

ANÁLISIS DE VARIACIÓN DE LA AMPLITUD SÍSMICA CON LA DISTANCIA
FUENTE – RECEPTOR EN CALIZAS DE LA FORMACIÓN JIMOL, GUAJIRA
COSTA AFUERA

MARIA ALEXANDRA PLATA RUIZ

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE FÍSICO-QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2009

ANÁLISIS DE VARIACIÓN DE LA AMPLITUD SÍSMICA CON LA DISTANCIA
FUENTE – RECEPTOR EN CALIZAS DE LA FORMACIÓN JIMOL, GUAJIRA
COSTA AFUERA

MARIA ALEXANDRA PLATA RUIZ

Trabajo de grado para optar por el título de Geóloga

DIRECTOR:
GERMÁN YURI OJEDA BUENO
Ph. D. Geofísica

CODIRECTOR:
ANDRÉS EDUARDO CALLE OCHOA
M. Sc. Geofísica

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE FÍSICO-QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2009

Dedicado a Dios y a mis padres.

AGRADECIMIENTOS

A Dios por estar conmigo en cada paso que doy, por fortalecer mi corazón e iluminar mi mente y por haber puesto en mi camino a aquellas personas que han sido mi soporte en cada etapa de mi vida.

A mis padres y mis hermanos por su amor, respaldo y fe.

A mis directores de tesis Andrés Eduardo Calle y Germán Yuri Ojeda no solo por supervisar mi trabajo, guiarme y colaborar en mi formación académica, sino también por su amistad incondicional.

A Alfredo Tada, John Castagna, Frank Gómez y William Agudelo por guiarme en las diferentes etapas del proyecto. Alfredo por ayudarme en la parte de inversión, Castagna, Frank y William por sus sugerencias en la parte de procesamiento sísmico

A Helga Niño y a Dora Marin por ayudarme en la parte de geología de la Guajira.

Al instituto Colombiano del Petróleo en especial al grupo de Geofísica por abrirme las puertas y dejarme pertenecer al grupo de investigación de petrosísmica.

A los profesores de Escuela de Geología por su formación académica. En especial a Carlos Garcia, Jairo Clavijo, Juan Diego Colegia, Ricardo Mier, Jorge Eduardo Pinto y Luis Carlos Mantilla por ser excelentes profesores.

A mis amigos Cristhian Zafra, Sheryl Avendaño, Ruberth Arroyo, Andrea Gonzalez, Lorena Giraldo, Danny Rueda, Maria Duarte, Ana Rangel, Jorge Montsegny, Erika Calderon, Gigiola, Leidy y Alexander Duarte por su apoyo y amistad. En especial a Cristhian, Sheryl y Ruberth por sus consejos y por los buenos momentos que compartimos juntos.

TABLA DE CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	1
1 OBJETIVOS.....	2
1.1 OBJETIVO GENERAL	2
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	2
2 GENERALIDADES	3
2.1 LOCALIZACIÓN.....	3
2.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	4
2.3 ESTUDIOS PREVIOS	5
3 MARCO TEÓRICO	6
3.1 PRINCIPIOS DE AVO	6
3.2 TEORÍA AVO	8
3.2.1. Ecuación de Shuey.....	9
3.2.2. Método de Fatti et al.	10
3.3 SUBSTITUCIÓN DE FLUIDOS	11
3.4 INVERSIÓN ELÁSTICA	12
3.5 AVO EN ROCAS CALCÁREAS	13
3.5.1. Propiedades Físicas de las rocas.....	13
3.5.2. Propiedades Físicas en rocas calcáreas	16
4 GEOLOGÍA DE LA CUENCA DE LA GUAJIRA.....	18
4.1 ESTRATIGRAFÍA.....	18
4.1.1. Formación Macarao (E_{2m}).....	19
4.1.2. Formación Siamana (Eoceno Superior – Oligoceno)	19
4.1.3. Formación Uítpa (E_{3u}).....	21
4.1.4. Formación Jimol (N_{1j})	21
4.1.5. Formación Castilletes (N_{1c}) y Formación Gallinas	21
4.2 TECTÓNICA	22
5 METODOLOGÍA.....	24
5.1 PROCESAMIENTO SÍSMICO.....	24
5.1.1. Secuencia Primaria de Procesamiento.....	24
5.1.2. Secuencia Final de Procesamiento	43
5.2 ANÁLISIS AVO	48
5.2.1. Análisis de Calidad de los Registros.....	48
5.2.2. Análisis de Física De Rocas y Modelado AVO	50
5.2.3. Conversión de dominios de los CMP	57
5.2.4. Inversión	58
6 RESULTADOS	63
6.1 MODELO DE INVERSIÓN INICIAL	63
6.1.1. Resultado de los Datos Sintéticos	63
6.1.2. Resultados de datos reales.	68
6.2 ANÁLISIS DE LOS DATOS.....	73
6.2.1. Modelo 1.....	74
6.2.2. Modelo 2.....	85

7	ANÁLISIS DE RESULTADOS	96
7.1	INTERPRETACIÓN.....	98
7.1.1.	Interpretación Datos Sintéticos.....	98
7.1.2.	Interpretación De los Datos reales.	106
8	CONCLUSIONES.....	110
9	RECOMENDACIONES.....	111
	BIBLIOGRAFÍA.....	112
	ANEXOS.....	116

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Localización de la cuenca de la Guajira	3
Figura 2	Mapa de localización del área de estudio, Baja Guajira.....	4
Figura 3.	Ejemplo de la variación de amplitudes en arenas en una familia de CDP.	6
Figura 4	Densidad vs Saturación de agua	7
Figura 5	Velocidades vs Saturación de agua	7
Figura 6.	Ondas generadas por una onda incidente P.....	8
Figura 7	Relación Cuantitativo de la Velocidad- Densidad	14
Figura 8	V_P vs. V_S para diferentes litologías.....	16
Figura 9	Efectos de la porosidad y gas en rocas carbonatadas.....	17
Figura 10	Relación entre los módulos elásticos y la porosidad.....	17
Figura 11	Columna estratigráfica generalizada de la cuenca de la Guajira	18
Figura 12.	Unidades sedimentarias de la cuenca de la baja Guajira del Cenozoico	20
Figura 13.	Ambiente tectónico del noreste de Sur América y la región Caribe	23
Figura 14.	Secuencia de pre-apilado	24
Figura 15	Secuencia de apilado.....	25
Figura 16	Gráfica de Spikeness contra TRC.....	26
Figura 17	Ejemplo de la edición de una familia de CMP.....	26
Figura 18.	Ejemplo de un disparo sin ningún filtro.	28
Figura 19	Descomposición espectral de un disparo.....	29
Figura 20	Descomposición espectral de la Señal.	29
Figura 21	Descomposición espectral del ruido aleatorio.....	30
Figura 22	Descomposición espectral de las ondas guiadas y head waves.....	30
Figura 23	Ejemplo de un disparo con filtro pasa-banda.	31
Figura 24	Aplicación del filtro Radón a un CMP.....	32
Figura 25	Resultado del filtro Radón en la parte somera.....	33
Figura 26	Resultado del filtro Radón y un enmudecimiento para la parte somera.....	33
Figura 27	Resultado del filtro Radón para atenuación ruido residual.....	34
Figura 28	Ejemplo de un CMP antes y después de aplicar el filtro 4	35
Figura 29	Apilado con deconvolución 120-30	38
Figura 30	Apilado con deconvolución 120-60	38
Figura 31	Apilado con Deconvolución 240-60.....	39
Figura 32	Análisis de Velocidades de un supergather	40
Figura 33	Efecto hiperbólico debido al offset y corrección por NMO.....	41
Figura 34	Corrección por NMO	41
Figura 35	Sección apilada con conjuntos de CMP corregidos por NMO.....	42
Figura 36	Secuencia de procesamiento Final	43
Figura 37	Esquema del proceso COB.....	45
Figura 38	Comparación entre CMP corregido por NMO y CMP migrado.....	46
Figura 39	Sección apilada con los conjuntos de CMP migrados.....	47

