		0.0004	0.0015
		0.0005	0.001

PARÁMETROS UTILIZADOS PARA LA RELACIÓN DE GASSMANN

$$\frac{K_{sat}}{K_m - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_m - K_{dry}} + \frac{K_{fl}}{\phi(K_m - K_{fl})} \quad 41$$

- **Estimación del módulo de incompresibilidad de la roca seca:**

K_{dry} Valor derivado del modelo de Kuster y Toksoz para la simulación de fracturas secas.

- **Estimación del módulo de incompresibilidad de la roca:**

K_m Calculado anteriormente a través de los modelos de Hashin-Shtrikman y Voigt-Reuss.

- **Estimación del módulo de incompresibilidad del fluido:**

K_{fl} = se estimó a partir de la siguiente relación de Batzle and Wang (1992)

Conocida la temperatura del yacimiento y la gravedad del gas:

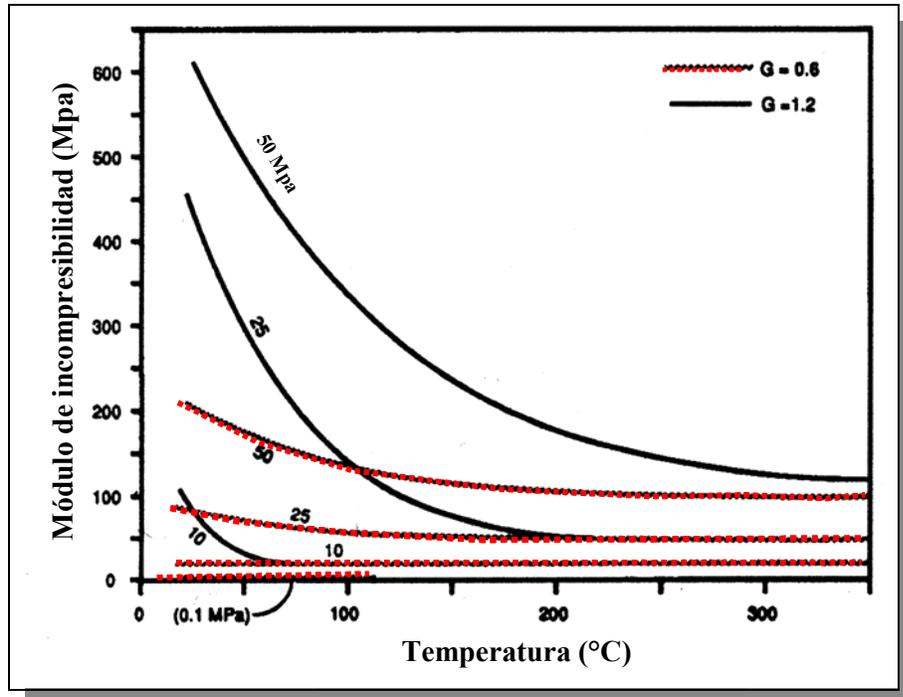


Figura 64. Batzle y Wang

- **Estimación del módulo de cizalla de la roca seca:**

μ_{dry} = valor derivado del modelo de Kuster y Toksoz.

A continuación se presenta una tabla que muestra los valores de los módulos elásticos utilizados:

Componente	Módulo de incompresibilidad (GPa)	Módulo de cizalla (GPa)	Densidad (g/cm ³)
Caliza	71.04	29.14	2.71
Dolomía	83	47	2.86
Lutita	23	8	2.55
Arenisca	34.35	12.25	2.5
Gas	0.055	0	0.2
Agua	0.309	0	1.5

REGISTROS DE POZO

Análisis de registros

Los registros de pozo fueron suministrados por Petrobras (Adquiridos por Baker Atlas) (Tabla 6). En primer lugar, los registros que presentaban valores nulos y picos incoherentes fueron editados. Luego, el registro acústico se calibró con el VSP Cero Offset (Figura 65), obteniendo así un registro de lentitudes o velocidades de onda P más confiable. Posteriormente, se interpretaron los topes y las bases en los registros según los cambios en las lecturas y la información disponible acerca de la ubicación en profundidad de los diferentes estratos (Figura 66). Después de la sustitución de fluidos se simularon para la roca saturada con gas dos nuevos registros, acústico y densidad. Cabe señalar que no todos los registros se utilizaron durante el desarrollo de trabajo.

Tabla 6. Registros suministrados.

Nombre del registro	Registro
GR.GAPI	Gama Ray
PE.B/E	Factor fotoeléctrico
DTC.US/F	Compresional
DTS.UC/F	Shear
TH.PPM	Torio
CAL.IN	Caliper
ZDEN.G/C3	Densidad
ZCOR.G/C3	Correc. Densidad
CNCF.PU	Neutron
DT.US/F	Sónico campo
K%	Potasio
U.PPM	Uranio
RIPD.OHMM	Resistividad
RIPM.OHMM	Resistividad
SRIPD	Resistividad
SRIPM	Resistividad
LSN	Resistividad
SSN	Resistividad
M2R3	Vertical resolution 30 inch
M2RX	Vertical resolution 120 inch
CBIL	Imagen acústica

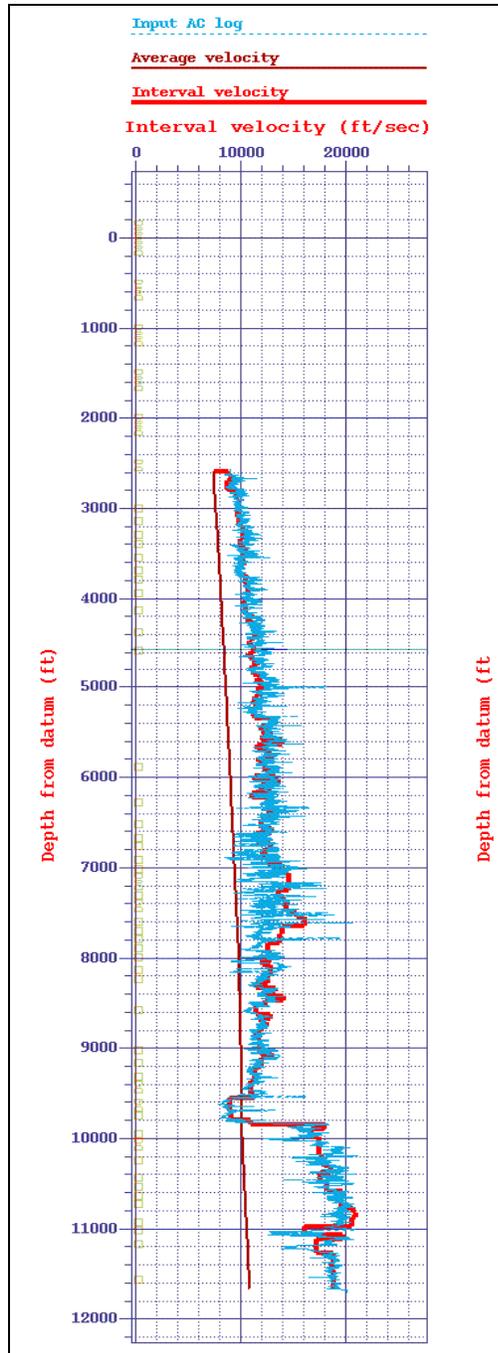


Figura 65. Registro acústico calibrado

Luego, se realizó un análisis petrofísico a partir de los registros de Gamma Ray, Resistividad, Densidad y Neutron, y Caliper. Se utilizaron datos del yacimiento para hacer los cálculos que requiere el programa. Los valores sobre las condiciones del pozo utilizados fueron: valor de resistividad del agua 0.9 ohm*m, temperatura 240 °F.

De este análisis se obtuvo una relación de volúmenes de cada uno de los componentes o rocas principales (Arena, Lutita, Caliza, Dolomía). La finalidad era generar una herramienta visual del contenido litológico del yacimiento y la proporción entre los mismos. En efecto, en la Figura 67 es posible observar el alto contenido de caliza y dolomía, y la presencia de lutitas, en una profundidad dentro del yacimiento cretácico.

En dicho gráfico, de izquierda a derecha, primero se muestra el registro completo de rayos gamma, y entre líneas de color rojo el intervalo que se muestra ampliado en el análisis. Seguidamente se encuentran los registros de rayos Gamma y el registro Caliper. Luego se grafican simultáneamente los registros de densidad y neutrón, y en color amarillo se resalta el cruce de dicho registros. Por último, se muestra gráficamente la proporción del contenido litológico.

El análisis volumétrico indica un predominio de una secuencia calcárea con una proporción de componentes de sílices y arcillosos menor al 5 o 6% en la mayor parte del intervalo perfilado.

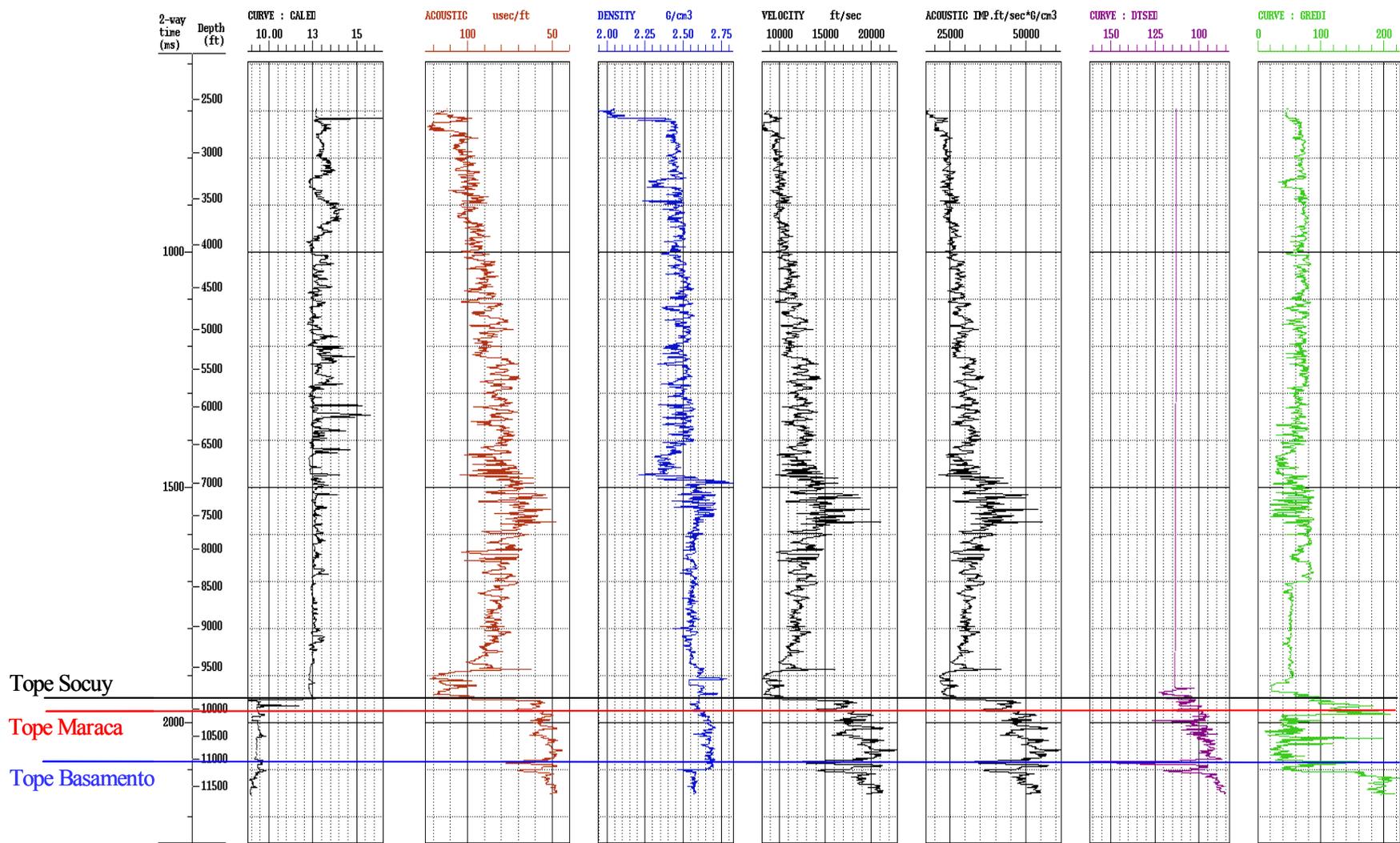


Figura 66. Análisis de tope y bases de la ventana de interés.

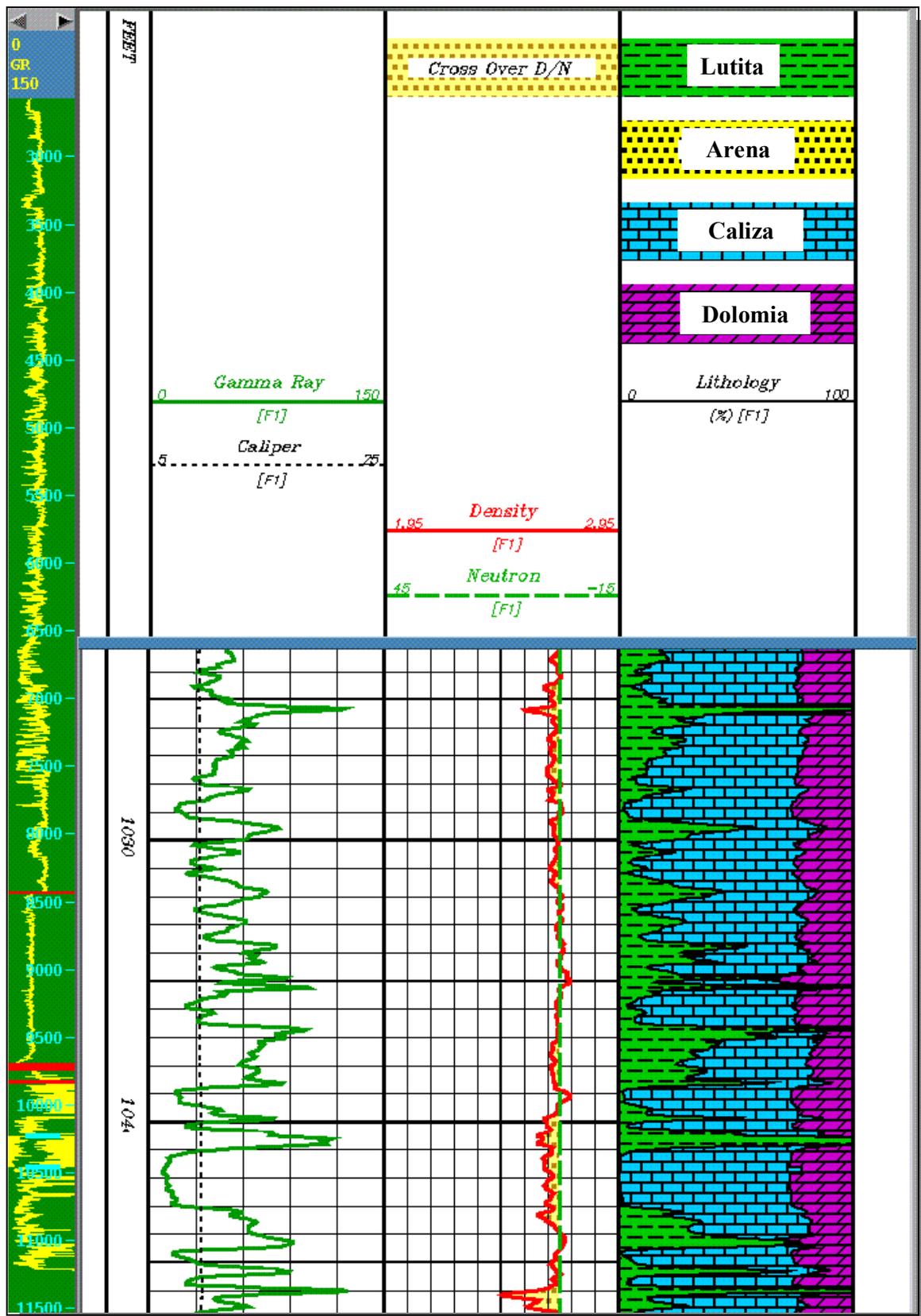


Figura 67. Análisis petrofísico.

De forma complementaria al análisis petrofísico, en la Figura 68 se muestra el registro de porosidad. La curva de color rojo es un índice de porosidad secundaria obtenido de las diferencias entre la respuesta del perfil acústico y densidad-neutrón. (Obtenido por Baker Atlas, Geociencias). La porosidad secundaria en este yacimiento es de gran importancia ya que representa el principal sistema de drenaje de las calizas fracturadas.

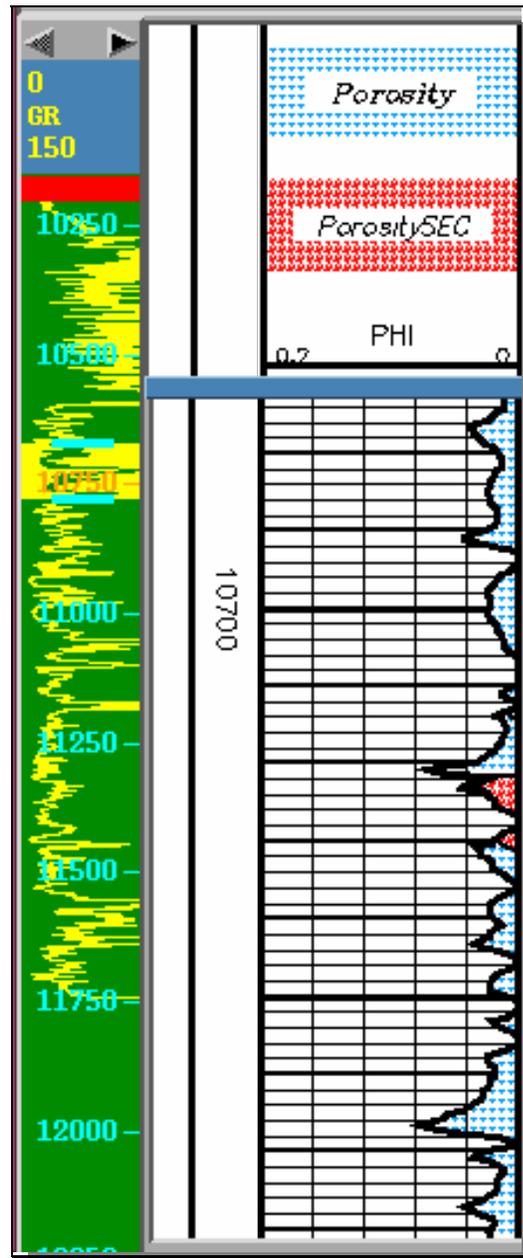


Figura 68. Registros de porosidad y porosidad secundaria.

Por otra parte se utilizaron registros de imágenes acústicas adquiridas por Baker Atlas con la finalidad de caracterizar y visualizar las fracturas presentes en los intervalos de calizas del yacimiento. A través de este registro es posible estimar la frecuencia de fracturas en el yacimiento, así como también evaluar la proporción de fracturas abiertas y cerradas.