Figura 40	Flujo de trabajo para el procesamiento AVO	48
Figura 41	Registros de pozos	49
Figura 42	Registros de pozos filtrados.....	50
Figura 43	Ondícula base.....	51
Figura 44	Diagrama para la generación de un sismograma sintético.	52
Figura 45	Correlación de los pozos con los datos sísmicos.....	53
Figura 46	Sustitución de Fluidos 100% salmuera	55
Figura 47	Ejemplo de FRM (30% salmuera, 70% Brine).....	56
Figura 48	Conjuntos de CMP sintéticos.....	57
Figura 49	Modelo de inversión.....	60
Figura 50	Cálculo de las tendencias base de la litología húmeda.....	61
Figura 51	Sección apilada de la velocidad de la onda P (V_P) de los datos sintéticos.....	64
Figura 52	Sección apilada de V_P/V_S de los datos sintéticos.....	65
Figura 53	Sección apilada de $\lambda\rho$ de los datos sintéticos.....	66
Figura 54	Sección apilada de $\mu\rho$ de los datos sintéticos.....	67
Figura 55	Sección apilada de la velocidad de la onda P (V_P) de los datos reales.....	69
Figura 56	Sección Apilada de la relación V_P/V_S de los datos reales.	70
Figura 57	Sección apilada de $\lambda\rho$ de los datos reales.....	71
Figura 58	Sección apilada de $\mu\rho$ de los datos reales.....	72
Figura 59	Relación $\langle V_S \rangle / \langle V_P \rangle$ calculados a partir de los registros de pozos.	73
Figura 60	Sección apilada de la velocidad de la onda P (V_P) de los datos sintéticos.....	75
Figura 61	Sección apilada de la velocidad de la onda P (V_S) de los datos sintéticos.....	76
Figura 62	Sección apilada de la relación (V_P/V_S) de los datos sintéticos.....	77
Figura 63	Sección apilada de $\lambda\rho$ de los datos sintéticos.....	78
Figura 64	Sección apilada de $\mu\rho$ de los datos sintéticos.....	79
Figura 65	Sección apilada de la velocidad de la onda P (V_P) de los datos reales.....	80
Figura 66	Sección apilada de la velocidad de la onda S (V_S) de los datos reales.....	81
Figura 67	Sección apilada de la relación V_P/V_S de los datos reales.....	82
Figura 68	Sección apilada de $\lambda\rho$ de los datos reales.....	83
Figura 69	Sección apilada de $\mu\rho$ de los datos reales.....	84
Figura 70	Sección apilada de la velocidad de la onda P (V_P) de los datos sintéticos.....	86
Figura 71	Sección apilada de la velocidad de la onda P (V_S) de los datos sintéticos.....	87
Figura 72	Sección apilada de la relación (V_P/V_S) de los datos sintéticos.....	88
Figura 73	Sección apilada de $\lambda\rho$ de los datos sintéticos.....	89
Figura 74	Sección apilada de $\mu\rho$ de los datos sintéticos.....	90
Figura 75	Sección apilada de la velocidad de la onda P (V_P) de los datos reales.....	91
Figura 76	Sección apilada de la velocidad de la onda S (V_S) de los datos reales.....	92
Figura 77	Sección apilada de la relación V_P/V_S de los datos reales.....	93

Figura 78	Sección apilada de $\lambda\rho$ de los datos reales.....	94
Figura 79	Sección apilada de $\mu\rho$ de los datos reales.....	95
Figura 80	Comparación entre el sismograma sintético y un CMP.....	96
Figura 81	Gráfica de $\text{Ln}(\rho)$ vs. $\text{Ln}(I_P)$	97
Figura 82	Gráfico de $\lambda\rho$ vs. $\lambda\mu$	98
Figura 83	Gráfico de $\lambda\rho$ vs. $\mu\rho$	99
Figura 84	Gráfico de V_P vs. V_S	100
Figura 85	Gráfico de V_P vs. V_P/V_S	101
Figura 86	Gráfico de $\lambda\rho$ vs. $\lambda\mu$	102
Figura 87	Gráfico de $\lambda\rho$ vs. $\mu\rho$	103
Figura 88	Gráfica V_P vs. V_S para la zona de las calizas.....	104
Figura 89	Gráfico de V_P vs. V_P/V_S	105
Figura 90	Gráfico de V_P vs. V_S	106
Figura 91	Gráfico de V_P vs. V_P/V_S	107
Figura 92	Gráfico de $\lambda\rho$ vs. $\lambda\mu$	108
Figura 93	Gráfico de $\lambda\rho$ vs. $\mu\rho$	109

LISTA DE TABLAS

Tabla 1 Descripción de principales artículos sobre el análisis AVO en rocas calcáreas	5
Tabla 2 Constantes empíricas de la relación lineal de velocidades para diferentes litologías.	15
Tabla 3 Tipos de Filtro	27
Tabla 4 Rango de Frecuencia de los datos sísmicos	31
Tabla 5 Recuperación de Amplitudes.....	36
Tabla 6 Propiedades de la matriz de la roca	55
Tabla 7 Propiedades de los fluidos.....	55
Tabla 8 Métodos de Inversión en datos pre-apilados (Inversión elástica)	58
Tabla 9 Métodos de Inversión en datos post-apilados (Inversión acústica)	59
Tabla 10 Relación $\langle V_S \rangle / \langle V_P \rangle$ para diferentes tipos de rocas.	73

LISTA DE ANEXOS

1	ECUACIÓN DE ZOEPPRITZ.....	116
2	MÓDULOS ELÁSTICOS.....	118
2.1	Módulo de volumen [κ]:.....	118
2.2	Módulo de cizalla, Módulo de rigidez o constante de Lamé [μ]:.....	118
2.3	Módulo de Young [E]:.....	119
2.4	Incompresibilidad [λ]:.....	119
2.5	Relación de Poisson [σ]:.....	119
3	SUSTITUCIÓN DE FLUIDOS.....	120
3.1	Módulo de Volumen.....	120
3.1.1.	El módulo de volumen de la matriz (K_0).....	121
3.1.2.	Módulo de Volumen del fluido.....	121
3.1.3.	Módulo de volumen de la roca seca.....	122
3.1.4.	Porosidad.....	122
3.2	Módulo de Cizalla.....	122
3.3	Densidad de Saturación.....	122
4	TIPOS DE RUIDOS SÍSMICOS.....	123
4.1	Ruido Aleatorio.....	123
4.2	Ruido Coherente.....	123
4.2.1.	Refracciones de ángulo crítico (Head waves).....	123
4.2.2.	Ondas Guiadas (Guided waves).....	123
4.2.3.	Dispersión fuera del plano (side scattered).....	123
4.2.4.	Múltiples.....	125
5	ANÁLISIS AVO EN ARENAS.....	127
5.1	CLASES DE ANOMALIAS AVO PARA ARENAS.....	127
5.1.1.	Clase I Arenas de Alta impedancia.....	127
5.1.2.	Clase II Contraste de Impedancias cercanas a cero.....	128
5.1.3.	Clase III Arenas de baja impedancia.....	128
5.1.4.	Clase IV Arenas de baja impedancia 2.....	129
5.2	INTERPRETACIÓN DE ANOMALÍAS.....	129
6	CONVOLUCIÓN.....	131
6.1	Modelo Convolutivo.....	131
7	RELACIONES ENTRE I_P - I_S Y I_P - P.....	133
7.1	Relación entre I_P - ρ	133
7.2	Relación entre I_P - I_S	133
7.3	Relación $\langle V_S \rangle / \langle V_P \rangle$	135