En el registro de imagen analizado fue posible apreciar que la mayoría de las fracturas definidas presenta aspecto semiabierto o abierto, lo cual podría estar relacionado con el hecho de que las fracturas están en la misma dirección de esfuerzos máximos horizontales (extensión). La alta frecuencia de fracturas abiertas sustenta aún más la hipótesis de que éste representa el sistema de drenaje y porosidad del yacimiento.

En la Figura 69 y Figura 70, las fracturas abiertas están representadas por dos líneas paralelas con una perpendicular. Esta línea perpendicular indica la dirección de la fractura y la intersección de ella con las dos líneas paralelas representa el ángulo de buzamiento de la fractura (de 0 a 90 grados). En dichas figuras es posible apreciar las fracturas abiertas como líneas oscuras demarcadas en color verde.

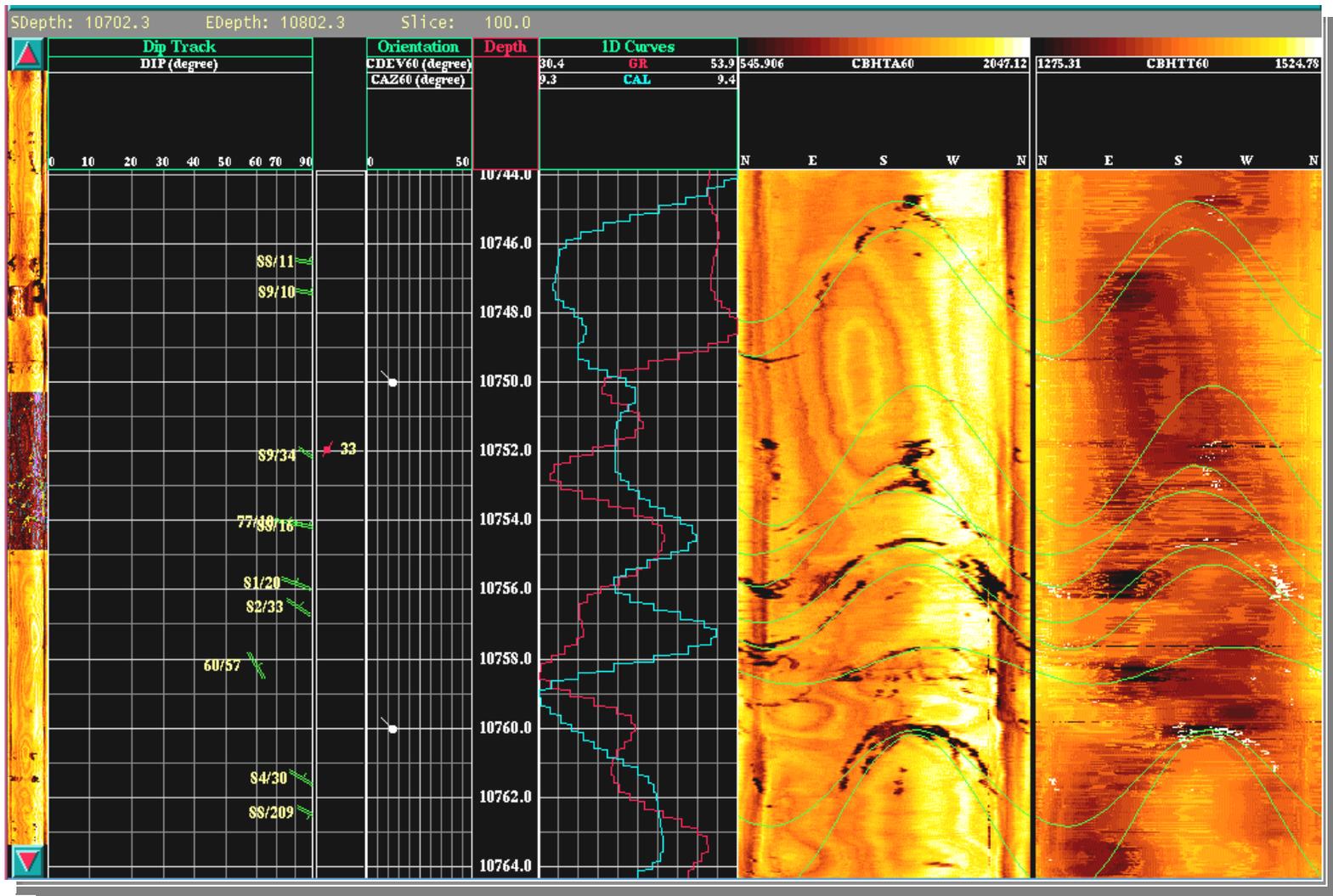


Figura 70. Análisis de registro de imágenes. 2

MODELADO AVO

Se puede realizar a partir de la ecuación de Zoeppritz o la ecuación de Shuey (completa o lineal). Para ello se utilizan los registros de pozo acústicos P y S o un modelo de velocidades. A partir de estos datos, el programa utilizado tiene la capacidad de producir sintéticos AVO en las siguientes modalidades: angle gather, CMP gather, y walkaway VSP gather. El modelado incluye el cálculo de los coeficientes de reflexión, convolución de la onda, estimación de atenuación, imagen del sismograma sintético, e imagen de amplitud-fase.

Para la estimación de los coeficientes de reflexión son necesarios los registros acústicos de onda P y S (opcional), densidad y tiempo doble (two-way time). También puede ser incluido un modelo planar en el programa para el cálculo de los coeficientes de reflexión. Cabe destacar que solo dos tipos de atenuación de amplitudes son considerados; pérdida por transmisión y divergencia geométrica.

En el programa utilizado existen tres métodos posibles para calcular la serie de coeficientes de reflexión sintéticos:

- La ecuación de Zoeppritz.
- La ecuación completa de Shuey (tres términos).
- La ecuación lineal de Shuey (dos términos).

Durante el desarrollo del trabajo se utilizaron las tres ecuaciones.

Los cinco tipos de agrupación de trazas (gather) son: gather ángulo (Angle gather), CMP, VSP Walk, VSP Hdrs, y Geom File, y pueden ser calculados a partir del modelo de velocidades. El tiempo del sismograma sintético es calculado a partir del modelo. El programa puede generar los siguientes tipos de gathers AVO sintéticos: Angle-trace, CMP, y Walkaway VSP geometry gathers.

Angle gather: es calculada creando una traza sísmica la cual muestra que se ha registrado de un solo ángulo incidente de todas las interfases de reflexión. Un gather angle es un grupo de trazas

ángulo calculadas dentro de una gama de ángulos especificados por el usuario. (Utilizado durante el análisis del trabajo)

CMP gather: o Punto Común en Profundidad, representa un soporte para la geometría de la sísmica de superficie.

VSP Walk: esta opción es usada para definir la geometría del VSP walkaway posible a utilizar en una adquisición.

VSP Hdrs: cuando esta opción es seleccionada, la geometría del VSP es leída de los encabezados de una data sísmica de entrada.

Geom. File: cuando esta opción es seleccionada, la geometría del VSP es leída de un archivo de geometría de entrada. Este archivo de geometría puede ser obtenido a partir del programa de Trace Header Modification.

LOS PASOS PARA REALIZAR EL MODELADO SON:

1. **Escoger los datos litológicos de entrada.** Dos tipos de datos pueden ser utilizados para el modelado de la respuesta AVO, datos de curvas de registro de pozo y un modelo planar, el cual incluye velocidades de onda P y S y densidad.
2. **Determinar la zona de interés.** Definiendo la zona o profundidad de interés acelera el cálculo de la respuesta, especialmente cuando es utilizada la ecuación de Zoeppritz. Esta zona debe estar por debajo de los receptores cuando se utiliza el modelado con geometría de VSP walkaway.
3. **Escoger el tipo de gather.** Dependiendo del interés se selecciona el tipo de agrupación de trazas entre las antes mencionadas (Angle-trace gather, CMP, VSP walk, VSP Hdrs, Geom File).

4. **Definir los atributos de las trazas.** Esto incluye referencia del tiempo, amplitud, y opciones de onda.

En relación al tiempo:

- Two-way Time: generalmente usado cuando se crean CMP gather sísmicos, gathers de trazas ángulo, y cuando un VSP walkaway es modelado para ser comparado con un gather CMP. (Utilizado durante el trabajo)
- One-way Time: recomendable para VSP walkaway. Es calculado como la mitad del two-way time cuando es combinado con la corrección NMO, o sera o será el tiempo total del recorrido de una fuente a un receptor cuando no se selecciona ningún NMO.

En relación a la corrección NMO:

- Corrección NMO: produce un sismograma con horizontes planos.
- Sin corrección NMO: simula sismogramas con el verdadero tiempo de viaje de los eventos reflectores.

En relación a la amplitud:

- No normalizada: la amplitud se mantiene para calcular los coeficientes de reflexión. Puede ser utilizado para comparar con los datos deconvueltos de VSP AVO. (Utilizado en el trabajo).
- Normalización NI (incidencia normal): produce amplitudes concernientes a éstas en la incidencia normal.
- Normalización máxima: produce amplitudes concernientes a la amplitud máxima en la zona de interés.

En relación a la onda de la fuente:

- Onda de la fuente: esta es la onda convolucionada con los coeficientes de reflexión modelados. (Utilizada una ondícula Ricker de 40 Hz).
5. **Definir la ecuación de los coeficientes de reflexión:** las amplitudes son calculadas utilizando una de las siguientes tres ecuaciones, Shuey de dos términos (lineal), Shuey de tres términos (full) y la ecuación de Zoeppritz.
 6. **Examinar las amplitudes y fase de la onda.**

6. RESULTADOS Y ANÁLISIS

RESULTADOS PRELIMINARES

Luego de aplicar el modelo de sustitución de fluidos de Kuster - Toksoz y Gassmann, se obtuvieron registros de velocidades de onda P y densidades, tanto para la roca seca como para la roca saturada de gas. El muestreo utilizado durante la sustitución de fluidos fue exactamente el mismo que el de los registros originales, 0.25 pies.

En la Figura 71, se muestra un gráfico cruzado de velocidad de onda P y densidad, para roca original y luego de la sustitución de fluidos. En dicha figura se observa una evidente disminución en la velocidad tomando como referencia las líneas de tendencia de ambos grupos de datos. Por otra parte, en la densidad se observa que inicialmente los valores se distribuyen en dos partes, y posterior a la sustitución los valores se orientan de forma homogénea, sin presentar un aumento o disminución de densidad considerable.

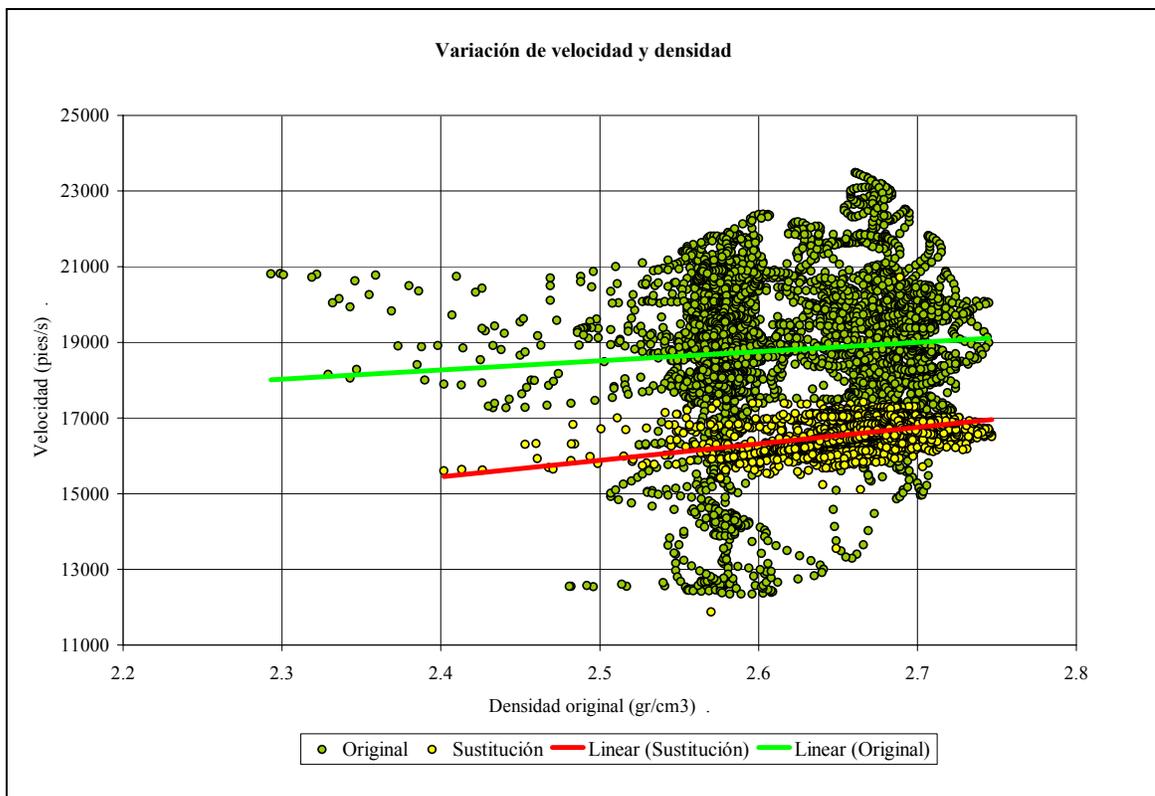


Figura 71. Variación de la velocidad y densidad por sustitución de fluidos.

La Figura 72 muestra la velocidad de las ondas P en función de la densidad, tanto para la roca seca como para la roca saturada de gas. Se observa un notable aumento en la velocidad de las ondas P cuando la roca pasa de estar seca a saturada con gas. De ambos gráficos es posible concluir que la velocidad es menor cuando la roca esta seca, aumenta cuando la roca es saturada de gas y finalmente es mayor en las condiciones “in situ”, es decir, en las que fueron tomadas las medidas del registro.

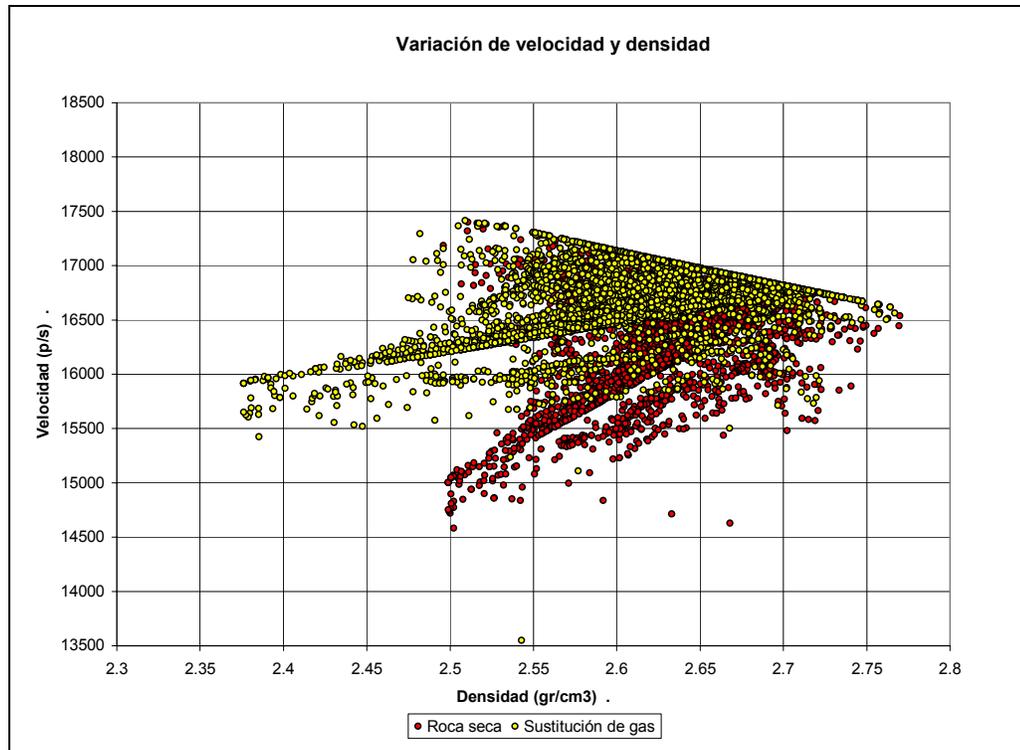


Figura 72. Variación de la velocidad y la densidad para la roca seca y saturada con gas.

Este comportamiento es un tanto predecible, debido a que, en el trabajo de Kuster y Toksoz se hace un análisis del comportamiento de las ondas P y S en función del “aspect ratio”. En dicho trabajo se expone que para formas de poro esféricas ante la sustitución de agua a gas las velocidades (tanto P como S) deberían aumentar (considerando la forma del poro como única variante). Sin embargo para formas de poro alargadas (el caso presente) la velocidad de onda P debería disminuir a medida que se alarga el poro (Figura 73).

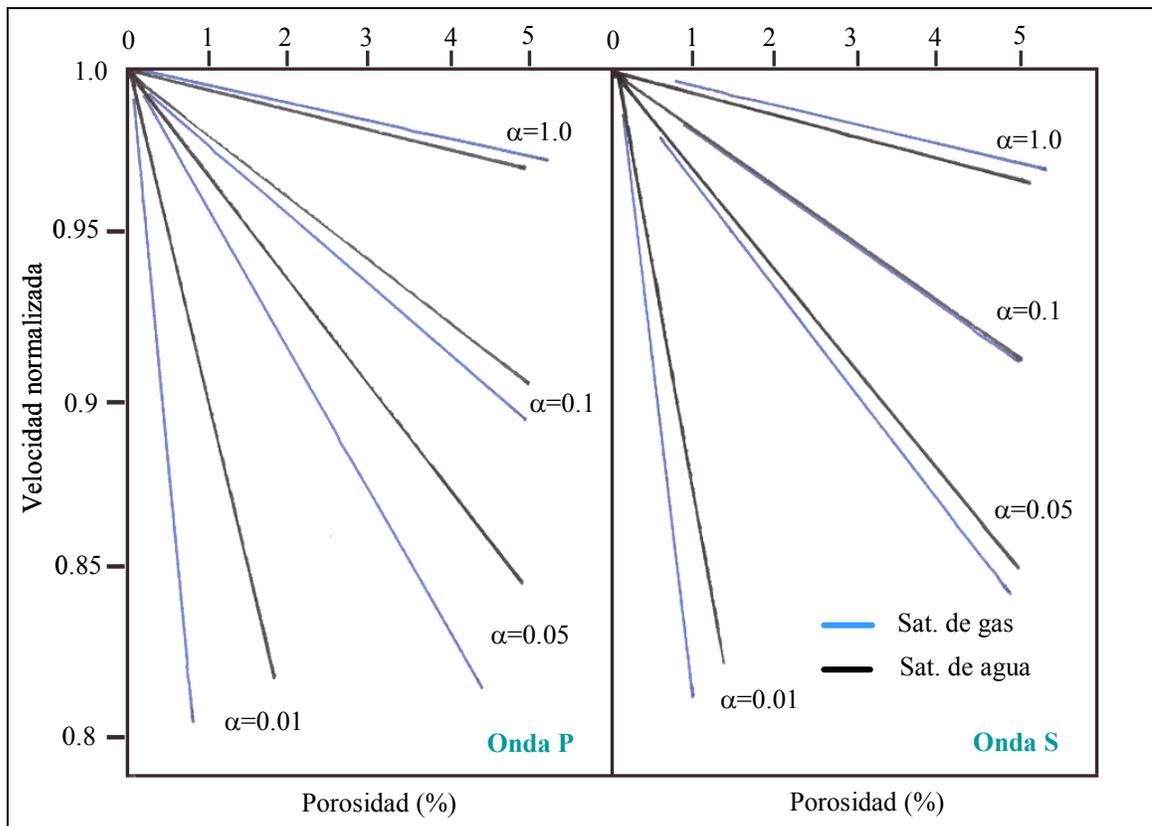


Figura 73. Variación de la velocidad según la forma del poro

Sin embargo, la variación en los módulos tanto de incompresibilidad como de cizalla, y la densidad, crea una incertidumbre. Al disminuir la densidad (suponiendo que fuese el único parámetro que varía) la velocidad aumentaría, no obstante, los módulos de incompresibilidad y cizalla varían notablemente, disminuyendo rápidamente en el caso de los fluidos.

$$V_p (km/s) = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

En la Figura 74 se muestra el registro de velocidad de onda compresional original y las nuevas velocidades obtenidas de la sustitución en el intervalo del yacimiento. Nuevamente, es posible apreciar una disminución en la velocidad.