LISTA DE SÍMBOLOS

κ	Módulo de compresibilidad
μ	Módulo de cizalla
λ	Incompresibilidad
σ	Módulo de Poisson
θ	Ángulo de incidencia
θ_2	Ángulo de transmisión onda P
φ_1	Ángulo de reflexión onda S
φ_1	Ángulo de transmisión onda S
V_{P1}	Velocidad de la onda compresional del medio 1
V_{P2}	Velocidad de la onda compresional del medio 2
V_{S1}	Velocidad de la onda de cizalla del medio 1
V_{S2}	Velocidad de la onda de cizalla del medio 2
ρ_1	Densidad del medio 1
ρ_2	Densidad del medio 2
I_{P1}	Impedancia elástica de la onda P del medio 1 $V_{P1} \rho_1$
I_{P2}	Impedancia elástica de la onda P del medio 2 $V_{P2} \rho_2$
I_{S1}	Impedancia elástica de la onda S del medio 1 $V_{S1} \rho_1$
I_{S2}	Impedancia elástica de la onda S del medio 2 $V_{S2} \rho_2$
R_{PP}	Coefficiente de reflexión cuando incide y se refleja una onda P
ΔV_P	Contraste de velocidad de la onda P $V_{P2} - V_{P1}$
$\langle V_P \rangle$	Promedio de velocidades de la onda P $(V_{P1} + V_{P2})/2$
ΔV_S	Contraste de velocidad de la onda S $V_{S2} - V_{S1}$
$\langle V_S \rangle$	Promedio de velocidades de la onda S $(V_{S1} + V_{S2})/2$
$\Delta \rho$	Contraste de la densidad $\rho_2 - \rho_1$
$\langle \rho \rangle$	Promedio de la densidad $(\rho_1 + \rho_2)/2$
ΔI	$I_2 - I_1$
$\langle I \rangle$	$(I_1 + I_2)/2$

GLOSARIO

Termino	Significado
Amplitud	Es la diferencia entre el máximo desplazamiento de una onda con respecto al punto de no desplazamiento, o punto nulo.
Amplitud relativa	Es la amplitud que se obtiene en el procesamiento de los datos sísmicos. Debido a la divergencia esférica, al ruido y a la anisotropía del medio, la amplitud de la onda va cambiando, lo que genera una amplitud aparente, entonces al procesar se trata de mantener las relaciones de las amplitudes con el offset.
AVO (Amplitude of Variation with Offset)	Variación de la amplitud sísmica con la distancia fuente receptor
CDP (Common Depth Point)	Es el punto medio de un reflector en profundidad entre la fuente y el receptor
CMP (Common Midpoint)	Es el punto medio en superficie entre la fuente y el receptor.
Distancia de predicción	Es la diferencia de tiempo entre un valor de entrada y la predicción basada en este.
Divergencia	Es el decrecimiento en amplitud del frente de onda por la forma de la geometría de expansión
Divergencia Esférica	Es el decrecimiento en amplitud del frente de onda que se propaga de forma esférica, causando que la densidad de la energía varía inversamente al cuadrado de la distancia. (Sheriff,1973)
Enmudecimiento (En ingles Mute)	Asignar amplitud cero a una porción de traza o trazas sísmicas
Longitud de operador	Es la longitud de la respuesta del impulso de un operador de convolución en el dominio del tiempo o de la distancia. Frecuentemente especificada como un cierto número de puntos.
NMO (Normal Move Out)	Es la corrección que se realiza al tiempo de tránsito debido al efecto del offset, asumiendo que los estratos son horizontales. (Yilmaz, 2001)
Offset	Distancia Fuente-Receptor
Ordenamiento por CMP	Consiste en agrupar las trazas que por geometría pertenecen a un mismo punto medio de la distancia fuente-receptor
Parámetro del rayo (p)	Velocidad horizontal de la capa, $p=dt/dx$ donde dt/dx es el recíproco de la velocidad aparente. También es llamado lentitud
Spike	seña temporal de duración cero, delta de Dirac
Tau	Intercepto del tiempo doble de transito cuando $X=0$

RESUMEN

Titulo: ANÁLISIS DE VARIACIÓN DE LA AMPLITUD SÍSMICA CON LA DISTANCIA FUENTE – RECEPTOR EN CALIZAS DE LA FORMACIÓN JIMOL, GUAJIRA COSTA AFUERA¹

Autor: María Alexandra Plata Ruiz²

Palabras Claves: AVO, calizas, procesamiento, modelado de fluidos, Inversión simultanea

Los atributos sísmicos son medidas basadas en el tiempo, la amplitud y la frecuencia de datos sísmicos, con el fin de hacer interpretaciones estratigráficas, estructurales o caracterizar reservorios. Estos atributos se han desarrollado principalmente para aplicarlos en rocas siliciclásticas. Sin embargo las propiedades de las rocas carbonatadas a escala sísmica son significativamente diferentes de las propiedades de las rocas siliciclásticas, debido a su heterogeneidad espacial en porosidad, permeabilidad y en el armazón rocoso, además las calizas son más susceptibles a sufrir cambios físicos y químicos post-litificación, por los procesos de meteorización y diagénesis. En los últimos años, grandes esfuerzos se han hecho para mejorar la caracterización sísmica de los carbonatos. Entre ellos está el desarrollo de análisis de la variación de la amplitud con el offset (AVO) en rocas carbonatadas.

En este trabajo se aplicó el análisis AVO en un sector de la cuenca de la Guajira para determinar cualitativamente la sensibilidad del análisis AVO en la discriminación de fluidos de las calizas de la formación Jimol. Para lograr este objetivo se proceso una línea sísmica 2D marina somera, se generó una línea sintética saturada de gas y salmuera a partir del modelado de fluidos con los registros de pozo; se aplicó la inversión elástica y la transformada LMR a los datos reales y sintéticos, donde se halló V_P , V_S , $\lambda\rho$, $\mu\rho$, y λ/μ . Finalmente, se interpretó las relaciones entre los parámetros anteriores y se encontró que los datos sintéticos muestran que si hay diferenciad entre calizas saturadas de gas y calizas saturadas de salmuera. Sin embargo, se debe hacer la advertencia de que los datos de entrada muestran indicios de no ser confiables para la inversión e interpretación.

¹ Proyecto de grado, Modalidad Tesis de Investigación

² Facultad de Ingenierías Físico- Químicas, Escuela de Geología. Director, Geólogo Ph.D. Germán Yuri Ojeda Bueno; Codirector, Ing. Químico M.Sc Andrés Eduardo Calle Ochoa.

ABSTRACT

Title: APPLICATION OF AMPLITUDE VARIATION WITH OFFSET TO LIMESTONES, OFFSHORE COLOMBIA³

Autor: María Alexandra Plata Ruiz⁴

Key words: AVO, Limestone, seismic processing, pre-stack inversion

The seismic attributes are based on measurements of time, amplitude and frequency from seismic data, in order to make stratigraphic, structural interpretations and reservoir characterization. These attributes have been developed primarily for use in siliciclastic rocks. However the properties of rocks carbonated seismic scale are significantly different from the properties of siliciclastic rocks, because of their spatial heterogeneity in porosity and permeability in rock fabric, In addition, limestones are susceptible of undergoing post-lithification physical and chemical due to weathering process and diagenesis. In recent years, great efforts have been made to improve the seismic characterization of carbonates. At the forefront of these developments is Amplitude Variation with Offset (AVO) analysis of carbonate rocks.