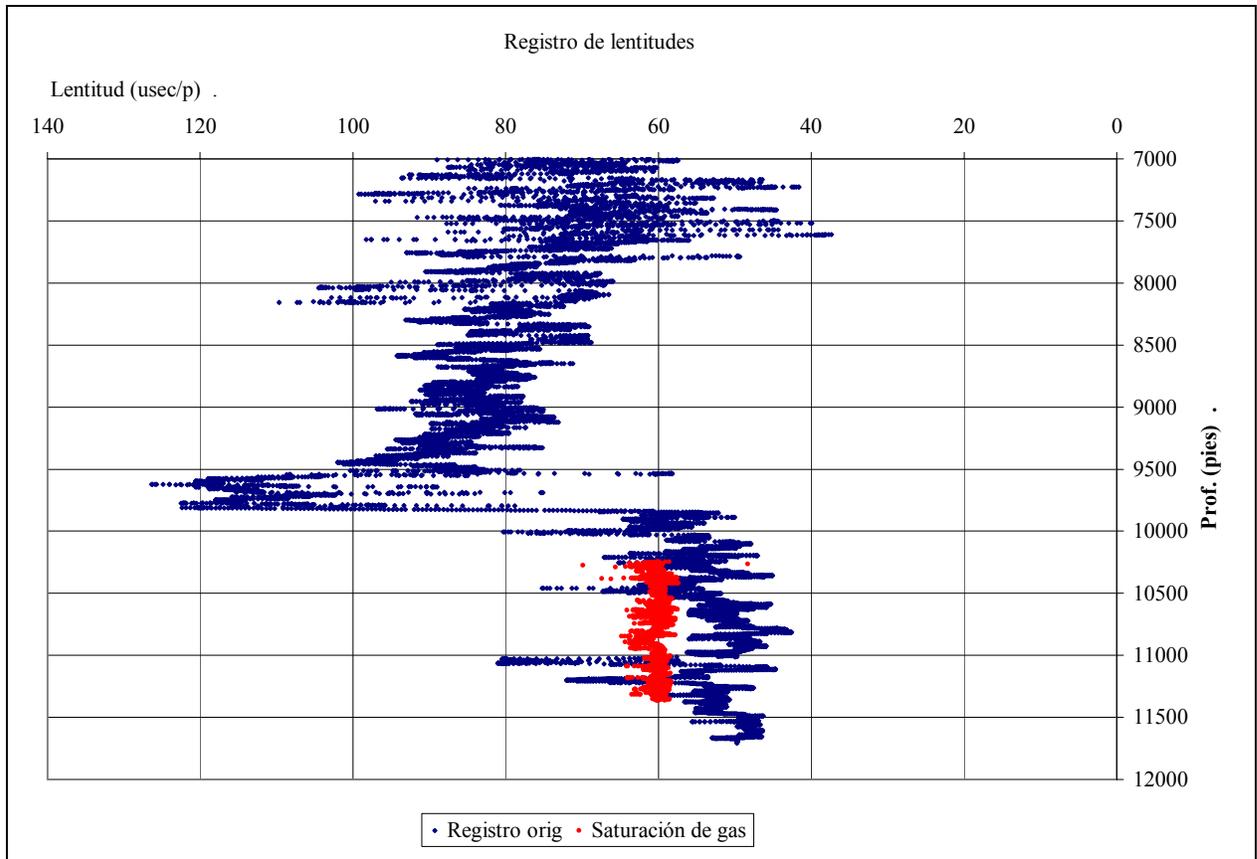


Figura 74. Resultados de la sustitución de fluidos en la velocidad de onda P.

En la Figura 75 se muestra, de igual forma, el registro de densidad original y los valores obtenidos luego de realizar la sustitución de fluidos. A diferencia del registro acústico, éste muestra dispersión en sus valores, sin embargo conserva una tendencia homogénea. También es posible apreciar la disminución en el registro saturado con gas en relación al original.

Los resultados obtenidos del modelo de Kuster y Toksoz para la sustitución de fluidos van acorde a las estimaciones teóricas hechas por los mismos autores. Es decir, considerando la forma alargada del poro, después de la saturación del yacimiento con gas, se obtiene una disminución tanto de la velocidad como de la densidad.

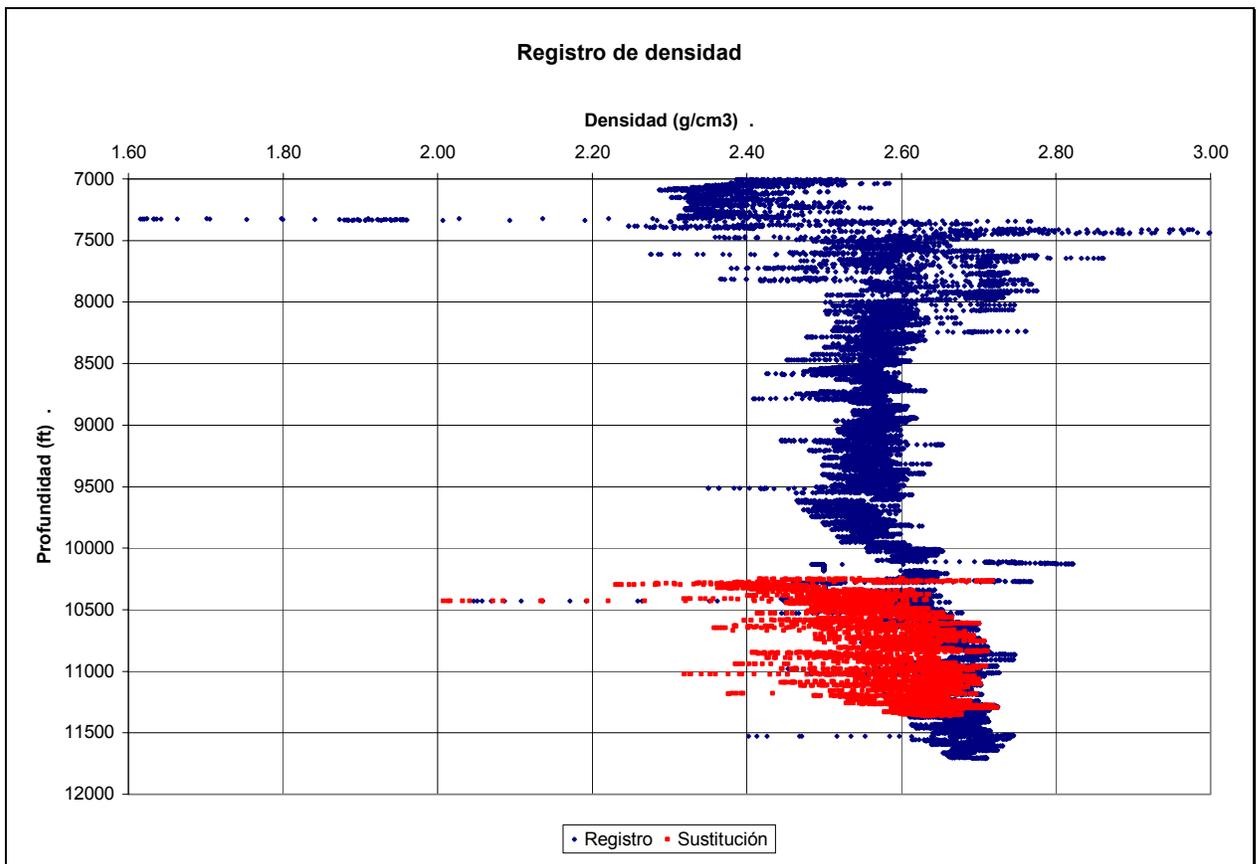


Figura 75. Resultados de la sustitución de fluidos en el registro de densidad.

A pesar de que mucho se ha estudiado sobre el AVO en yacimientos de areniscas, los esquemas y caracterizaciones de estas respuestas no son del todo aplicables a los carbonatos. Debido a ello, el análisis de AVO del presente trabajo se realiza de forma comparativa (antes y después de la sustitución de fluidos), además durante el análisis se trata de relacionar los parámetros físicos del modelo con las respuestas sísmicas de los eventos de interés obtenidos de los VSP walkaway generados.

El Modelado de AVO se realizó sobre un intervalo amplio, desde 9000 pies hasta 11400 pies de profundidad (zona de interés desde 10500 pies hasta 11200 pies). Se llevó a cabo partir de registros de pozo y modelo de velocidades. Las ecuaciones utilizadas fueron tres: lineal de Shuey, Completa de Shuey, y Zoeppritz.

Por otro lado, el primer Análisis de AVO se efectuó sobre los datos obtenidos del walkaway sintético, antes de hacer la sustitución de fluidos. En el análisis se seleccionó el geófono ubicado a la profundidad de 10237 pies, debido a que se encuentra por encima de los eventos de interés. Esto asegura contener la información de las ondas ascendentes del tope y la base.

El segundo Análisis de AVO se realizó sobre los datos del walkaway sintético para el yacimiento saturado de gas. Para dicho análisis se seleccionó el geófono ubicado a la profundidad de 10256 pies, el cual se encuentra sobre el yacimiento saturado de gas. Esto garantiza que el grupo de trazas (gather) contiene información sísmica reflejada de los eventos de interés.

El ángulo de incidencia de cada offset sobre la interfase no superan los 45 grados, ya que después de este límite la respuesta sísmica pierde coherencia. Éste se considera el ángulo crítico para el análisis (Figura 76 y Figura 77).

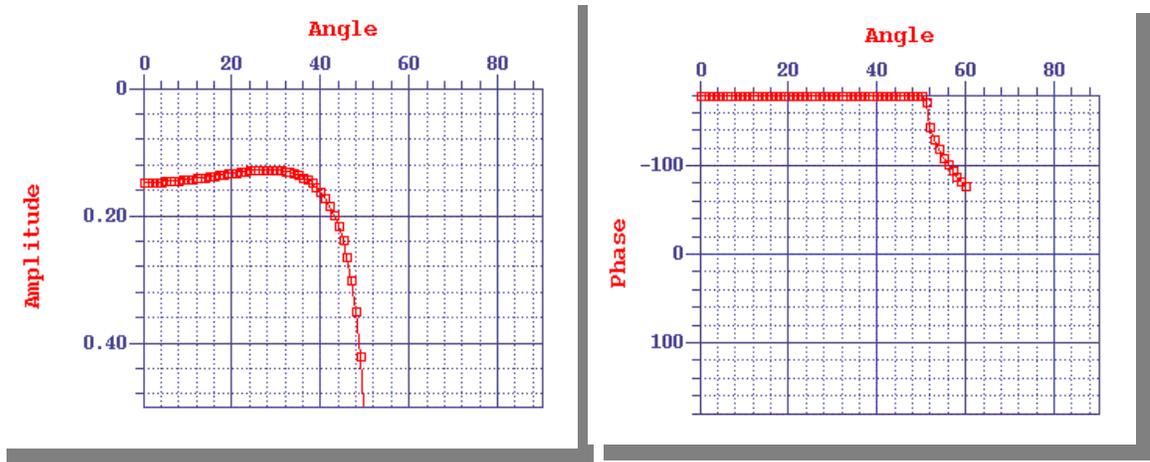


Figura 76. Ángulo crítico para el análisis de amplitudes.

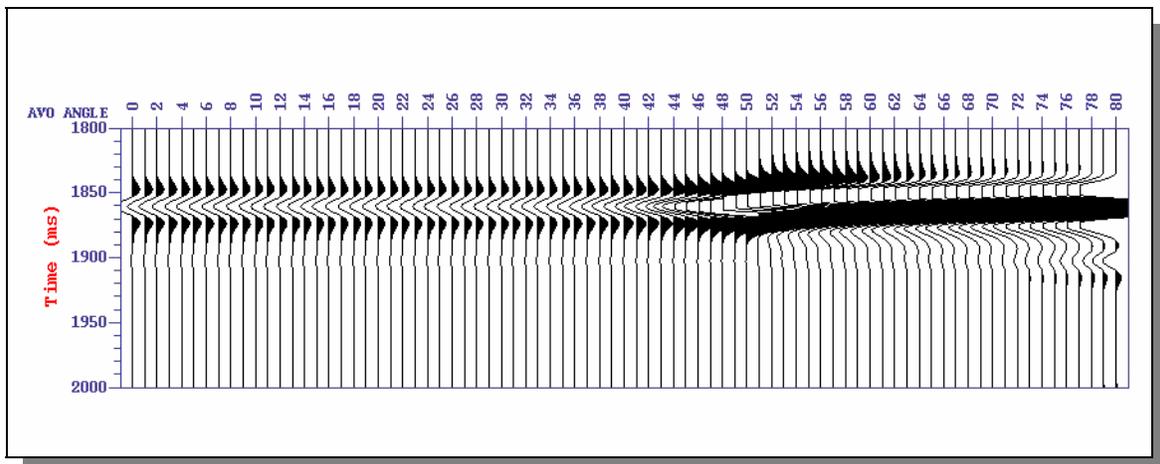


Figura 77. Sección sísmica sintética

ANÁLISIS DEL MODELADO AVO A PARTIR DE REGISTROS DE POZO

El modelado de respuestas AVO a partir de registros de pozo se llevó a cabo con las tres ecuaciones posibles en el programa:

- Ecuación lineal de Shuey. (11)
- Ecuación completa de Shuey. (11)
- Ecuación de Zoeppritz. (8)

Antes de la sustitución:

Las secciones sísmicas sintéticas en tiempo, obtenidas a partir de las tres ecuaciones, son muy similares entre sí. En ellas es posible identificar los topes de Socuy, Maraca (yacimiento) y el basamento. En los tres eventos las amplitudes tienen polaridad positiva. Esto es de esperarse ya que la impedancia en las interfases correspondientes es positiva.

Análisis de la base:

En el análisis de amplitudes en función del ángulo de incidencia para la base del yacimiento, se pueden observar principalmente dos cosas: la primera referente a la polaridad del evento, la cual se manifiesta positiva en los tres casos (Ecuación lineal de Shuey, completa de Shuey y de Zoeppritz). Y la segunda relacionada al decaimiento de la amplitud, en los tres casos se aprecia una considerable disminución en la amplitud.

Análisis del tope:

De igual forma que el análisis de la base del yacimiento es posible apreciar dos características principales: el tope del yacimiento, desde el punto de vista sísmico, es de

polaridad positiva y en el análisis de amplitudes se muestra un decrecimiento en función del ángulo de incidencia.

Después de la sustitución:

Las secciones sísmicas sintéticas en tiempo, de los tres métodos, se graficaron a escalas diferentes para poder identificar los eventos. En ellas es posible identificar los topes de Socuy, el yacimiento y el basamento. En este caso, el tope de Socuy continúa siendo de polaridad positiva, mientras que el tope del yacimiento se manifiesta con una polaridad negativa debido al contraste de velocidades que generó la sustitución de fluidos, y por último la base del yacimiento se manifiesta como un evento de polaridad positiva.

Análisis de la base:

En el análisis de amplitudes en función del ángulo de incidencia para la base del yacimiento saturado de gas, se pueden observar principalmente dos cosas: la primera, el evento sísmicamente es de polaridad positiva. Y la segunda, el comportamiento de la amplitud en función del ángulo de incidencia es levemente decreciente en comparación con la respuesta del yacimiento no saturado de gas.

Análisis del tope:

En este caso el tope del yacimiento sísmicamente es de polaridad negativa y en análisis de amplitudes muestra un decrecimiento en función del ángulo de incidencia, acercándose los valores a cero.

Comparando las respuestas obtenidas antes y después de la sustitución de fluidos, en relación al comportamiento de las amplitudes en función del ángulo de incidencia se puede concluir que en ambos casos tanto del tope como de la base las amplitudes decrecen. Sin embargo, para el caso saturado de gas, las amplitudes decrecen más lentamente.