In this work the AVO analysis was applied in an area of the Guajira basin to determine qualitatively the sensitivity of the AVO analysis on the discrimination of fluids from the limestone Jimol formation. In order to achieve this, a shallow 2D marine seismic line was processed; it also was generated a saturated synthetic line of gas and brine from fluid modeling with well logs. The pre-stack inversion and the LMR transformed were applied to the synthetic and real data with which VP , VS , $\lambda\rho$, $\mu\rho$, and λ / μ can be estimated. Finally, it was interpreted the relationship between the estimated parameters and it was found that the synthetic data shows that there is a distinction between gas-limestone and brine-limestone. However, a warning must be done that the input data shows evidences of not realibility for its inversion and intepretation

³ Degree Work, Research Modalitu

⁴ Engineering Physical- Chemistry Department. Geology School. Geologist Ph.D. Germán Yuri Ojeda Bueno; Director. Chemistry Engineer M.Sc Andrés Eduardo Calle Ochoa; Co-director

INTRODUCCIÓN

La aplicación del análisis AVO en los carbonatos ha sido un desafío en las últimas dos décadas, debido a la heterogeneidad y compleja micro-estructura de las rocas calcáreas. Muchos investigadores han hecho experimentos para determinar los principales parámetros que puedan servir para la discriminación de fluidos, por ejemplo Rafavich (1984) realizó experimentos en el laboratorio con rocas calcáreas saturadas de salmuera y con aire, donde encontró que la porosidad es el principal factor que influye en la velocidades y las impedancias de la onda P y S; Goodway et al. (1997) examinaron la sensibilidad de los parámetros de Lamé en presencia de hidrocarburos y concluyeron que la incompresibilidad por la densidad ($\lambda\rho$), y la relación entre incompresibilidad y el módulo de cizalla (λ/μ) son muy sensibles en la saturación de hidrocarburos. Otros investigadores se han basado en estas medidas experimentales y lo han aplicado en cuencas particulares, por ejemplo: Chacko (1989) aplicó el análisis AVO en la formación calcárea Baturaja para hacer una discriminación litológica entre facies calcáreas de la formación; Li y Downton (2000), y Madiba (2003), aplicaron el análisis AVO en cuencas de carbonatos de Canadá, encontrando diferencias entre las calizas dolomitizadas con salmuera de las calizas dolomitizadas saturadas de gas.

Colombia posee reservorios carbonatados donde se extraen hidrocarburos (gas, aceite), entre ellos están los campos Chuchupa y Ballena que son campos gigantes de gas, ubicados en la cuenca de la Guajira. Las rocas reservorios de estos campos son las calizas arenosas de la formación Jimol y las arenas calcáreas de La formación Uitpa. Buscando en la literatura, no se encontró un estudio publicado de esta cuenca donde hayan aplicado el análisis AVO en rocas calcáreas, debido a esto, se escogió una línea sísmica marina somera 2D de la baja Guajira y dos pozos que pasan cerca a esta línea, con el propósito aplicar el análisis AVO en las calizas arenosas de la formación Jimol, y así determinar la sensibilidad del análisis para la discriminación de fluidos en las calizas. Para lograr este objetivo se procesó una línea sísmica marina conservando las amplitudes relativas y atenuando los ruidos presentes. Como esta zona no es productora de gas, se creó un modelo sintético donde se saturaron las calizas con gas y salmuera, para crear este modelo se hizo una sustitución de fluidos con los registros de pozo, con los datos reales y sintéticos se calcularon los parámetros (V_P , V_S , V_P/V_S , $\lambda\rho$ y $\mu\rho$) a partir de la inversión elástica, posteriormente se interpretaron estos parámetros donde clasifican las tendencias de acuerdo a litología y se establece la diferencia entre las calizas saturadas de gas y salmuera.

1 OBJETIVOS

1.1 OBJETIVO GENERAL

Determinar cualitativamente la sensibilidad del análisis AVO para la discriminación de fluidos (salmuera y gas) en calizas de la Formación Jimol.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Estimar las propiedades físicas de las rocas λ , (μ y ρ) en la zona de interés por medio de la inversión elásticas.

2 GENERALIDADES

2.1 LOCALIZACIÓN

La cuenca de la Guajira está localizada en la parte Norte de Colombia, comprende la Península de la Guajira y una parte del offshore. Limita al norte y al noroeste con el Cinturón Deformado del Sur del Caribe (S.C.D.B) al sur con la falla de Oca (OF) y al este con el límite entre Colombia y Venezuela (Línea geográfica) (Figura 1)

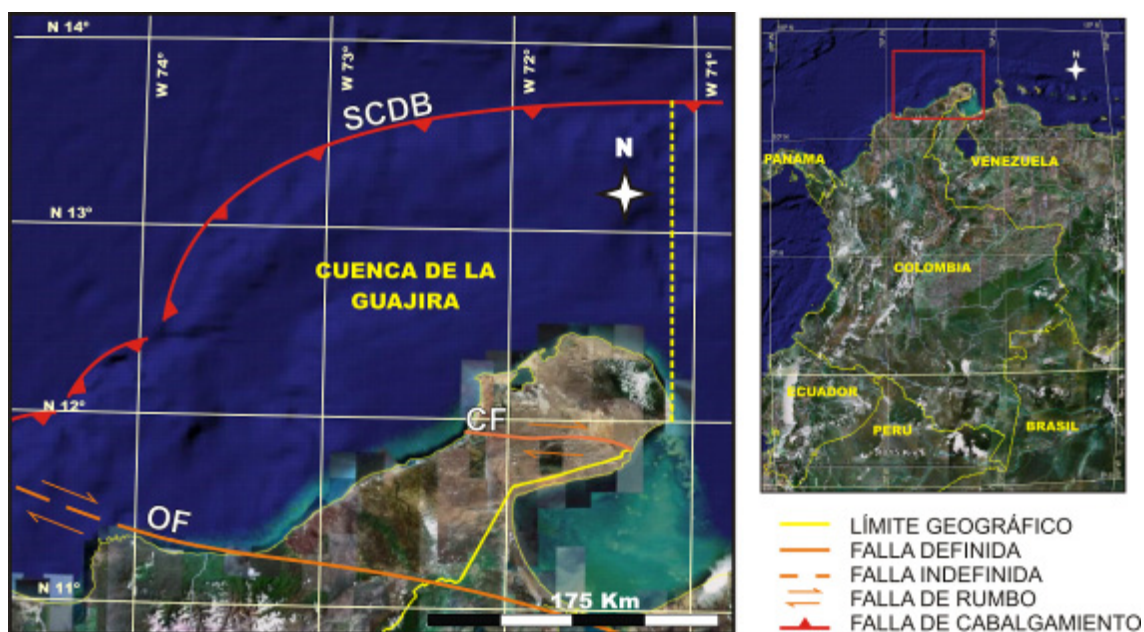


Figura 1 Localización de la cuenca de la Guajira
Fuente Google Earth

La Guajira está dividida en dos provincias distintas, la Alta y La Baja Guajira. En el mapa de relieve (Figura 2) se observa el contraste de estas dos provincias.

La alta Guajira está localizada al norte de la Falla de Cuiza, limita al noroeste con el Cinturón Deformado del Sur del Caribe y al este con el límite geográfico entre Colombia y Venezuela, mostrando una morfología abrupta con varias regiones montañosas.

La Cuenca de la Baja Guajira está localizada entre la falla de Oca en el sur y la falla de Cuiza al norte, el cinturón deformado del Caribe al oeste y el límite geográfico entre Colombia y Venezuela al oriente. Esta cuenca se caracteriza por una morfología suave.

El área de estudio está localizada en la Cuenca de la Baja Guajira, costa afuera (Figura 2)



Figura 2 Mapa de localización del área de estudio, Baja Guajira. Mapa Físico de la Guajira donde se puede el contraste de alturas entre la baja y la alta Guajira. El área de estudio está indicado en el rectángulo rojo. Fuente: IGAC

2.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Colombia posee reservorios carbonatados donde se extraen hidrocarburos (gas, aceite), entre ellos están los campos Chuchupa y Ballena que son campos gigantes de gas, ubicados en la cuenca de la Guajira. Buscando en la literatura, no hay un estudio publicado de esta cuenca donde hayan aplicado el análisis AVO en rocas calcáreas, por tal motivo, se escogió una zona de la baja Guajira donde se encuentran la roca reservorio de gas como las calizas arenosas de formación Jimol con el propósito aplicar el análisis AVO y determinar la sensibilidad del análisis para la discriminación de fluidos en las calizas.

2.3 ESTUDIOS PREVIOS

El análisis AVO fue desarrollado para aplicarlo principalmente en rocas siliciclásticas. Sin embargo, en los últimos años muchos investigadores han venido trabajando para mejorar esta técnica y aplicarla a rocas carbonatadas. En la tabla 1 se muestra una breve descripción de los principales artículos sobre el desarrollo de AVO en carbonatos.

Tabla 1 Descripción de principales artículos sobre el análisis AVO en rocas calcáreas

Autores	Año	Título y descripción
Li y Downton	2000	Recent applications of AVO to carbonate reservoirs in the Western Canadian Sedimentary Basin
Madiba	2003	Seismic impedance inversion and interpretation of a gas carbonate reservoir in the Alberta Foothills, western Canada Son casos históricos donde se aplica el análisis AVO en cuencas particulares. Estos investigadores realizaron inversión sísmica en datos pre-apilados para predecir la porosidad y los fluidos en reservorios carbonatados.
Harvey	1993	Porosity identification using amplitude variations with offset in Jurassic carbonate Aplicó el análisis AVO para predecir y mapear la presencia de fracturas rellenas de gas, en dolomitas porosas dentro del miembro Baccaro en Carbonatos Jurasicos
Chacko	1989	Porosity identification using amplitude variation with offset: Examples from south Sumatra Se muestra el modelado sísmico AVO sobre un sector la formación Baturaja, para distinguir entre las calizas porosas de las compactas.
Rafavich	1984	The Relationship between acoustic properties and the petrographic character of carbonate rocks Se muestra los resultados que obtuvo Rafavich al realizar experimentos en el laboratorio con rocas calcáreas saturadas de salmuera y con aire, donde encontró que la porosidad es el principal factor que influye en la velocidades y las impedancias de la onda P y S

3 MARCO TEÓRICO

3.1 PRINCIPIOS DE AVO

El análisis AVO es una técnica utilizada en exploración como un directo indicador de hidrocarburos. Fue propuesta por Ostrander (1984) quien demostró que los coeficientes de reflexión en arenas saturadas de gas varían de una forma anómala con el incremento de la distancia fuente-receptor (offset).

En la Figura 3 se muestra un ejemplo donde se observa la variación de la amplitud con el offset para arenas saturadas con salmuera y saturadas con gas, como se puede observar la amplitud crece al aumentar el offset para arenas saturadas de gas, mientras que para arenas saturadas con salmuera la amplitud decrece, por este motivo se dice que las arenas saturadas con gas varían de una forma anómala con el incremento del offset.

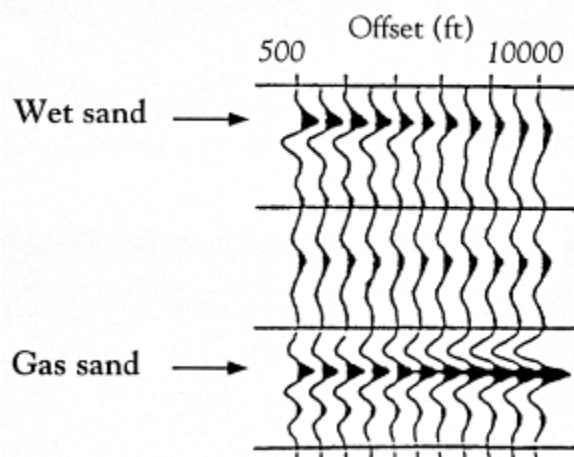


Figura 3. Ejemplo de la variación de amplitudes en arenas en una familia de CDP.

Fuente: Castagna (1993)

Estos cambios en amplitud con respecto al offset se deben a que los coeficientes de reflexión están en función de la velocidad compresional (V_P), la velocidad de cizalla (V_S), la densidad (ρ) y ángulo de incidencia (θ), cuando una roca está saturada con salmuera la velocidad compresional y la densidad es mayor que para la misma roca saturada con gas (Figura 4 y 5). En la parte de teoría AVO se explica cómo depende el coeficiente de reflexión de estos parámetros (V_P , V_S , ρ , y θ).

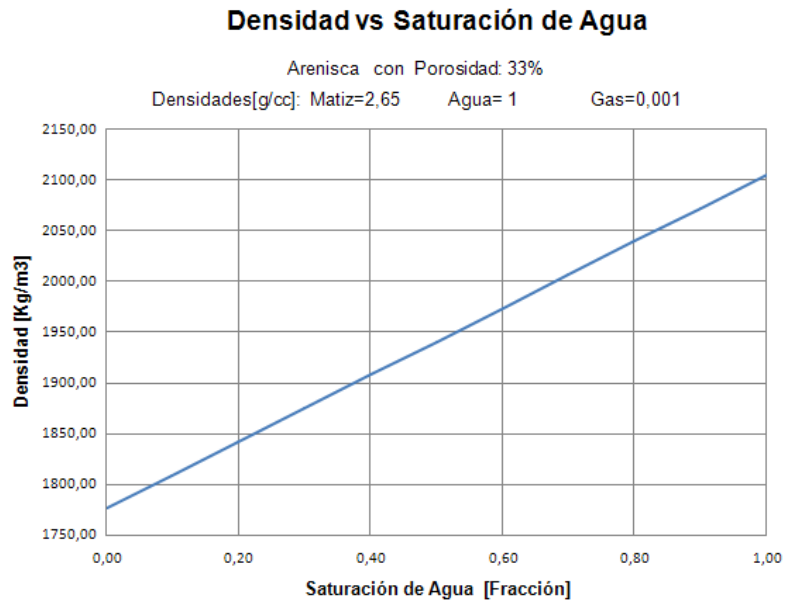


Figura 4 Densidad vs Saturación de agua
 Considerando que la composición es 100% cuarzo.
 Fuente Hilterman, 2001

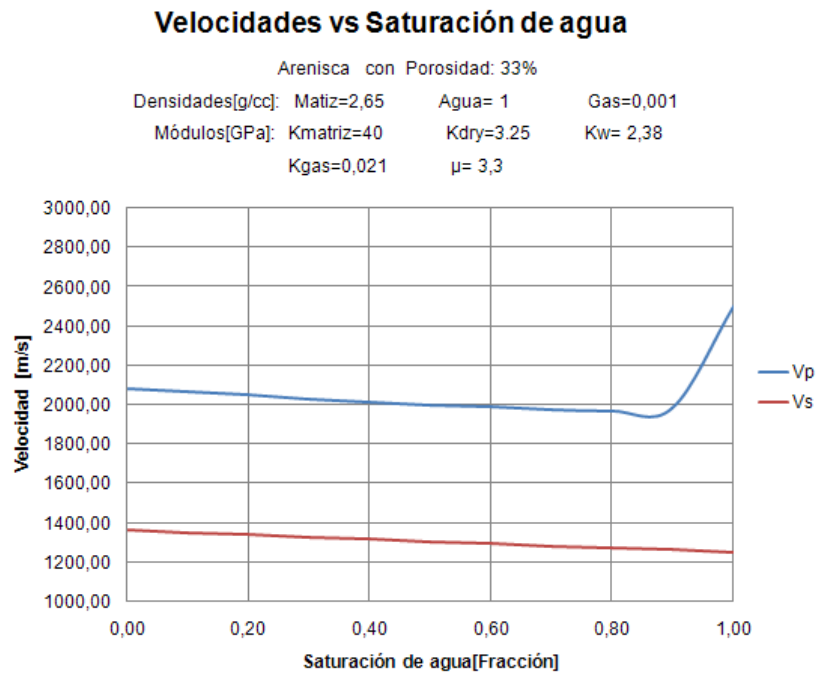


Figura 5 Velocidades vs Saturación de agua
 Considerando que la composición es 100% cuarzo.
 Fuente Hilterman, 2001

3.2 TEORÍA AVO

El análisis AVO está basado en la propagación de la onda compresional plana a través de una interface plana entre dos medios elásticos, semi-infinitos e isótropos (Castagna, 1993). La incidencia de la onda P en la interface involucra una partición de la energía, ya que una parte de la onda se refleja y la otra se transmite, esta división de la energía se determina por los coeficientes de reflexión y transmisión. Si la incidencia de la onda P es normal a la superficie solo se refleja y se transmite ondas P, pero si la incidencia no es normal se refleja y se transmite tanto ondas P como ondas S (Figura 6).