MODELADO DE AVO A PARTIR DE REGISTROS DE POZO
YACIMIENTO NO SATURADO
ECUACIÓN LINEAL SHUEY 40°

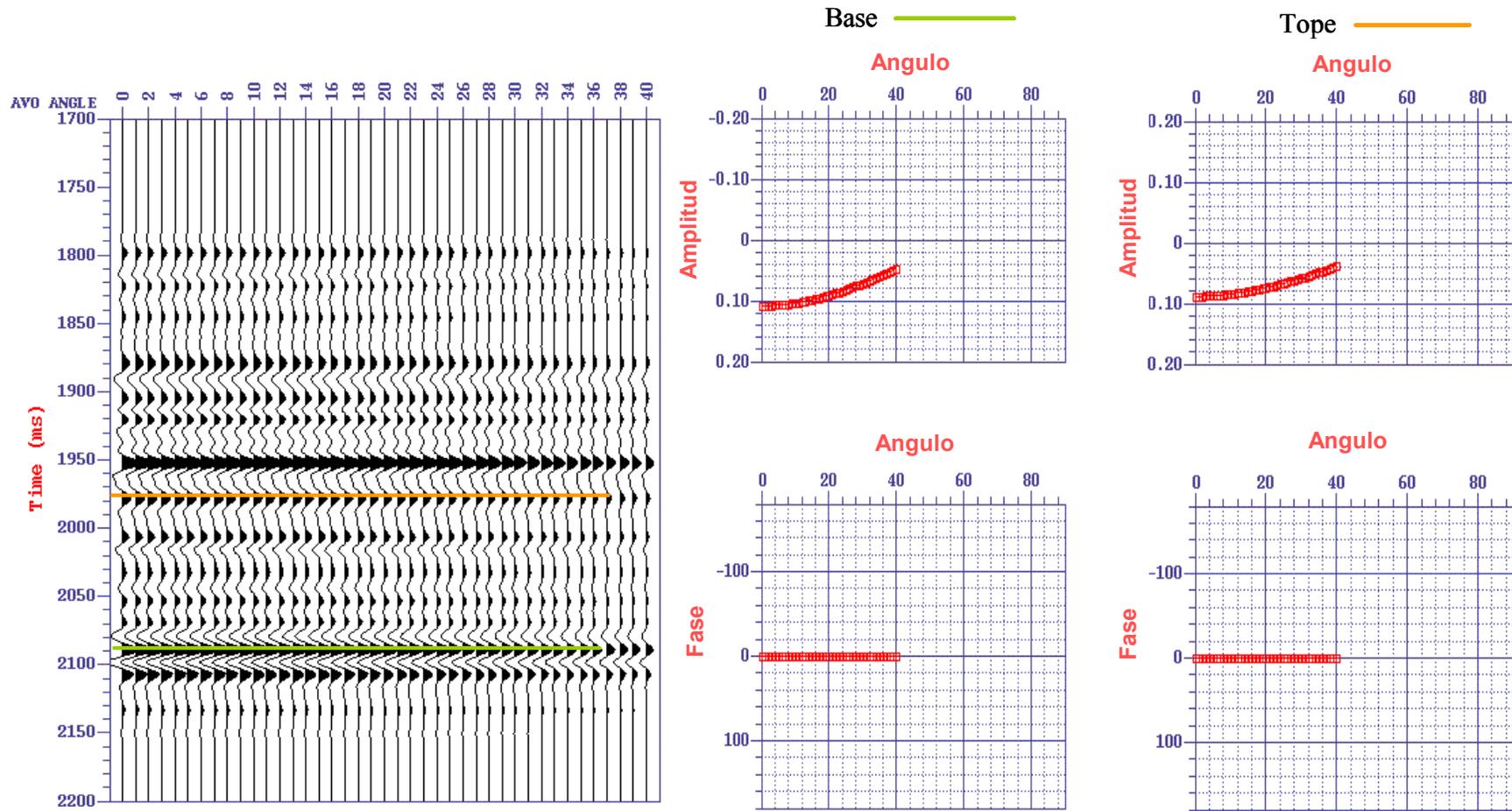


Figura 78. Modelado de AVO para el yacimiento no saturado, con ecuación lineal de Shuey.

MODELADO DE AVO A PARTIR DE REGISTROS DE POZO

YACIMIENTO NO SATURADO

ECUACIÓN COMPLETA DE SHUEY 40°

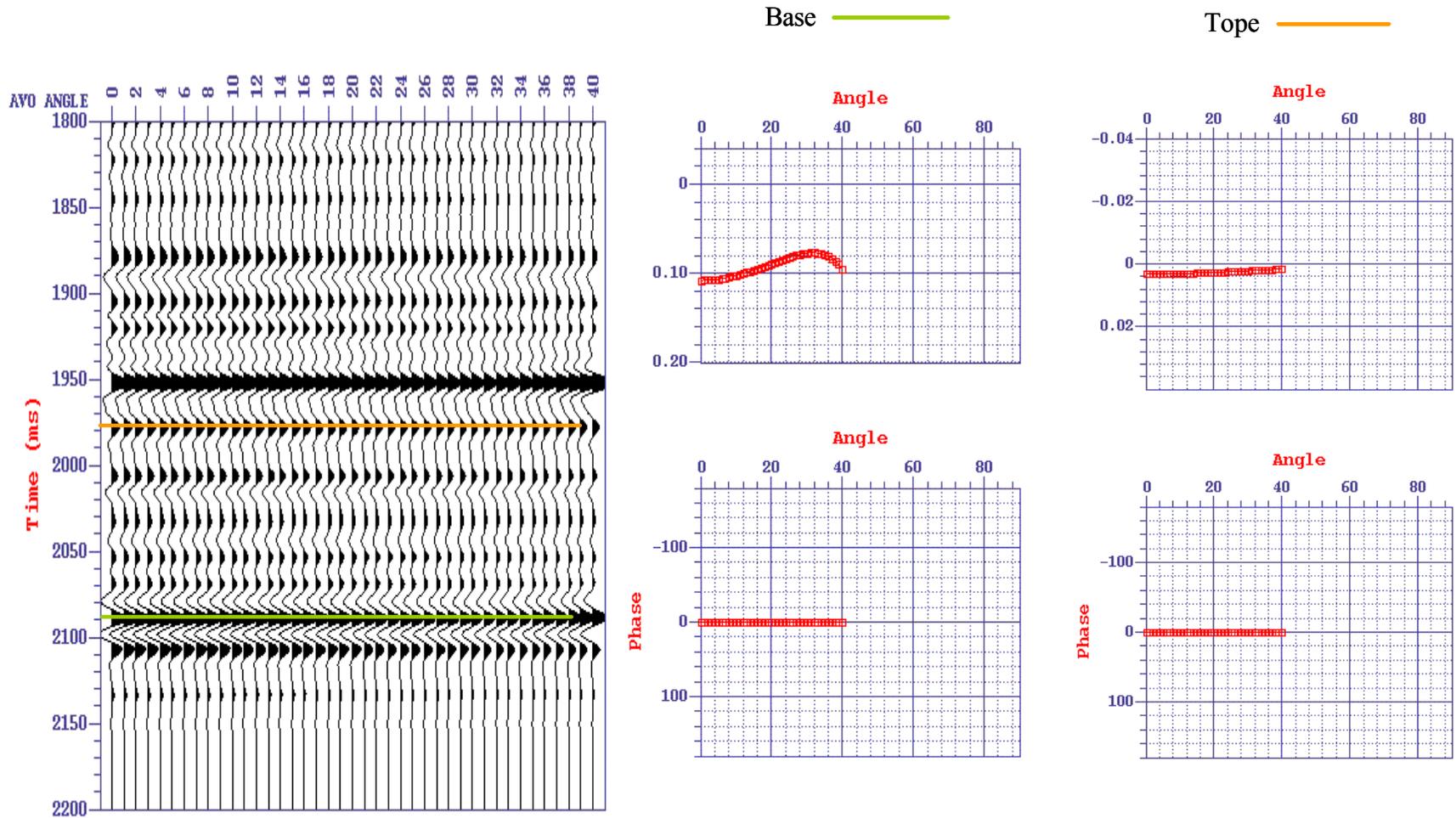


Figura 79. Modelado de AVO para el yacimiento no saturado, ecuación completa de Shuey.

MODELADO DE AVO A PARTIR DE REGISTROS DE POZO
 YACIMIENTO NO SATURADO
 ECUACIÓN DE ZOEPPRITZ 40°

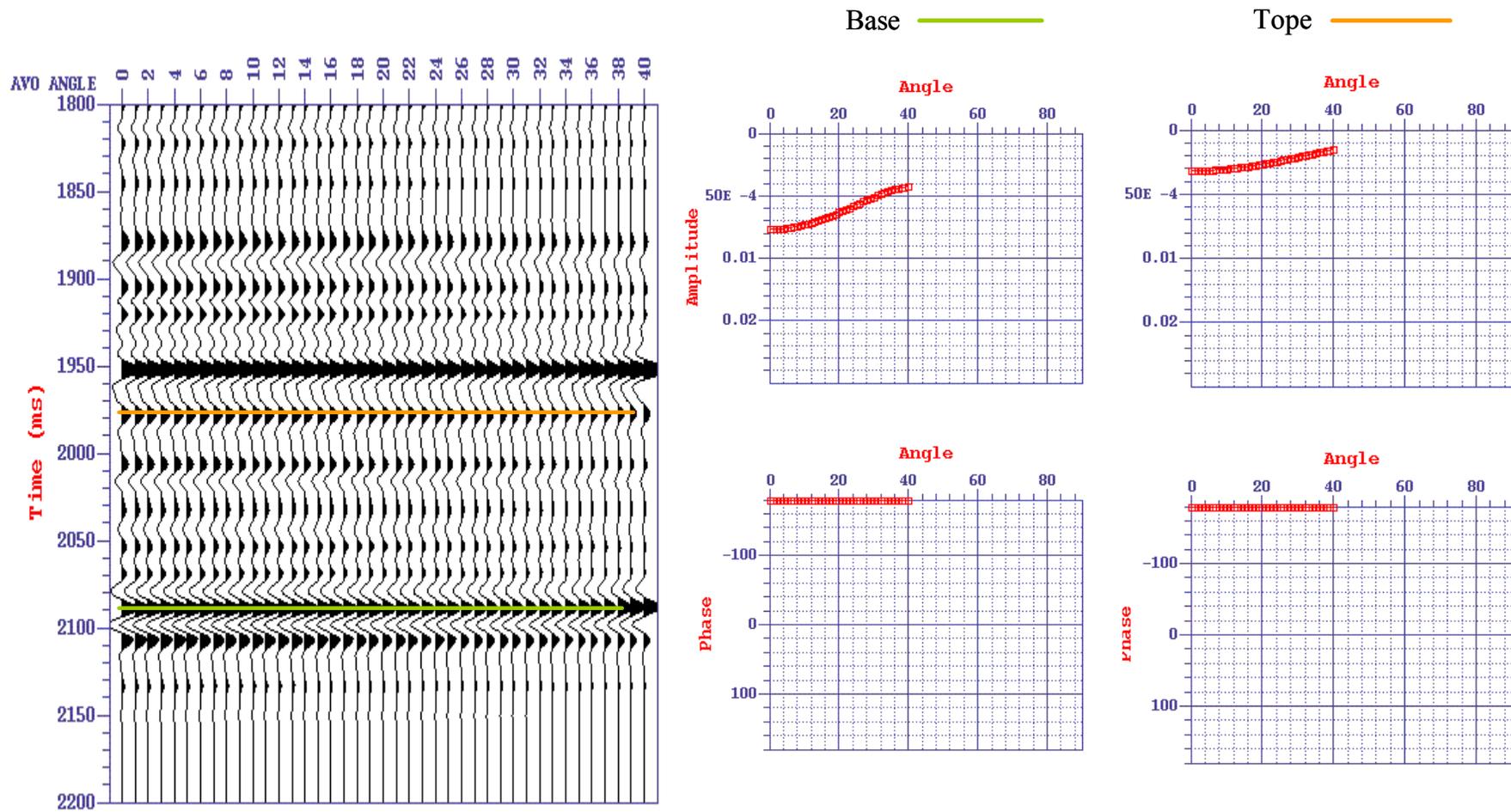


Figura 80. Modelado de AVO para el yacimiento no saturado, con ecuación de Zoeppritz

MODELADO DE AVO A PARTIR DE REGISTROS DE POZO
YACIMIENTO SATURADO DE GAS
ECUACIÓN LINEAL DE SHUEY 40°

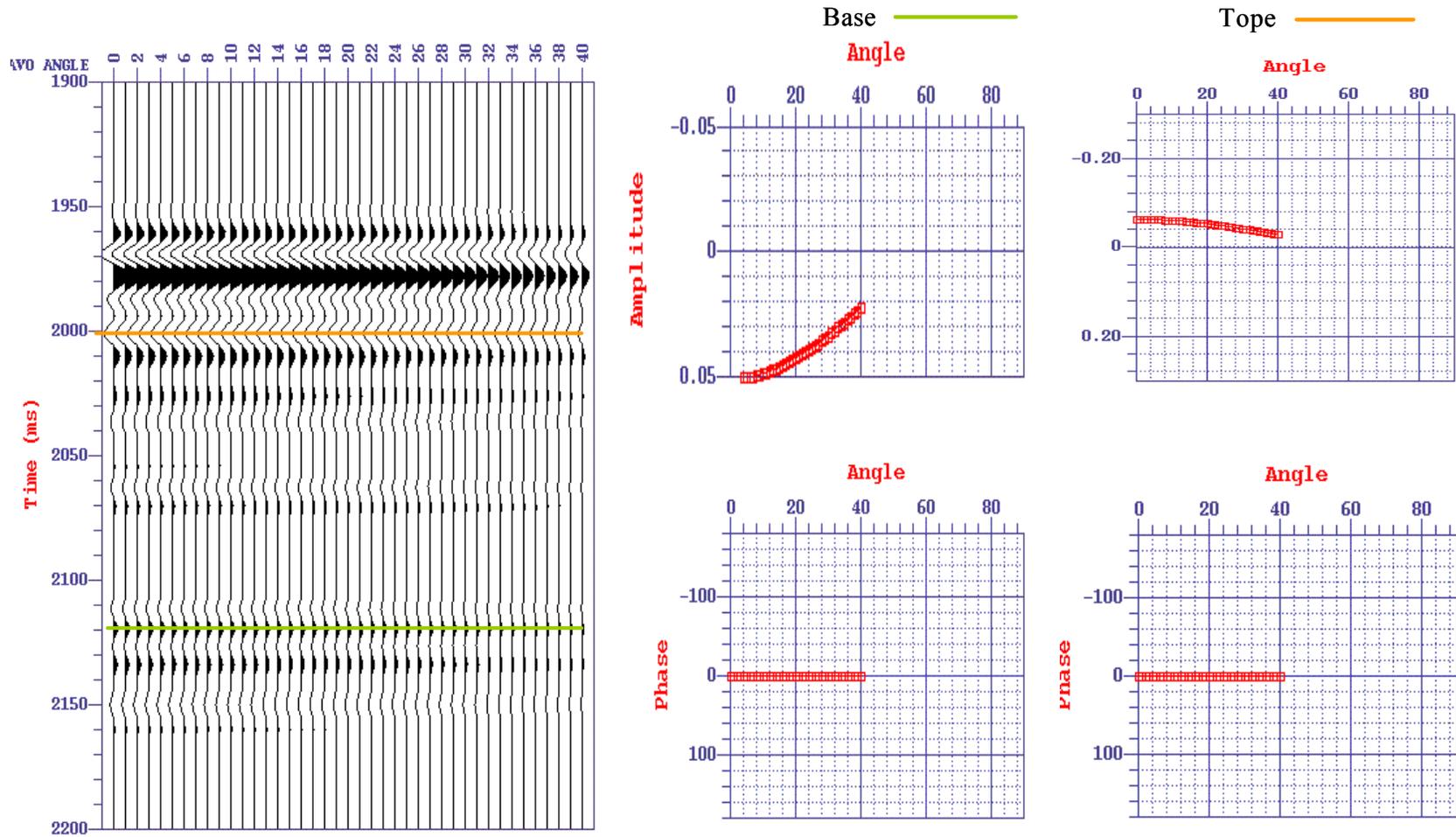


Figura 81. Modelado de AVO para el yacimiento saturado con gas, ecuación lineal de Shuey.

MODELADO DE AVO A PARTIR DE REGISTROS DE POZO
 YACIMIENTO SATURADO DE GAS
 ECUACIÓN COMPLETA DE SHUEY 40°

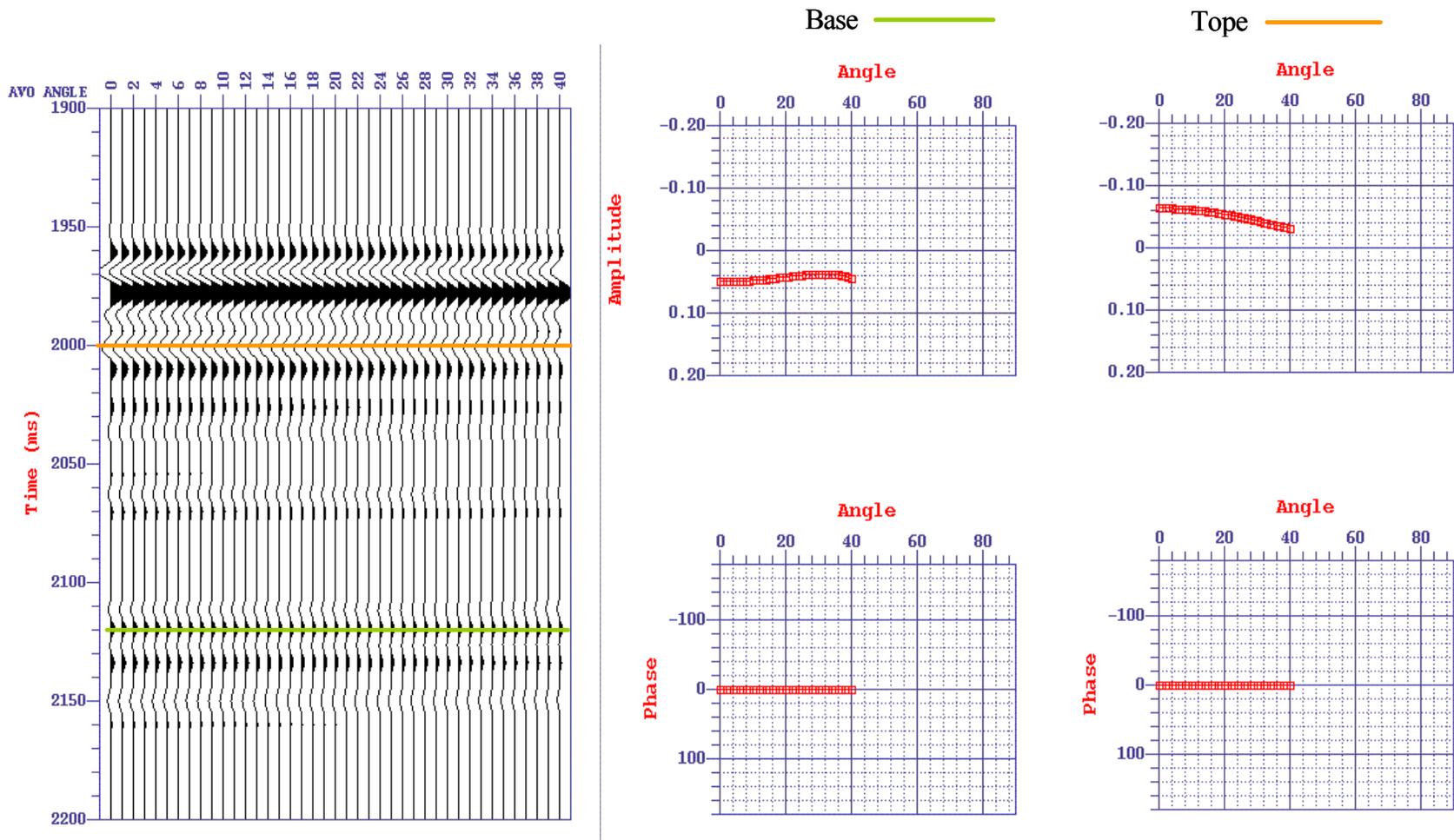


Figura 82. Modelado de AVO para el yacimiento saturado con gas, ec. completa de Shuey