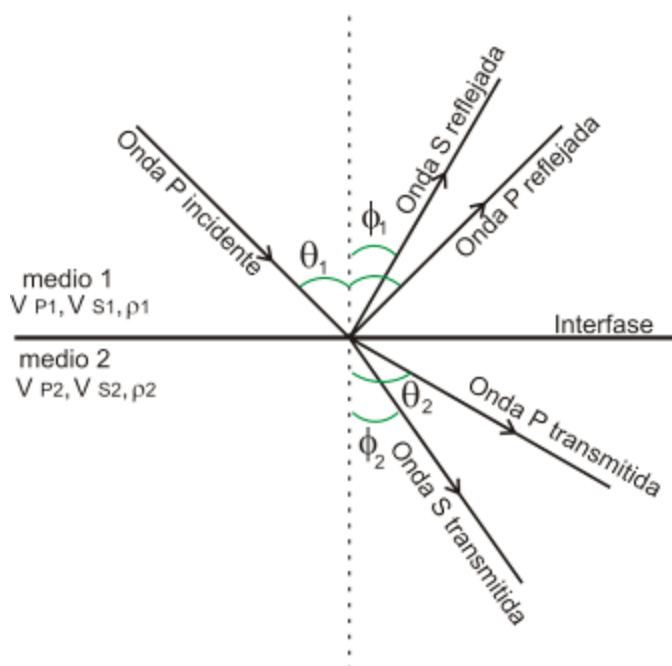


Figura 6. Ondas generadas por una onda incidente P
Reflexión y transmisión en un interface entre dos medios elásticos por una onda incidente P Fuente: Castagna 1993

Zoeppritz (1919) desarrolló dieciséis ecuaciones que describen los coeficientes de reflexión y transmisión en función del ángulo de incidencia y las propiedades elásticas del medio, con dos condiciones:

1. Que haya continuidad en el desplazamiento es decir que la interface responda a la onda incidente como si los dos medios estuvieran soldados
2. Que haya continuidad en el esfuerzo, para evitar aceleraciones infinitas y discontinuas.

Debido a que las ecuaciones son muy extensas y difícil manipulación, Aki y Richard (1980) representan estas ecuaciones en forma matricial para una mayor claridad (Anexo 1).

De las 16 ecuaciones de Zoeppritz, la ecuación R_{PP} es la más utilizada para el análisis AVO, debido a que en la adquisición sísmica convencional la fuente genera ondas P y los receptores captan la señal de la señal que llega como onda P.

Como en la práctica generalmente se utilizan ángulos menores de 60° , para agilizar el proceso de cómputo, varios investigadores han hecho aproximaciones de la ecuación de Zoeppritz, las principales son:

3.2.1. Ecuación de Shuey

Shuey (1985) presenta una forma de la aproximación de la ecuación de Zoeppritz.

$$R_{PP} = A + B \sin^2 \theta + C \sin^2 \theta \tan^2 \theta \quad (3.1)$$

Donde:

$$A = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_1 V_1 + \rho_2 V_2}$$

$$B = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{\langle V_P \rangle} - 2 \left(\frac{\langle V_S \rangle}{\langle V_P \rangle} \right)^2 \left(2 \frac{\Delta V_S}{\langle V_S \rangle} + \frac{\Delta \rho}{\langle \rho \rangle} \right)$$

$$C = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{\langle V_P \rangle}$$

La ventaja de esta ecuación es que cada término describe un diferente rango angular de la curva del offset. El primer término de la ecuación (3.1) es el coeficiente de reflexión para incidencia normal, el segundo término predomina para ángulos intermedios, y el tercer término domina para ángulos cercanos al crítico. Así para ángulos restringidos menores del ángulo crítico (menores a 25°), se utiliza los dos primeros términos, dando una ecuación lineal en $\sin^2 \theta$.

$$R_{PP} = A + B \sin^2 \theta \quad (3.2)$$

Donde A y B son llamados el intercepto y el gradiente respectivamente.

La clave del análisis AVO para arenas es graficar el intercepto contra el gradiente conocido como crossplot. En el Anexo 5 se explica en detalle el análisis AVO en arenas y la importancia del crossplot.

3.2.2. Método de Fatti et al.

Fatti et al. (1994) presenta la siguiente aproximación (ecuación (3. 3))

$$R_{pp} = \frac{1}{2} (1 + \tan^2 \theta) \frac{\Delta I_p}{\langle I_p \rangle} - 4 \left(\frac{\langle V_s \rangle}{\langle V_p \rangle} \right)^2 \sin^2 \theta \frac{\Delta I_s}{\langle I_s \rangle} - \left[\frac{1}{2} \tan^2 \theta - 2 \left(\frac{\langle V_s \rangle}{\langle V_p \rangle} \right)^2 \sin^2 \theta \right] \frac{\Delta \rho}{\langle \rho \rangle} \quad (3. 3)$$

Como esta ecuación es de variables dependientes, para la inversión se recomienda hacer un cambio de variables para dejar la ecuación en función de variables independientes, para esta transformación se utiliza el modelo general de la tendencia background (Hampson, 2005):

$$\ln(I_z) = k \ln(I_p) + kc + \Delta L_s \quad (3. 4)$$

$$\ln(\rho) = m \cdot \ln(I_p) + mc + \Delta L_D \quad (3. 5)$$

Donde k y m son los gradientes y kc y mc son interceptos de las ecuaciones cuando la roca esta saturada de salmuera, los delta representa la desviación de los valores de la tendencia base cuando la roca está saturada de hidrocarburos.

$$T(\theta) = \tilde{c}_1 W(\theta) D \Delta L_p + \tilde{c}_2 W(\theta) D \Delta L_s + c_3 W(\theta) D \Delta L_D \quad (3. 6)$$

Donde:

$$\tilde{c}_1 = \frac{1 + \tan^2 \theta}{2} - \frac{4 \cdot k \cdot V_s^2 \cdot \sin^2 \theta}{V_p^2} + m \left(-\frac{1}{2} \tan^2 \theta + \frac{V_s^2}{V_p^2} \sin^2 \theta \right)$$

$$\tilde{c}_2 = -4 \frac{V_s^2}{V_p^2} \sin^2 \theta$$

$$c_3 = -\frac{1}{2} \tan^2 \theta + \frac{V_s^2}{V_p^2} \sin^2 \theta$$

$W(\theta)$ = La ondícula para un ángulo θ

D = Operador derivado

$$L_p = \ln(Z_p)$$

3.3 SUBSTITUCIÓN DE FLUIDOS

Según Smith et al. (2003) la substitución de fluidos es la parte importante de cualquier trabajo de atributos AVO, debido a que suministran al intérprete una herramienta valiosa para el modelado de varios escenarios de fluidos, los cuales podrían explicar una anomalía AVO.

Las ecuaciones de Gassmann son las más utilizadas para la substitución de fluidos por que relaciona el módulo de volumen de la roca saturada con los siguientes parámetros físicos de las rocas: la porosidad, el armazón, la composición mineral y los fluidos que están contenidos en el espacio poroso. (Anexo 3)

Para utilizar las ecuaciones de Gassmann se debe cumplir las siguientes condiciones (Gassmann, 1951; Mavko, 2005):

- La Fase sólida de la roca es homogénea y elástica.
Se cumple para rocas compuestas de un solo mineral. En la práctica esta condición es violada por que las rocas son mezclas de varios minerales, entonces para reducir este problema se hace una aproximación tomando los porcentajes de los minerales y sacando un promedio al módulo de volumen, de cizalla y la densidad de los minerales. Esta aproximación no es válida si la roca es muy arcillosa ya que la arcilla tiene módulo de volumen muy pequeño, los que conduciría a errores; también si la porosidad es mayor del 20% las ecuaciones de Gassmann son menos sensibles en las composiciones mineralógicas.
- Solo saturaciones puras es decir 100% agua, 100% aceite y 100% gas, sin mezclas
En la roca reservorio casi siempre se encuentran mezclas entre estos tres fluidos en diferentes combinaciones (aceite-agua, gas-agua, gas-aceite-agua). Sin embargo, se estima un promedio de la densidad y compresibilidad de la mezcla de los fluidos de poro, asumiendo que la mezcla de fluidos es uniforme, y este promedio es introducido en las ecuaciones de Gassmann.
- Rocas isótropas
Las ecuaciones de Gassmann asumen que los minerales de la roca son isótropos, y que los espacios porosos y la distribución mineral son estáticamente isótropos sin predominio de alineamientos. En la práctica, se ignora esta condición.
- Perfecta comunicación de fluidos en el espacio poroso.
Cuando la onda perturba la roca, la heterogeneidad del espacio poroso conduce a un gradiente microscópico de presión de poro y subsecuentemente el flujo del fluido de poro. La teoría de Gassmann

asume que el fluido puede fluir fácilmente y se relaja cuando la onda induce un gradiente de presión de poro durante un periodo sísmico. Esta suposición se aplica mejor para fluidos de poro de baja viscosidad y rocas con alta porosidad y buena permeabilidad.

3.4 INVERSIÓN ELÁSTICA

Goodway et al. (1997) examinaron la sensibilidad de los parámetros de Lamé en presencia de hidrocarburos y concluyeron que la incompresibilidad por la densidad ($\lambda\rho$), el módulo de cizalla por la densidad ($\mu\rho$) y la relación entre incompresibilidad y el módulo de cizalla (λ/μ) son muy sensitivos en la saturación de hidrocarburos.

Para calcular $\lambda\rho$, $\mu\rho$ y λ/μ de los datos sísmicos se utiliza inversión elástica, la cual consiste en:

- Extraer la reflectividad de la onda P a partir de la respuesta AVO de los datos sísmicos,
- Hacer una inversión de la reflectividad donde se calculan las impedancias (I_P e I_S), las velocidades (V_P y V_S), y la densidad, esto se logra por medio de la ecuación (3. 6) y los registros de pozo como el sónico, el densidad y el de la velocidad de la onda S, aplicando el método de gradientes conjugados.
- Calcular $\lambda\rho$ y $\mu\rho$ a partir de las impedancias, utilizando las ecuaciones (3. 10) y (3. 11). A continuación se muestra la relación entre impedancias y los coeficientes de Lamé

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \tag{3. 7}$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \tag{3. 8}$$

Como la impedancia es igual al producto de la velocidad por la densidad, se reemplazan las ecuaciones (3. 7) y (3. 8) para dejar la impedancia en función de los módulos y la densidad.

$$I_P^2 = (V_P\rho)^2 = (\lambda + 2\mu)\rho$$

$$I_S^2 = (V_S\rho)^2 = \mu\rho$$

$$\lambda\rho = I_p^2 - 2I_s^2 \quad (3.9)$$

$$\mu\rho = I_s^2 \quad (3.10)$$

$$\frac{\lambda}{\mu} = \frac{I_p^2 - 2I_s^2}{I_s^2} \quad (3.11)$$

3.5 AVO EN ROCAS CALCÁREAS

Los reservorios calcáreos se caracterizan por su heterogeneidad y su compleja microestructura, debido a que son más susceptible a los procesos de meteorización y diagénesis (Sayer, 2008), estos procesos cambian las propiedades físicas de las rocas haciendo que el análisis AVO en calizas sea un reto, ya que la clave de este análisis es entender la relación entre las propiedades físicas de la roca con la sísmica.

3.5.1. Propiedades Físicas de las rocas

Conocer la relación básica de las propiedades físicas de las rocas es fundamental para el análisis AVO, ya que cuando se reconoce una anomalía en una sección sísmica, la clave es distinguir que variación de las propiedades de las rocas causan el cambio en amplitud (Hilterman, 2001). Para distinguir estas variaciones, generalmente se evalúa como se afecta la velocidad por cambios en: los módulos elásticos, la densidad y las condiciones ambientales. Los principales factores que afectan las velocidades son: La porosidad, la composición, la densidad de fluido, la densidad de la matriz, el grado de cementación y compactación, la saturación de agua, la presión de poro y la presión de sobre carga. Conociendo como afectan estos factores las propiedades físicas de las rocas se pueden establecer tendencias regionales y locales. Numerosos investigadores (Picket, Ostrander, Gardner, Rafavich, Castagna, Greenberg, Mavko) en búsqueda de estas tendencias han encontrado ciertas relaciones al graficar la velocidad de la onda P contra la velocidad de la onda S o contra la densidad, los resultados obtenidos los han expresado en ecuaciones. Las principales ecuaciones empíricas son:

- Ecuación de Gardner

Gardner (1974) muestra la relación entre velocidad y la densidad para varias litologías, con base en esta relación ajusto una curva que mejor representará la relación entre velocidad y densidad de todas las litologías (Figura 7).

$$\rho = .23V_p^{.25} \tag{3.12}$$

Posteriormente Castagna (1993) extendió el trabajo de Gardner, hallando la relación velocidad-densidad para cada litología

$$\text{Arena: } \rho = .200V_p^{.261} \tag{3.13}$$

$$\text{Shale: } \rho = .204V_p^{.265} \tag{3.14}$$

$$\text{Caliza: } \rho = .243V_p^{.225} \tag{3.15}$$

$$\text{Dolomita: } \rho = .226V_p^{.243} \tag{3.16}$$

$$\text{Anhidrita: } \rho = .600V_p^{.160} \tag{3.17}$$

Las unidades de las ecuaciones 3.10-3.15 son V_p en [ft/s] y ρ en [g/cc]

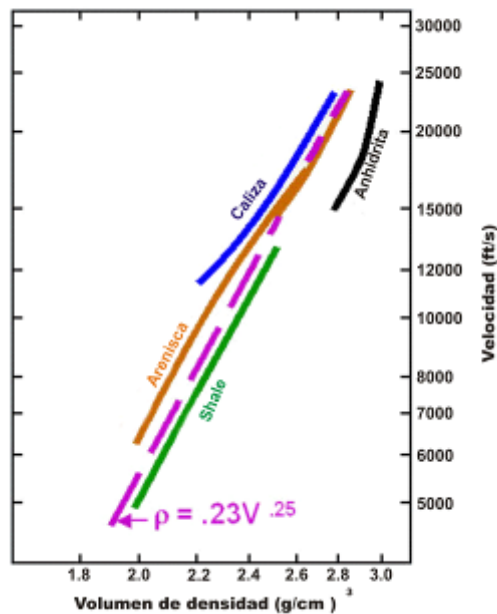


Figura 7 Relación Cuantitativo de la Velocidad- Densidad
Fuente: Gardner, 1974

- Ecuaciones Empíricas de Velocidad

- a) Ecuaciones de Mavko

Mavko (2003) hace una recopilación de ecuaciones empíricas de velocidades. Estas son ecuaciones lineales donde relacionan V_P con V_S para diferentes litologías saturadas de agua.

$$V_P = aV_S + b \quad (3. 18)$$

Donde a y b son constantes empíricas.

Tabla 2 Constantes empíricas de la relación lineal de velocidades para diferentes litologías.

Tipo de Roca	A	B [Km/s]
Chalk	0.49511	0.34543
Dolomita	0.5036	0.25524
Arenita	0.7683	-0.73327
Calizas	0.5443	-0.039208

Fuente: 2003

- b) Ecuaciones de Castagna

Greenberg y Castagna (1992) en su trabajo de técnicas de sustitución de fluido de poro, publican unas ecuaciones adicionales V_P - V_S para varias litologías saturadas de agua. Estas ecuaciones son:

Arena: $V_S = -0.856 + 0.804V_P$ (3. 19)

Shale: $V_S = -0.867 + 0.770V_P$ (3. 20)

Caliza: $V_S = -1.030 + 1.017V_P - 0.055V_P^2$ (3. 21)

Dolomita: $V_S = -0.078 + 0.583V_P$ (3. 22)

Donde V_P y V_S están en unidades de [Km/s]

3.5.2. Propiedades Físicas en rocas calcáreas

Rafavich (1984) trabajó en encontrar una relación entre las propiedades petrofísicas y el carácter petrográfico de las rocas carbonatadas

En la Figura 8 se presenta los resultados de mediadas de laboratorio de Rafavich (1984) donde calcularon la relación entre las velocidades de la onda P y S para arenitas, carbón, arenas gasíferas, y calizas.