MODELADO DE AVO A PARTIR DE REGISTROS DE POZO
YACIMIENTO SATURADO DE GAS
ECUACIÓN DE ZOEPPRITZ 40°

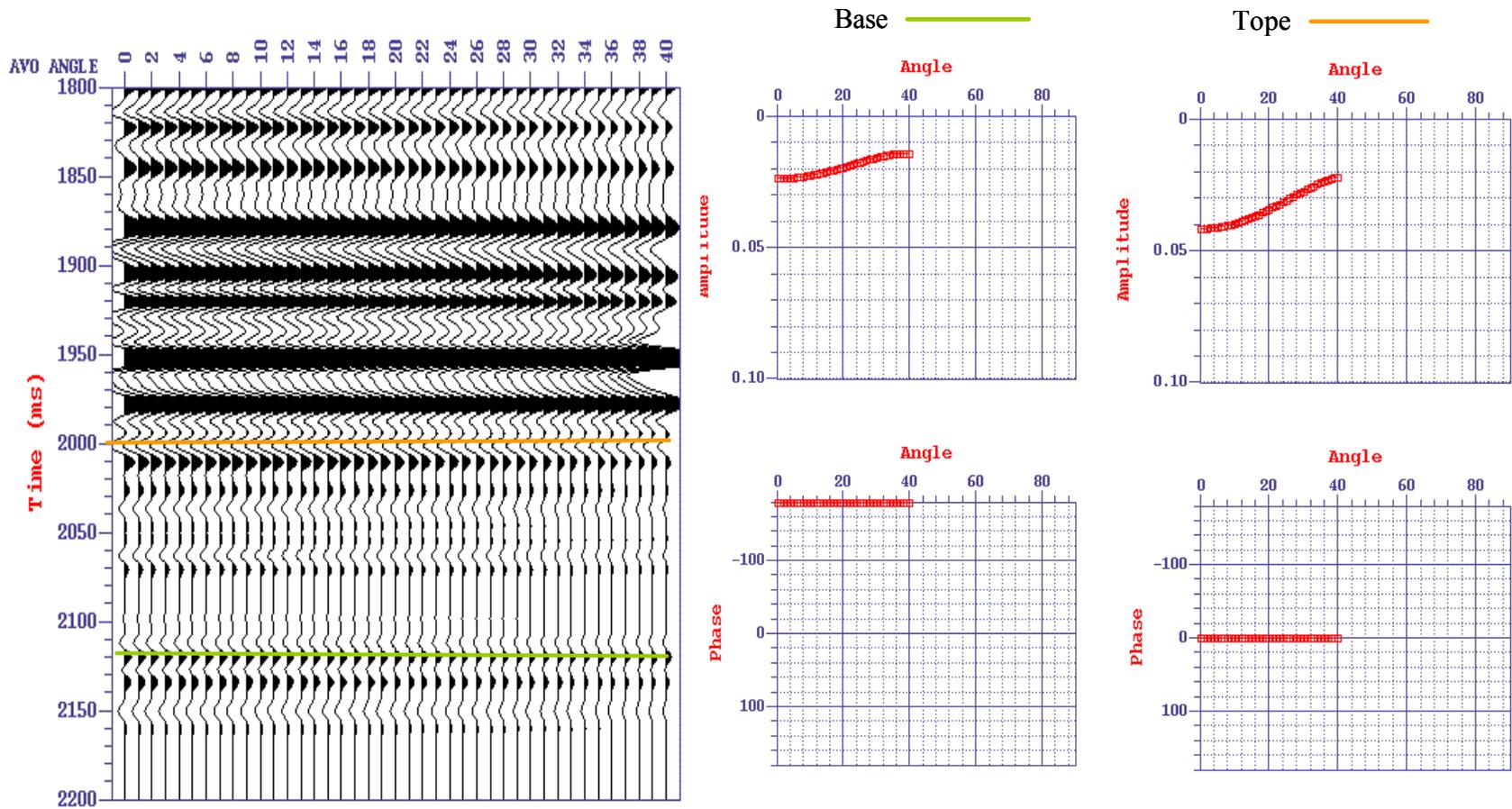


Figura 83. Modelado de AVO para el yacimiento saturado con gas, ecuación de Zoeppritz

ANÁLISIS DEL MODELADO AVO A PARTIR DE MODELO DE VELOCIDADES

El modelado de respuestas AVO a partir de los modelos de velocidades se llevó a cabo con las tres ecuaciones posibles en el programa:

- Ecuación lineal de Shuey (11)
- Ecuación completa de Shuey (11)
- Ecuación de Zoeppritz. (8)

Antes de la sustitución:

Las secciones sísmicas sintéticas en tiempo, en función del ángulo de incidencia, de los tres métodos, son muy similares entre sí. En ellas es posible identificar los topes de Socuy, Maraca (yacimiento). Sin embargo difícilmente se identifica el tope del basamento. Dicho eventos en los tres casos poseen amplitudes de polaridad positiva. No obstante, para poder visualizar la base del yacimiento se hizo un aumento constante de la ganancia. Esto se debe a que la impedancia en la base del yacimiento con el tope del basamento es sumamente baja.

Análisis de la base:

La primera observación al análisis de amplitudes en función del ángulo de incidencia es la baja amplitud que presenta el evento, cuantitativamente de 0.005. Este comportamiento es de esperarse, ya que el contraste de velocidades entre la base de Maraca y el tope del basamento es sumamente pequeño.

Análisis del tope:

En la sección sísmica sintética, en el tope, las amplitudes son más notorias que en la base del yacimiento. Éstas son de polaridad positiva y su comportamiento en función del ángulo de incidencia es decreciente.

Después de la sustitución:

Las secciones sísmicas sintéticas en tiempo, de los tres métodos, son muy similares entre sí. En ellas es posible identificar los topes de Socuy, Maraca, el yacimiento y el basamento. En este caso el tope del yacimiento es de polaridad negativa, debido al contraste de velocidades generado por la sustitución de fluidos.

Análisis de la base:

A diferencia de la respuesta sísmica de la base antes de la sustitución, en este caso, sí es un evento muy visible. Las amplitudes son mucho mayores, cuantitativamente de 0.9. En el análisis de amplitudes es posible apreciar un decrecimiento leve, sin embargo en el modelado realizado a partir de la ecuación completa de Shuey, es posible notar que a partir de los 30° la amplitud mantiene un comportamiento estable.

Análisis del tope:

En el análisis de amplitudes del tope es posible apreciar que las mismas son de polaridad negativa, y experimentan un decrecimiento leve en comparación con el decaimiento que venían mostrando antes de la sustitución de fluidos.

En general, el modelado AVO generado a partir de los modelos de velocidades muestra una variación de las amplitudes dependiendo del modelo en cuestión (saturado de gas y no saturado). Comparando los resultados de ambos modelos es posible notar que, en términos generales, las amplitudes muestran decrecimiento. No obstante, para el caso del yacimiento saturado de gas esta disminución es menor e inclusive a veces casi despreciable, manteniendo una amplitud casi constante.

Finalmente, las diferencias encontradas entre el modelado AVO mediante registros de pozo y el uso de modelos de velocidades son mínimas. Las secciones sísmicas muestran los eventos de importancia con claridad. Sin embargo, las respuestas en el análisis de amplitudes en función del offset, son más claras cuando se realizan sobre las secciones sísmicas sintéticas generadas a partir del modelo de velocidades.

MODELADO DE AVO A PARTIR DE MODELO DE VELOCIDADES
YACIMIENTO NO SATURADO
ECUACIÓN LINEAL DE SHUEY 40°

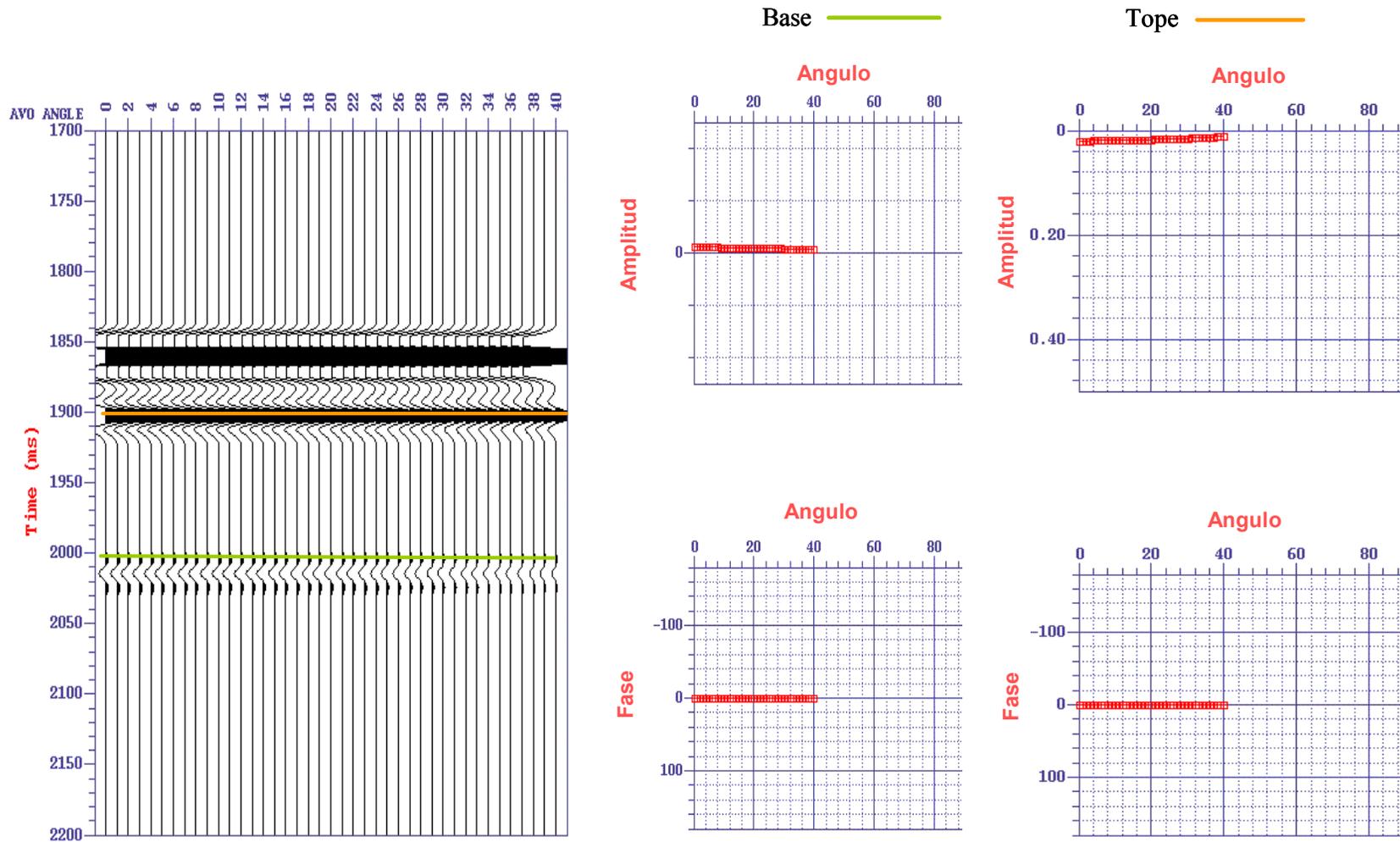


Figura 84. Modelado de AVO para el yacimiento no saturado, ecuación lineal de Shuey.

MODELADO DE AVO A PARTIR DE MODELO DE VELOCIDADES
 YACIMIENTO NO SATURADO
 ECUACIÓN COMPLETA DE SHUEY 40°

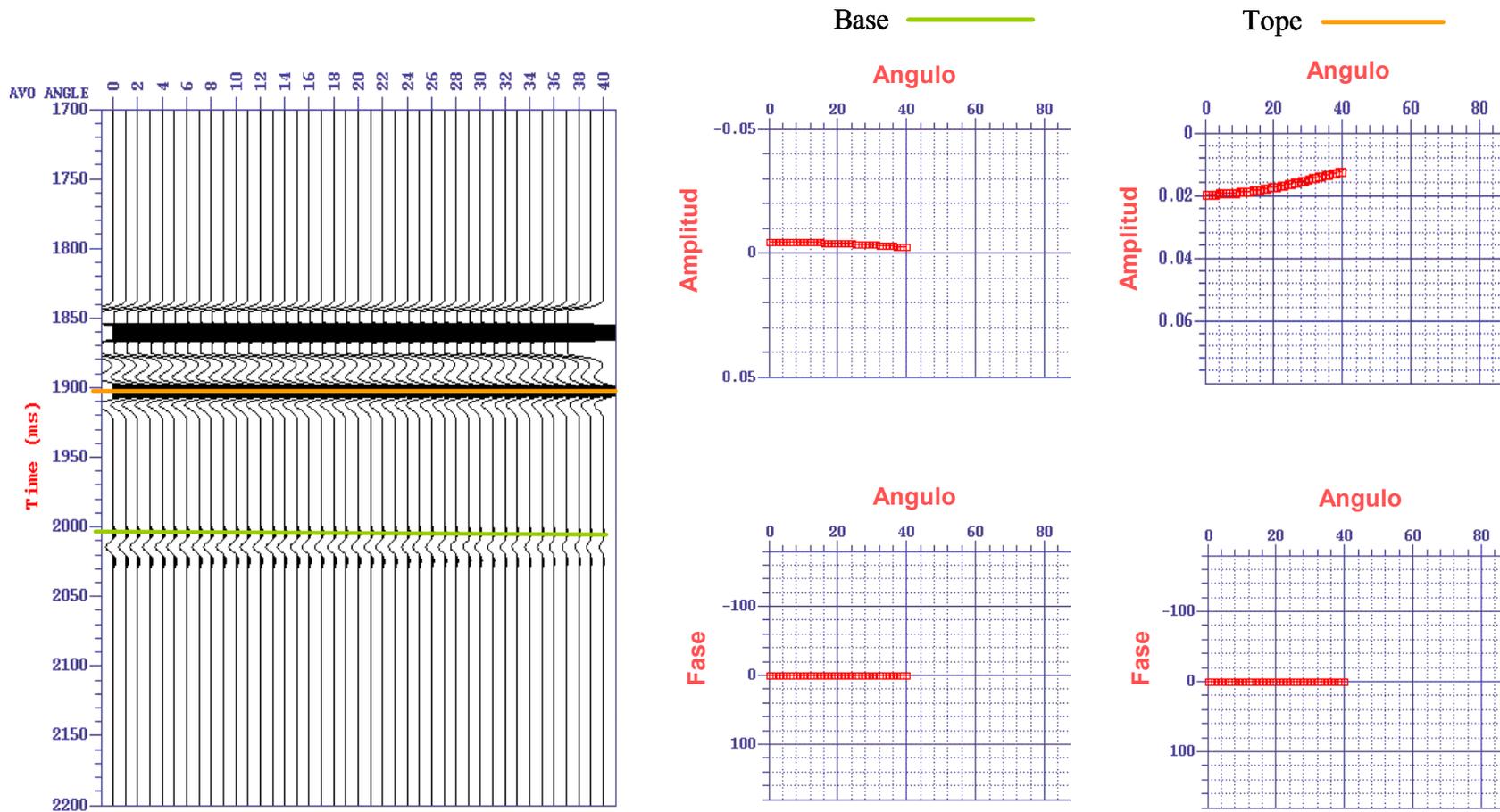


Figura 85. Modelado de AVO para el yacimiento no saturado, ecuación completa de Shuey.

MODELADO DE AVO A PARTIR DE MODELO DE VELOCIDADES
 YACIMIENTO NO SATURADO
 ECUACIÓN DE ZOEPPRITZ 40°

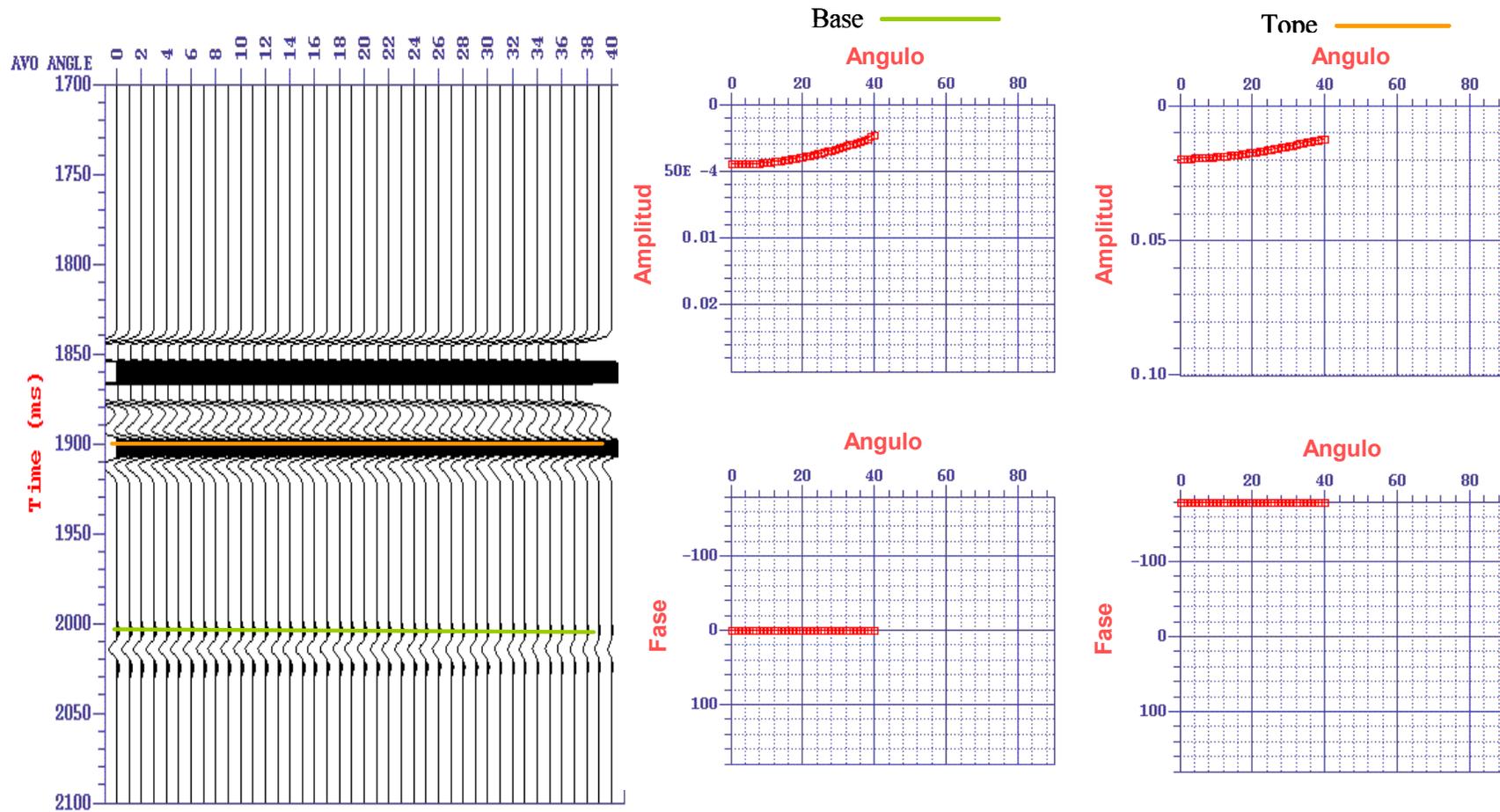


Figura 86. Modelado de AVO para el yacimiento no saturado, ecuación completa de Shuey.

MODELADO DE AVO A PARTIR DE MODELO DE VELOCIDADES
 YACIMIENTO SATURADO DE GAS
 ECUACIÓN LINEAL DE SHUEY 40°

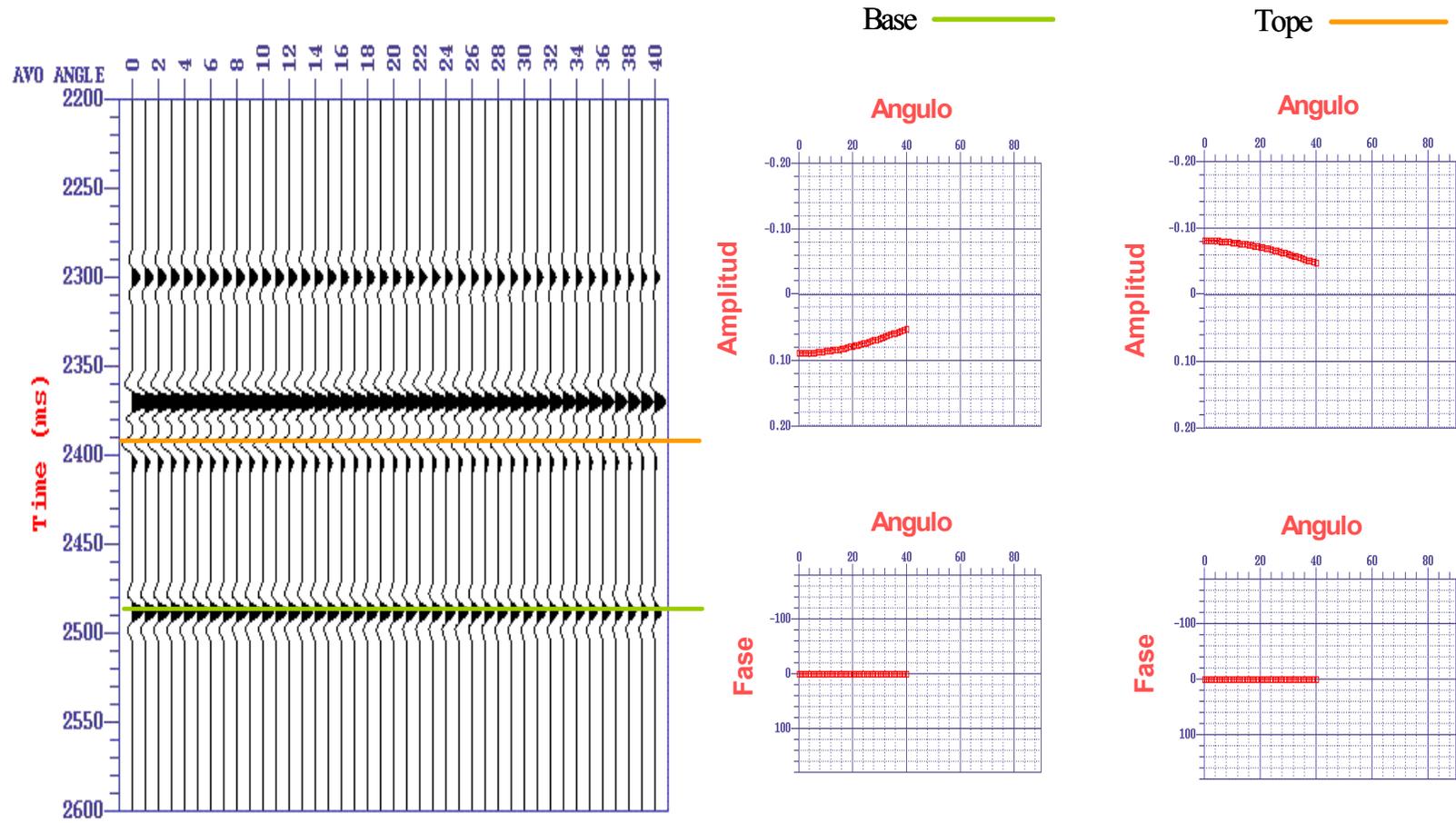


Figura 87. Modelado de AVO para el yacimiento saturado de gas, ecuación lineal de Shuey.

MODELADO DE AVO A PARTIR DE MODELO DE VELOCIDADES

YACIMIENTO SATURADO DE GAS ECUACIÓN COMPLETA DE SHUEY 40°

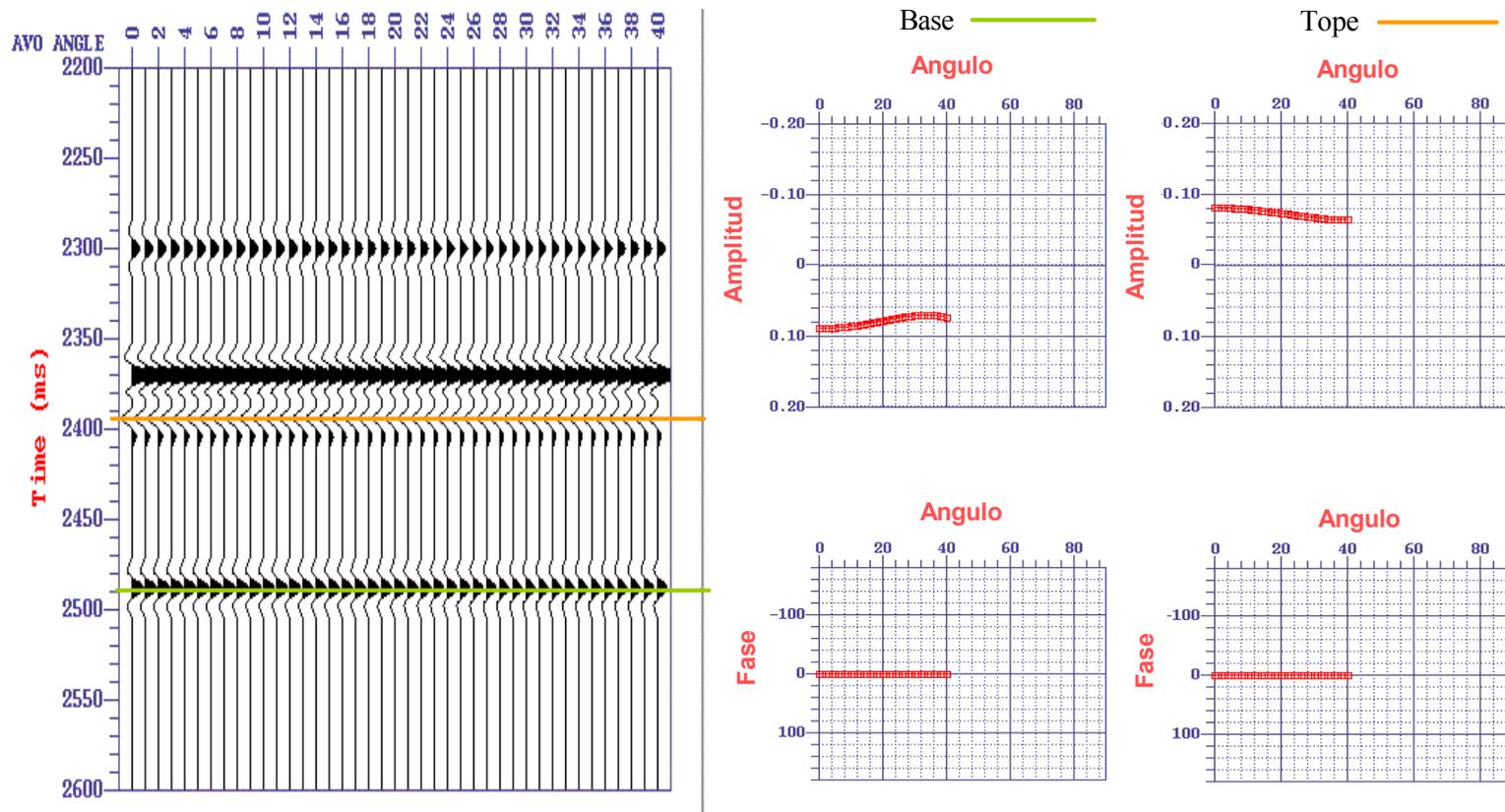


Figura 88. Modelado de AVO para el yacimiento saturado de gas, ec. completa de Shuey.

MODELADO DE AVO A PARTIR DE MODELO DE VELOCIDADES

YACIMIENTO SATURADO DE GAS

ZOEPPRITZ 45°

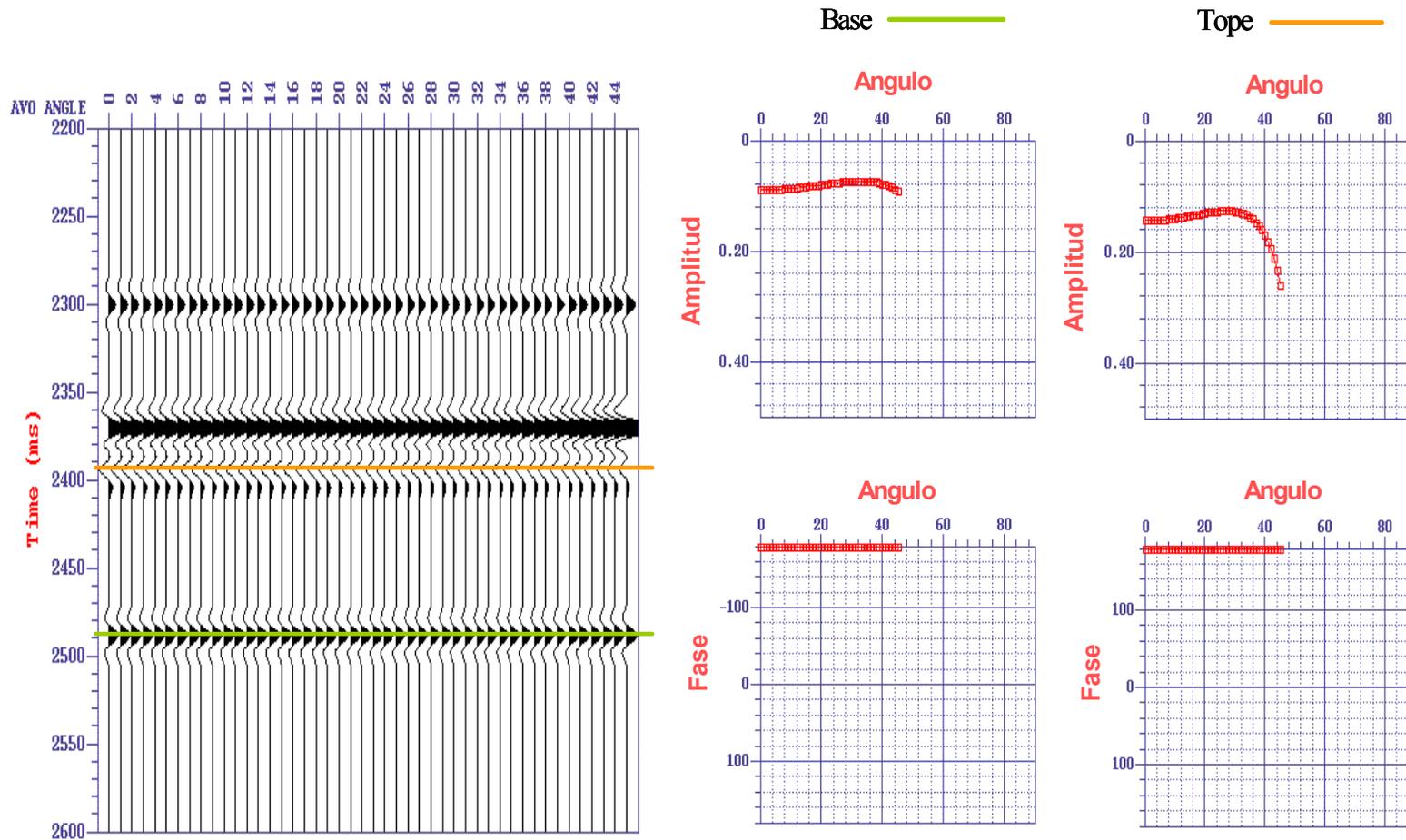


Figura 89. Modelado de AVO para el yacimiento saturado de gas, ecuación de Zoeppritz.

ANÁLISIS DE AVO

Para cada Análisis de AVO se considera una interfase (tope o base) la cual se estudia en ambos casos, antes y después de la sustitución. Dentro de cada análisis de interfase hay cuatro figuras (a, b, c y d).

BASE DEL YACIMIENTO

Sísmicamente, la base del yacimiento no es interpretable debido a la baja impedancia o poco contraste de velocidades que existe entre la base de Maraca y el tope del basamento. El tope del basamento se considera la base del yacimiento.

En la Figura 90 se muestra el análisis de AVO en la base del yacimiento, antes de la sustitución de fluidos.

Parte “a”, gráfico de amplitud en función del ángulo de incidencia:

- La amplitud es de polaridad positiva.
- La gráfica muestra un leve crecimiento de la amplitud en función del ángulo de incidencia.

Parte “b”, gráfico de amplitud en función de la distancia fuente - receptor (offset):

- La amplitud en todos los puntos es positiva.
- El comportamiento de la amplitud es casi lineal a lo largo del eje de la distancia.

Parte “c”, gráfico cruzado de Gradiente – Intercepto (color negro indica la tendencia de fondo y el color magenta corresponde a los datos de la base).

- Los puntos que corresponden al evento de la base se ubican en el gráfico dentro de la tendencia de fondo.
- Gradiente levemente positivo.
- Intercepto negativo.
- Los puntos del evento de la base se ubican en la parte positiva del Gradiente (0.01 aproximadamente) y muy cercanos a cero en los valores del Intercepto.

Parte “d”, datos de entrada en tiempo con el evento de interés seleccionado; traza Intercepto y traza Gradiente:

- El evento es prácticamente imperceptible en la sísmica.
- La traza intercepto tiene en el evento polaridad positiva, lo que implica que el grupo de trazas poseen amplitudes positivas.
- La traza gradiente también es positiva, es decir, las amplitudes aumentan positivamente.

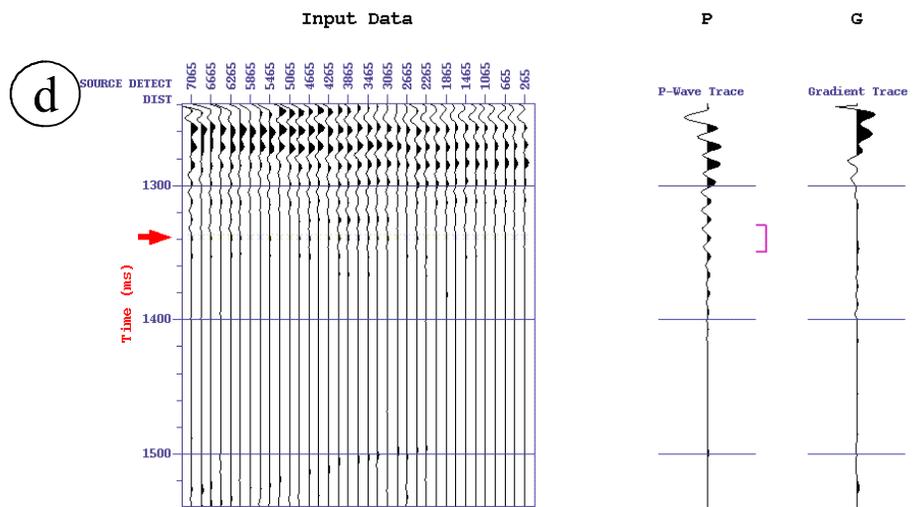
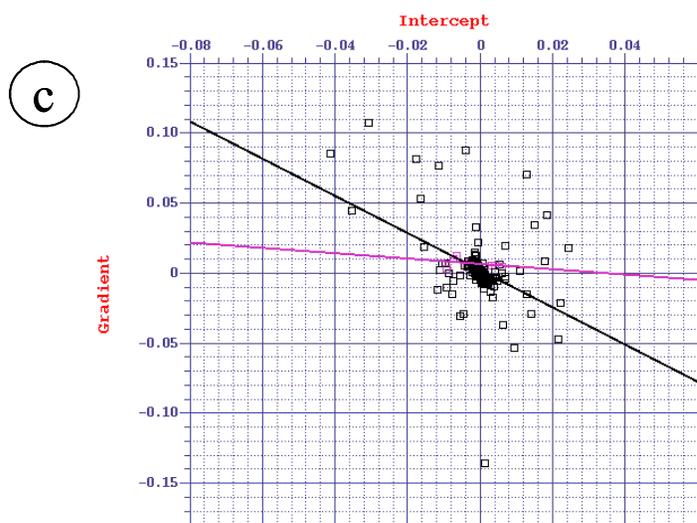
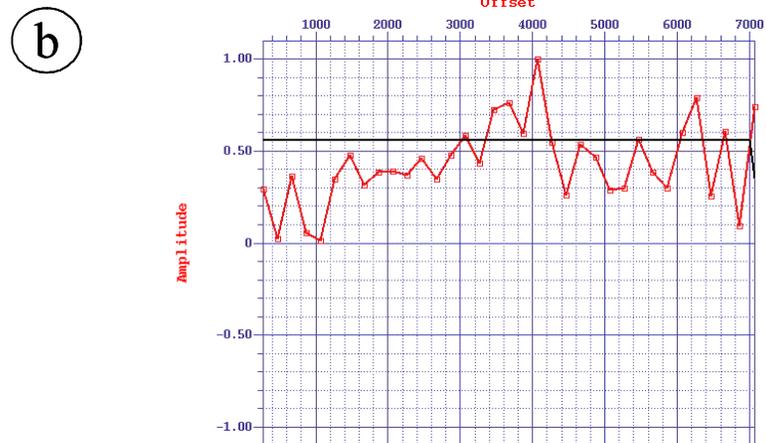
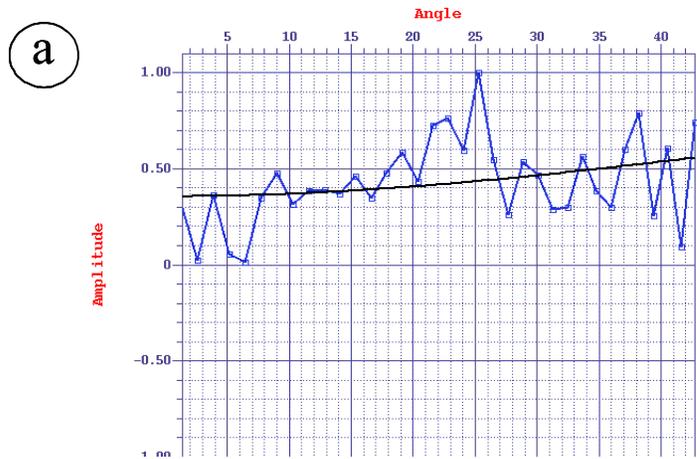


Figura 90. Análisis de AVO en la base del yacimiento no saturado.

En la Figura 91 se muestra el análisis de AVO en la base del yacimiento saturado de gas, es decir, después de la sustitución de fluidos.

Parte “a”, gráfico de amplitud en función del ángulo de incidencia:

- La amplitud es de polaridad positiva.
- La amplitud decrece notablemente en función del ángulo de incidencia.

Parte “b”, gráfico de amplitud en función de la distancia fuente - receptor (offset):

- La amplitud es para todos los offset positiva.
- El comportamiento de la amplitud es, en términos generales, decreciente.

Parte “c”, gráfico cruzado de Gradiente – Intercepto (color negro indica la tendencia de fondo y el color magenta corresponde a los datos de la base).

- Los puntos que corresponden al evento de la base se ubican distribuidos fuera de la tendencia de fondo, mostrando una tendencia propia diferente a la de fondo.

Parte “d”, datos de entrada en tiempo con el evento de interés seleccionado; traza Intercepto y traza Gradiente:

- El evento es sísmicamente interpretable.
- La traza intercepto muestra en el evento una polaridad positiva, lo que quiere decir que todas las trazas del grupo poseen amplitud positiva.
- La traza gradiente muestra en el evento una polaridad negativa, lo que implica que las amplitudes van en decrecimiento.

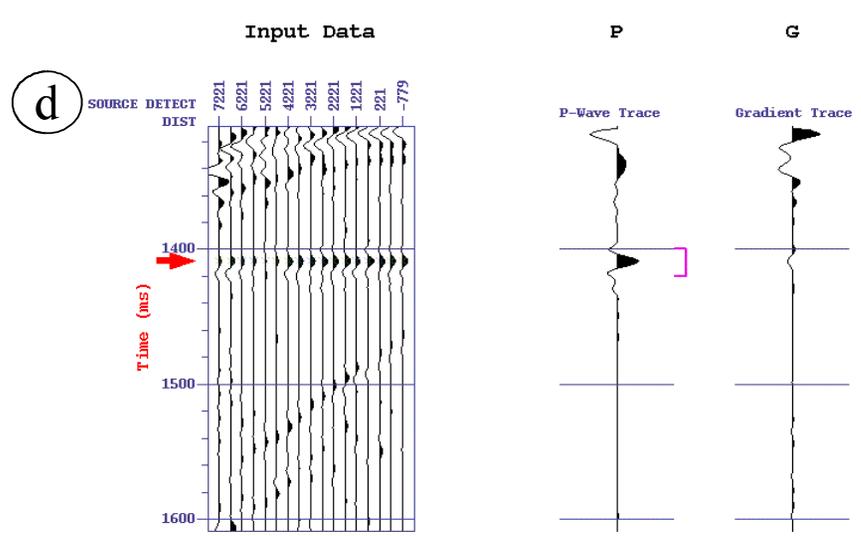
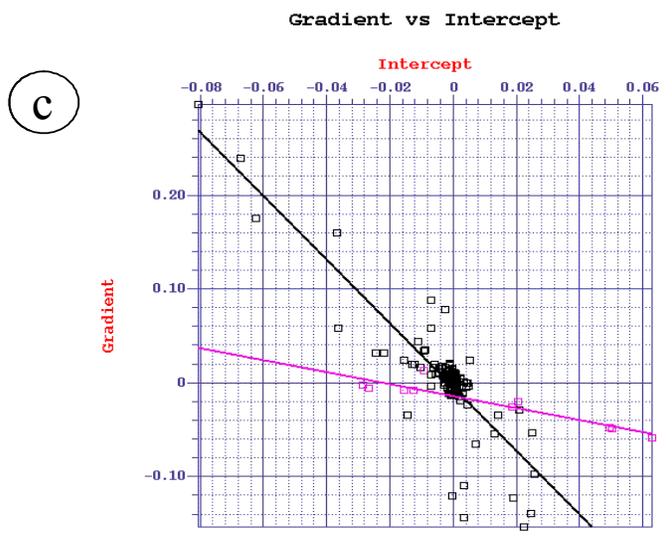
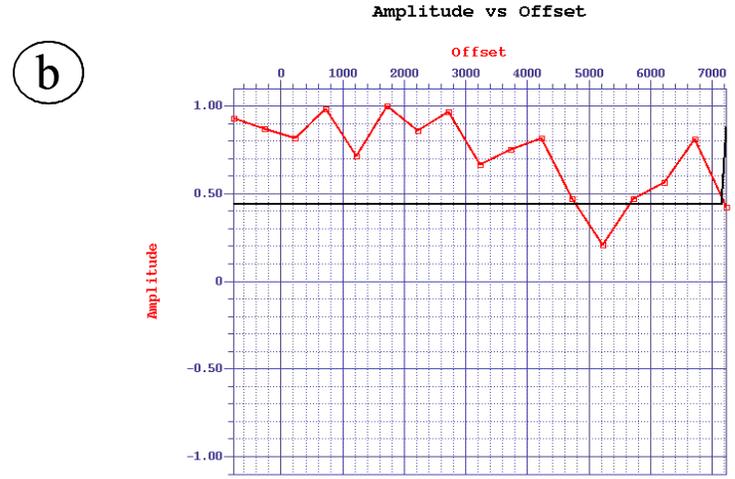
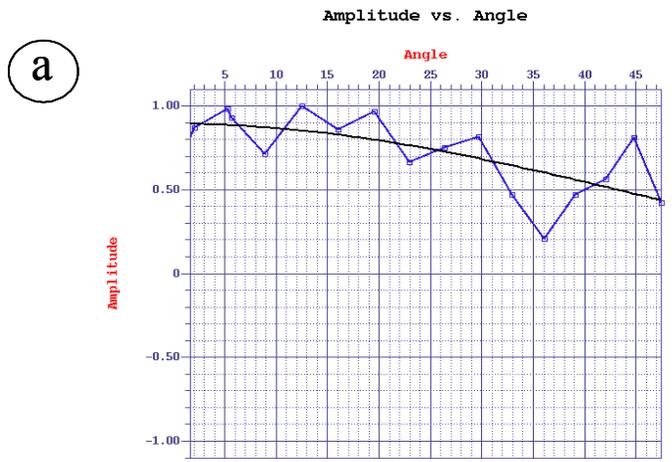


Figura 91. Análisis de AVO en la base del yacimiento saturado con gas.

TOPE DEL YACIMIENTO

En la Figura 92 se muestra el análisis de AVO en el tope del yacimiento, antes de la sustitución de fluidos.

Parte “a”, gráfico de amplitud en función del ángulo de incidencia:

- La amplitud es de polaridad positiva.
- Desde 0 grados hasta 37° aproximadamente la amplitud decrece, posteriormente hasta los 50 grados la amplitud comienza a mostrar un aumento positivo. Sin embargo la línea de tendencia indica un comportamiento general decreciente.

Parte “b”, gráfico de amplitud en función de la distancia fuente - receptor (offset):

- De igual forma que la parte “a”, este gráfico muestra un comportamiento decreciente hasta un offset ubicado a una distancia aproximadamente de 5000 pies. Posteriormente, para las fuentes más lejanas las amplitudes aumentan.

Parte “c”, gráfico cruzado de Gradiente – Intercepto (color negro indica la tendencia de fondo y el color magenta corresponde a los datos de la base).

- Los puntos pertenecientes al intervalo de interés se dispersan por debajo de la línea de tendencia, probablemente estos puntos corresponden a los offset lejanos que manifiestan crecimiento en las amplitudes.

Parte “d”, datos de entrada en tiempo con el evento de interés seleccionado; traza Intercepto y traza Gradiente:

- El tope es sísmicamente visible.

- La traza intercepto es positiva.
- La traza gradiente es negativa, lo que implica que el comportamiento general de las amplitudes es decreciente.

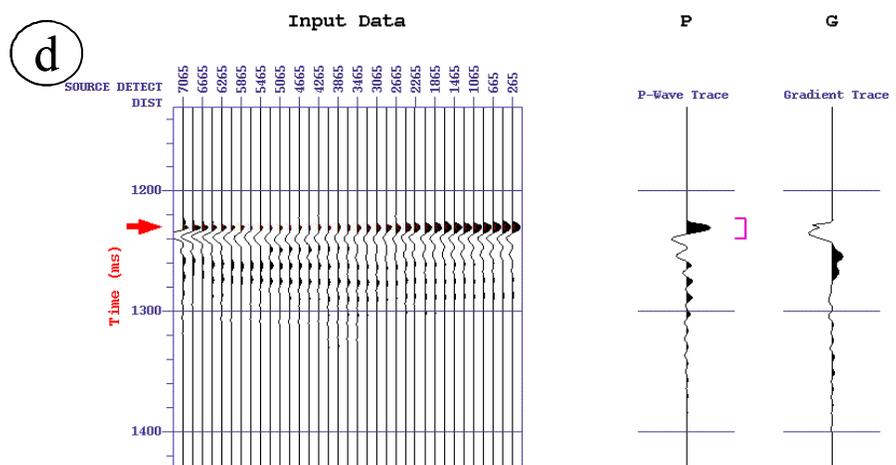
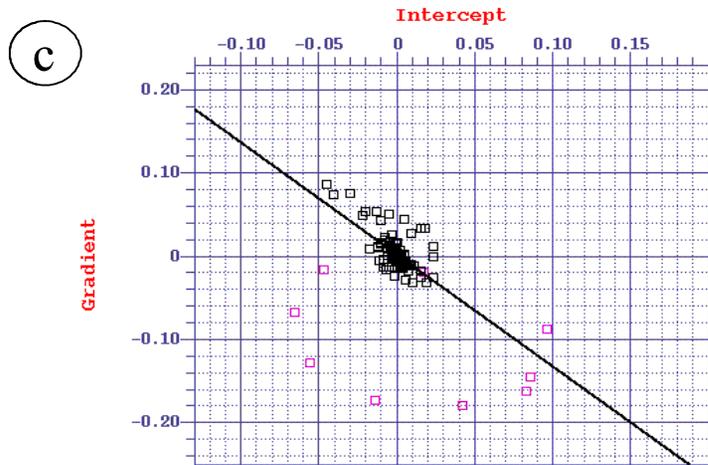
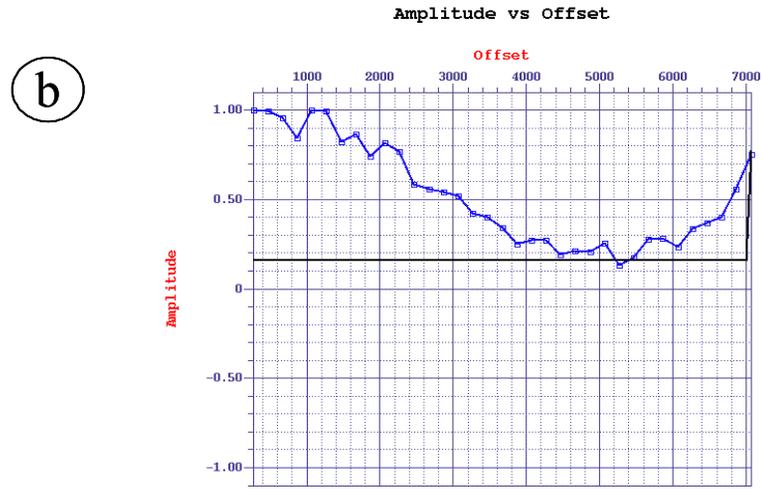
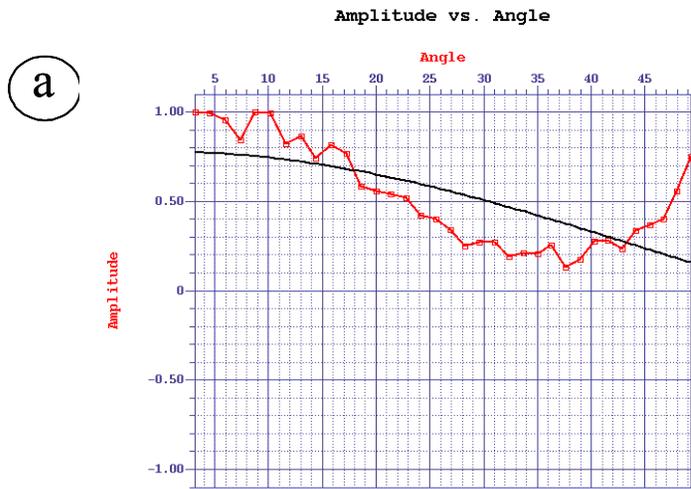


Figura 92. Análisis de AVO en el tope del yacimiento no saturado.

En la Figura 93 se muestra el análisis de AVO en el tope del yacimiento, después de la sustitución de fluidos.

Parte “a”, gráfico de amplitud en función del ángulo de incidencia:

- La amplitud es de polaridad negativa.
- En el gráfico se muestra un notable crecimiento (negativo) de la amplitud en función del ángulo.

Parte “b”, gráfico de amplitud en función de la distancia fuente - receptor (offset):

- De igual forma que el gráfico “a” las amplitudes muestran una polaridad negativa.
- Las amplitudes aumentan negativamente en función del offset.

Parte “c”, gráfico cruzado de Gradiente – Intercepto (color negro indica la tendencia de fondo y el color magenta corresponde a los datos de la base).

- Los puntos correspondientes al intervalo de interés se dispersan de forma paralela a la tendencia de fondo, por debajo de ésta, es decir, con valores de Intercepto más negativos.

Parte “d”, datos de entrada en tiempo con el evento de interés seleccionado; traza Intercepto y traza Gradiente:

- El tope del yacimiento es visible sísmicamente (polaridad negativa).
- La traza intercepto es negativa en el intervalo de interés.
- La traza gradiente es positiva, lo que indica que la amplitud va en aumento (negativo) a lo largo del grupo de trazas.

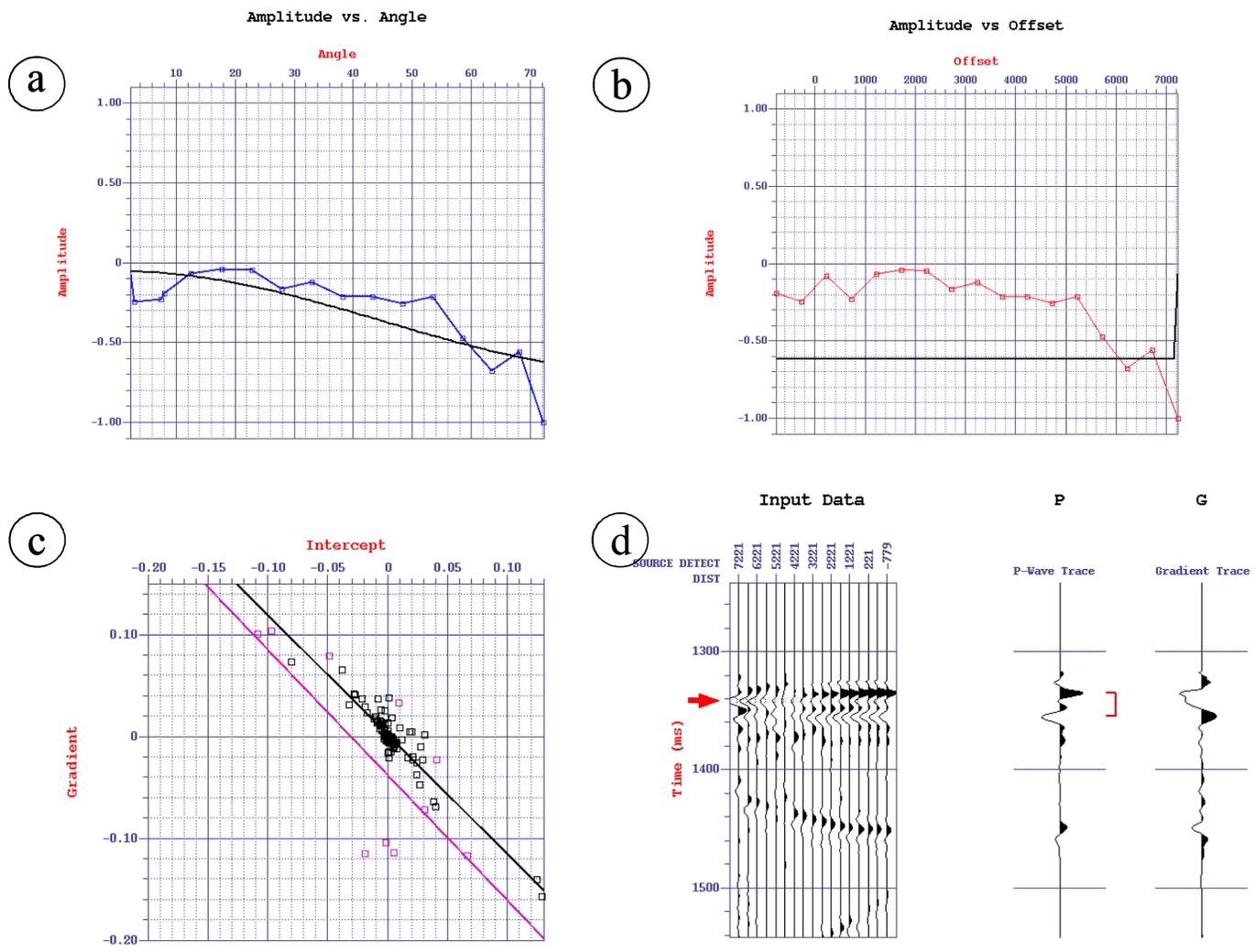


Figura 93. Análisis de AVO en el tope del yacimiento saturado con gas.

En la Figura 94 se grafican los valores de Gradiente e Intercepto tanto para la base como para el tope del intervalo de interés antes de la sustitución de fluidos. Se puede observar que los puntos correspondientes al tope del yacimiento se encuentran en la parte inferior (gradiente negativo) del gráfico, mientras que los puntos pertenecientes a la base se hallan en la parte central, algunos puntos con gradiente positivo y otros con gradiente negativo gradiente positivo del mismo.

En la Figura 95, se grafican los valores de Gradiente e Intercepto tanto para la base como para el tope sobre el intervalo de interés después de la sustitución de fluidos. Los puntos pertenecientes tanto al tope como a la base se dispersan de la tendencia de fondo. En este caso la tendencia de los puntos del tope esta ubicada casi de forma especular a la tendencia de los puntos de la base. En general, el comportamiento que se deriva de los gráficos es un comportamiento de gradiente negativo e intercepto negativo.

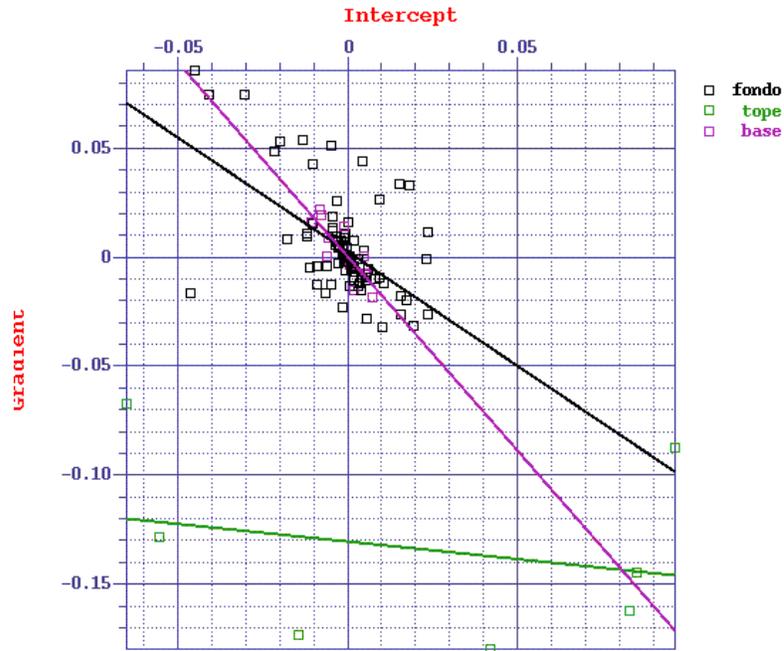


Figura 94. Gráfico cruzado de Gradiente – Intercepto para el yacimiento no saturado.

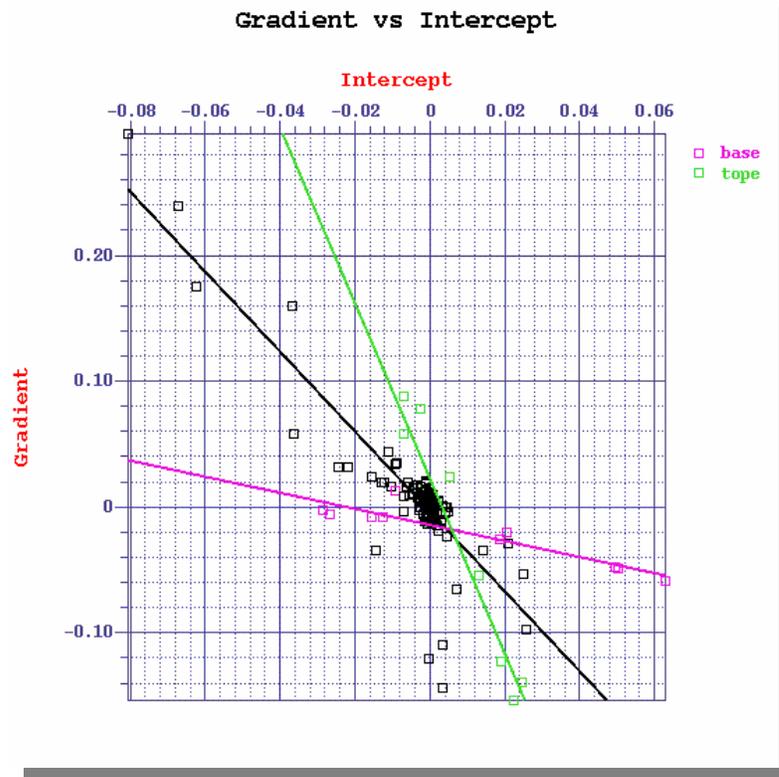


Figura 95. Gráfico de Gradiente e Intercepto para el yacimiento saturado con gas.

7. CONCLUSIONES

Comúnmente en los trabajos que utilizan sustitución de fluidos la misma se lleva cabo a través del modelo de Gassmann – Biot, sin embargo, el hecho de simular la respuesta de saturación de gas a través de un modelo más acorde a las condiciones que representan un yacimiento de calizas fracturadas resulta más preciso. De esta forma, el uso del modelo de Kuster y Toksoz para la sustitución de fluidos constituye una de las bases más sólidas del desarrollo de este trabajo. Además, el intervalo de yacimiento saturado de gas se encuentra embebido dentro de las calizas, lo que representa otro avance positivo en el desarrollo de la sustitución de fluidos.

En relación al Modelado de AVO a partir de registros de pozo y modelos de velocidades se puede concluir sobre varios aspectos.

Primero, las secciones sísmicas sintéticas generadas, en función del ángulo de incidencia, muestran en general los eventos de interés, con diferentes amplitudes pero de igual forma interpretables.

Segundo, en función del contraste de velocidades y densidades de los modelos realizados, la polaridad de los eventos es la esperada según la convención utilizada durante el trabajo. El tope del yacimiento, inicialmente de impedancia creciente, pasa a ser un evento de impedancia decreciente debido a la disminución de velocidad que experimenta el yacimiento al saturarse de gas. Por otra parte, la base del yacimiento se manifiesta siempre con una impedancia creciente, pero sísmicamente se vuelve más visible cuando el contraste de velocidades entre el yacimiento y el basamento se hace mayor, es decir, cuando el yacimiento se encuentra saturado de gas.

Tercero, en el análisis de amplitudes en función de la distancia fuente - receptor se pudo apreciar que en la mayoría de los casos dichas amplitudes disminuyen. Sin embargo, para el caso del yacimiento saturado de gas esta disminución de amplitudes es menor.

El modelado de AVO constituye una herramienta de análisis de gran importancia. A través de éste es posible estimar la respuesta sísmica de un determinado yacimiento. Así mismo es posible predecir si los cambios en las propiedades físicas del yacimiento son cambios perceptibles en la sísmica. Por otro lado es posible calcular el ángulo crítico a partir del cual las amplitudes pierden coherencia, lo que representa una gran ayuda para el diseño de adquisición.

En relación al Análisis de AVO realizado sobre los datos sísmicos de los dos VSP walkaway sintéticos se concluye lo siguiente:

Primero, la base del yacimiento inicialmente en condiciones reales es sísmicamente poco visible, sin embargo, después de la saturación del yacimiento con gas, la interfase presenta un mayor contraste de velocidades, lo que implica que dicho reflector se vuelve sísmicamente más interpretable.

Segundo, en relación al tope del yacimiento, el efecto de la saturación de gas se manifiesta con mayor claridad que en la base. Las amplitudes antes de la saturación decrecen en función de la distancia fuente receptor, mientras que posterior a la saturación aumentan negativamente en función del offset, además dicho aumento es sumamente notable.

Tercero, a partir del análisis de amplitudes y los gráficos cruzados de Gradiente e Intercepto, es posible caracterizar el comportamiento AVO que presentan las calizas en estudio. Por una parte se obtuvo un intercepto negativo con gradiente negativo, es decir, la amplitud crece negativamente en función del offset (Tipo 3). Y por otra parte, en los análisis se obtuvo un intercepto cercano a cero con un gradiente negativo, es decir, las amplitudes pasan de ser casi imperceptibles a amplitudes negativas, la amplitud aumenta negativamente con el offset (Tipo 2). En conclusión, se podrían caracterizar las calizas cretácicas del Campo La Concepción como un yacimiento de comportamiento AVO del Tipo 2 a Tipo 3.

Cada una de las herramientas utilizadas, Análisis de AVO y Modelado de AVO, aporta información de gran importancia. El modelado de AVO contribuye a esbozar las respuestas de las amplitudes y es una excelente herramienta para el diseño de adquisición de datos para un futuro análisis de AVO. Por otra parte el Análisis de AVO completa el estudio de las amplitudes de

forma más precisa y completa, a su vez, a través de los gráficos cruzados de Gradiente e Intercepto es posible detectar puntos anomalía AVO y clasificar al yacimiento, en este caso de calizas.

El estudio de factibilidad de AVO arrojó resultados positivos que abren las puertas para futuros análisis de amplitudes en función de la distancia fuente – receptor en el área La Concepción. Además representa un aporte a la investigación de AVO en calizas, fuertemente sustentado con una simulación de fluidos a través de un modelo que considera que la porosidad en el yacimiento viene dada por fracturas.

BIBLIOGRAFIA

Aki, K., y Richards, P.(1979). Quantitative Seismology, W.H. Freeman and Co.
Anderson, O.L., and Liebermann, R.C., (1966). Sound velocities in rocks and minerals. VESIAC State-of-the-Art Report No. 7885-4-x, University of Michigan.
Balch, A. H. y Lee, M.W., (1984). Vertical seismic profiling – technique, applications, and case histories: Internacional Human Resources Development Corporation, Boston, 488p
Batzle, M., y Wang, Z., (1992). Seismic properties of pore fluids. Geophys., 57, 1396-1408.
Berryman, J.G., (1980). Long-wavelength propagation in composite elastic media. J. Acoust. Soc. Am., 68, 1809-1831.
Beryman, J.G., (1995). Mixture theories for rocks properties, in A handbook of Physical Constants, T.J. Ahrens, ed. American Geophysical Union, Washington, D.C., 205-228
Bhimasenacher, J., (1945). Elastic constants of calcite and sodium nitrate, Proc. Ind. Acad. Sci., A, 22, 199-207.
Biot, M. A., (1956). Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. Low frequency range : J. Acoust. Soc. Am., 28, 168-178
Blangy, J.D., (1992). Integrated Seismic Lithologic Interpretation: The Petrophysical Basis. Ph.D. dissertation, Stanford University.
Boterfeld, R., (1961). Approximation to the reflection and transmission coefficients of plane longitudinal and transverse waves, Geophysical Prospecting, v. 9, p. 485-502
Bourbie, Coussy, and Zinszner, (1987) Acoustics of Porous Media, Gulf Publishing. Paris
Burnett, R. C., (1990). Seismic amplitude anomalies and AVO analysis at Mestena Grande field: Geophysics, 55, 1015-1025.
Carmichael, R. S., (1989). Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals. 512-515
Castagna, J. P., Batzle, M. L., and Kan, T. K., (1993). Rock physics--The link between rock properties and AVO response in John P. Castagna and Milo M. Backus, Eds., Offset-dependent reflectivity -- theory and practice of AVO analysis: Investigations in Geophysics Series, Soc. Expl. Geophys., 8, 135-171.
Castagna, J., (1998). Framework for AVO gradient and intercept interpretation.

Geophysics. Vol 63. No 3 (May-June).
Chacko, S., (1989), Porosity identification using amplitude variations with offset: Examples from South Sumatra: <i>Geophysics</i> , 54, 942-951.
Chiburis, E. F., (1984), Analysis of amplitude versus offset to detect gas/oil contacts in the Arabian Gulf: 54 th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 669-670.
D'Angelo, R. M., Brandal, M. K., and Rorvik, K. O., (1997), Porosity detection and mapping in a basinal carbonate setting, offshore Norway, in Palaz, I., and Marfurt, K. J., Eds., Carbonate seismology: Soc. Expl. Geophys., 321-336
Dandekar, D.P., (1968). Pressure dependence of the elastic constants of calcite. <i>Phys. Rev.</i> , 172, 873.
Domenico, S. N., (1976), Effect of brine-gas mixture on velocity in an unconsolidated sand reservoir: <i>Geophysics</i> , 41, 882-894.
Eastwood, R.L., and Castagna, J.P., (1986). Interpretation of Vp/Vs ratios from sonic logs, in Shear Wave Exploration, Geophysical Developments No. 1, S.H. Danbom and S.N. Domenico, eds., Soc. Expl. Geophys. Tulsa, Oklahoma.
Gassmann, F., (1951) Elastic waves through a packing of spheres, <i>Geophysics</i> , 16, 673-685.
Gonzalez de Juana, C., Iturralde, J.M. y Picard, X., (1980). Geologia de Venezuela y de sus Cuencas Petroliferas, Caracas, Foninves, 1328 p.
Gregory, A. R., (1976) Fluid saturation effect on dynamic elastic properties of sedimentary rocks: <i>Geophysics</i> , 41,895-913.
Han, D. -H., Nur, A., and Morgan, D., (1986) Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. <i>Geophys.</i> , 51, 2093 - 2107.
Hashin, Z., and Shtrikman, S., (1963), A variational approach to the elastic behaviour of multiphase materials: <i>J. Mech. Phys. Solids</i> , 11, 127-140.
Hill, R. (1965). A self-consistent mechanics of composite materials. <i>J. Mech. Phys. Solids</i> , 13, 213-222.
Hilterman, F. (2001) Seismic Amplitude Interpretation. Society of Exploration Geophysicists European Association of Geoscientists & Engineers. Distinguished Instructor Short Course. Series, No 4.
Ho, M. S., Lee, S. S., and Purnell, G. W., (1992) Comparison of P-wave AVO techniques

for locating zones of fractures dolomite within nonreservoir limestone: 62 nd Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 867-869.
Hughes, D. S. and Cross, J. H., (1951) Elastic wave velocities in rocks at high pressures and temperatures, <i>Geophysics</i> , 16, 577.
Humbert, P., and Plicque, F., (1972). Propriétés élastiques de carbonate rhomboédriques monocristallins: calcite, magnesite, dolomie. <i>Comptes Rendus de l'Académie des Sciences</i> , 275, serie B, 391-394
Koefoed, O., (1955), On the effect of Poisson's ratios of rock strata on the reflection coefficients of plane waves: <i>Geophys. Prosp.</i> , 3, 381-387
Kuster, G. y Toksöz, M., (1974). Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media. <i>Geophys.</i> , 39, 587-618.
Log Interpretation Charts, (1984). Publication SMP-7006. Schlumberger Ltd., Houston.
<u>LoPiccolo</u> , R., Young, R., (2003). A comprehensive AVO classification. <i>The Leading Edge</i> -- October 2003 -- Volume 22, Issue 10, p. 1030.
Lu, H. X., and Lines, L., (1995), AVO and Devonian reef exploration: Difficulties and possibilities: <i>The Leading Edge</i> , 14, 879-881.
Mavko, G., Mukerji, T., and Dvorkin, J., (1998), <i>The rock physics handbook</i> : Cambridge University Press, Cambridge
Michael Burianyk, Scott Pickford, Calgary. (2000) <i>Amplitude-vs-offset and seismic rock property analysis: a primer</i>
Morris, J. L., Jr, (1979), Attenuation estimates from seismograms recorded in a deep well: Master of Science Thesis, Texas A&M University.
Newman, P., (1973). Divergence effects in a layered earth: <i>Geophysics</i> , v. 38, p. 481-488
Nur, A., and Simmons, G., (1969). The effect of viscosity of a fluid phase on velocity in low-porosity rocks. <i>Earth and Planetary Sci. Lett.</i> , 7, 99-108.
O'Connell, R.J., y Budiansky, B., (1974). Seismic velocities in dry and saturated cracked solids. <i>J. Geophys. Res.</i> , 79, 4626-4627.
Ostrander, W.J. (1984). Plane-Wave reflection coefficients for gas sands at nonnormal angles of incidence. <i>GEOPHYSICS</i> , Vol 49, No10 pag 1637-1648.
Peselnick, L., and Robie, R.A., (1963). Elastic constants of calcite. <i>J. Appl. Phys.</i> , 34, 2494-2495

Piggot, J.D., Shrestha, R. K., and Warwick, R. A., (1989), Young's modulus from AVO inversion: 59 th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys, Expanded Abstracts, 832-835.
Reuss A. (1929). Berechnung der fließgrenze von mischkristallen auf grund der plastizitätsbedingung für einkristalle.: Zeitschrift für Angewandte Mathematik aus Mechnik, 9, 49-58.
Richards, P.G., and Frasier, C.W., (1976): "Scattering of Elastic Waves from Depth-dependent Inhomogeneities" , Geophysics, v. 41, p. 441- 458
Rob Simm, Rock Physics Associates, Harpenden, U.K.(2000) "The anatomy of AVO crossplot" <u>The Leading Edge</u> 19, 150
Rob Simm, Roy White, Richard Uden. (2000). The leading Edge February "The anatomy of AVO crossplots"
Rutherford, S. R., and Williams, R. H., (1989). Amplitude-versus-offset variations in gas sands: Geophysics, 54, 680-688.
Santoso, D., Alfian, Alam, S., Sulistiyono, Hendrajaya, L., and Munadi, S., (1995), Estimation of limestone reservoir porosity by seismic attribute and AVO analysis: Exp.. Geophys, 26, 437-443.
Schon, J.H. (1996). Physical Properties of Rocks. Handbook of Geophysical Exploration Seismic Exploration. 141-142
Shuey, R.T., (1985), A simplification of Zoeppritz Equations: Geophysics, 50, 609 – 814.
Simmons, G., (1965). Single crystal elastic constants and calculated aggregate properties. J. Grad. Res. Center, Southern Methodist University, 34, 1 -269
Smith, J.E. (1951). The Cretaceous limestone-producing areas of the Mara and Maracaibo districts, Venezuela. World Petrol. Cong. III, La Haya, 1951, Proc., E.J. Brill, Leiden, I: 56-72.
Stephenson, M. (1951). The Cretaceous limestone-producing areas of the Mara and Maracaibo Districts, Venezuela. Reservoir and production engineering. World Petrol. Cong. III., Proc., E,J, Brill, Leiden, 2: 82-665.
Swan, H. W., (1988), Amplitude versus offset analysis in a finely layered media: 58 th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1195-1198.
Tosaya, C.A., (1982). Acoustical properties of clay - bearing rocks. Ph.D. dissertation, Stanford University.

Uden, R. (2000). The anatomy of AVO crossplots. The Leading Edge, February Volume 19, Issue 2, p. 150
Wang, Z, (2001): Fundamentals of seismic rock physics, Geophysics, v66, no2, pp398-412.
Western Atlas, (1995). Introduction to Wireline Log Analysis. Houston, Texas.
Woeber, A.F., Kats, S., and Ahrens, T.J., (1963). Elasticity of selected rocks and minerals. Geophys., 28, 658-663
Wu, T. T. (1966). The effect of inclusion shape on the elastic moduli of a two-phase material. Int. J. Solids Structures, 2, 1-8.
Xu, S., y White, R.E., (1995), A new velocity for clay-sand mixture: Geophys. Prosp., 43, no. 1, 91-118.
Yilmaz, Ö. (1987) Seismic Data Processing. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK.
Yongyi, Li. (2000), AVO in carbonates, its potential.
Yongyi, Li. (2003), Recent Advances in Application of AVO to Carbonate Reservoirs: Cseg recorder.
Yongyi, Li. (2003). The application of amplitude versus offset in carbonate reservoirs: re-examining the potential.
Zoeppritz, K. (1919) Über Reflexion und Durchgang seismischer Wellen durch Unstetigkeitsflächen. Über Erdbebenwellen, Nachrichten der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen. Mathematik-Physik, pages 47-84.