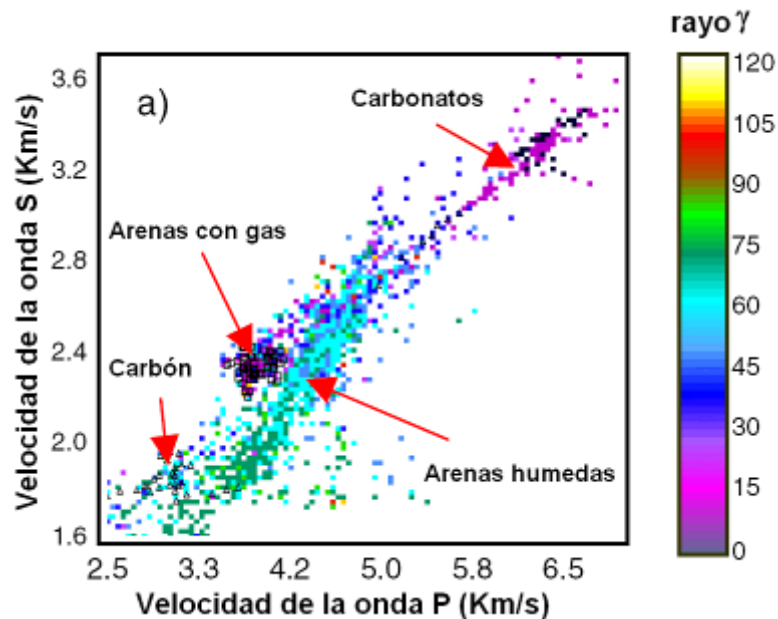


Figura 8 V_P vs. V_S para diferentes litologías.

Los triángulos y cuadros son los valores de las velocidades medidos en el laboratorio, los triángulos negros representan el carbón, los cuadros verdes, negros y morados representan las arenas con salmuera, arenas gasíferas, las calizas, respectivamente. Fuente: Li (2000)

En el trabajo de Rafavich (1984), también se ilustran los efectos del gas y de la porosidad en las rocas carbonatadas al graficar V_P vs. V_S y V_P vs. V_P/V_S . En la Figura 9, se muestra los resultados para calizas y dolomitas, donde se observa el cambio de tendencia cuando la roca está saturada de gas con respecto a la roca saturado con salmuera.

Li (2000) utiliza la inversión elástica en datos sísmicos preapilados, donde calculan $\lambda\rho$ y $\mu\rho$. En la

Figura 10 se muestran los resultados al graficar $\lambda\rho$ vs. Φ , $\mu\rho$ vs. Φ y λ/μ vs. Φ . Al observar estas gráficas la mejor discriminación de fluidos es λ/μ vs. Φ , ya que las calizas con gas tiene una menor relación λ/μ que las calizas saturados con salmuera.

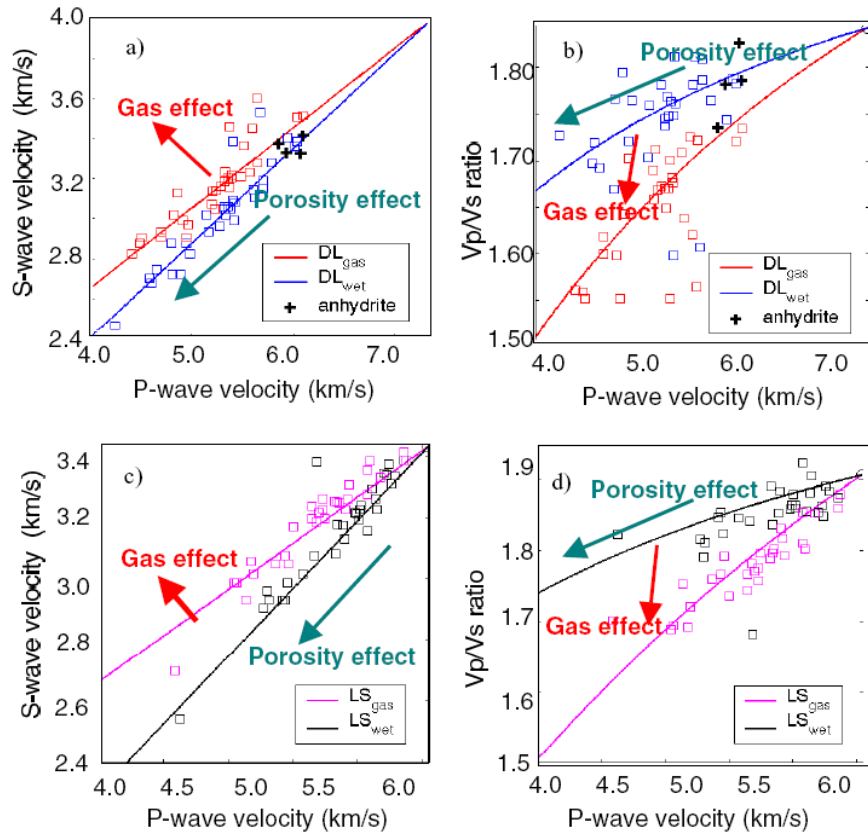


Figura 9 Efectos de la porosidad y gas en rocas carbonatadas.

LS es caliza, DL dolomita, los cuadros representan los valores obtenidos en el laboratorio, las líneas representan las tendencias obtenidas.

Fuente: Li (2000)

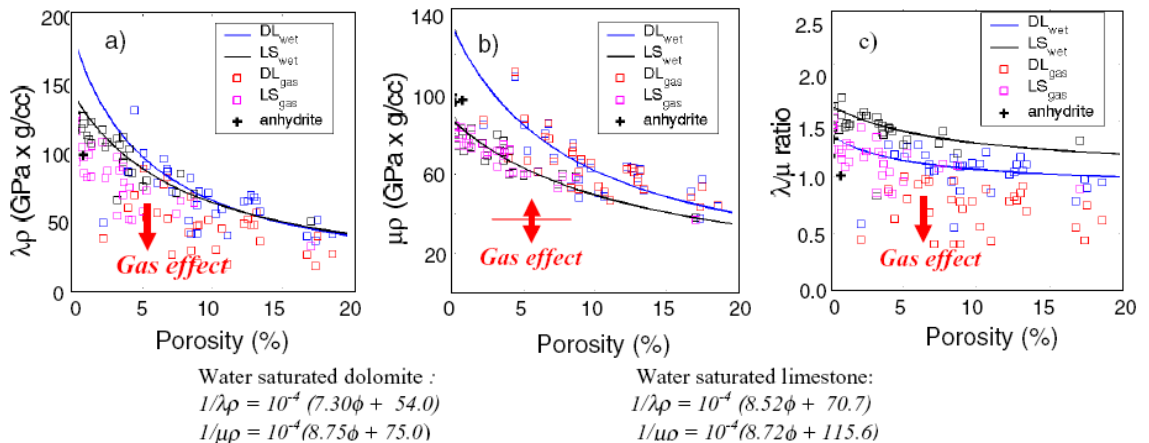


Figura 10 Relación entre los módulos elásticos y la porosidad

LS es caliza, DL dolomita, los cuadros representan los valores obtenidos en el laboratorio, las líneas representan las tendencias obtenidas.

Fuente: Li (2000)

4 GEOLOGÍA DE LA CUENCA DE LA GUAJIRA

4.1 ESTRATIGRAFÍA

Las rocas sedimentarias de la cuenca de la Guajira están caracterizadas por una regresión en el Cenozoico (Krause, 1971), la cual consiste en rocas calcáreas y siliciclásticas del Cretácico y Terciario, depositados en diferentes ambientes tales como continental, deltaico, de plataforma, marino somero, y batial. Estas rocas yacen en contacto discordante sobre el complejo Precámbrico, y rocas ígneas y metamórficas del Paleozoico y Mesozoico (Hosie, 1994).

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA GENERALIZADA DE LA CUENCA DE LA GUAJIRA

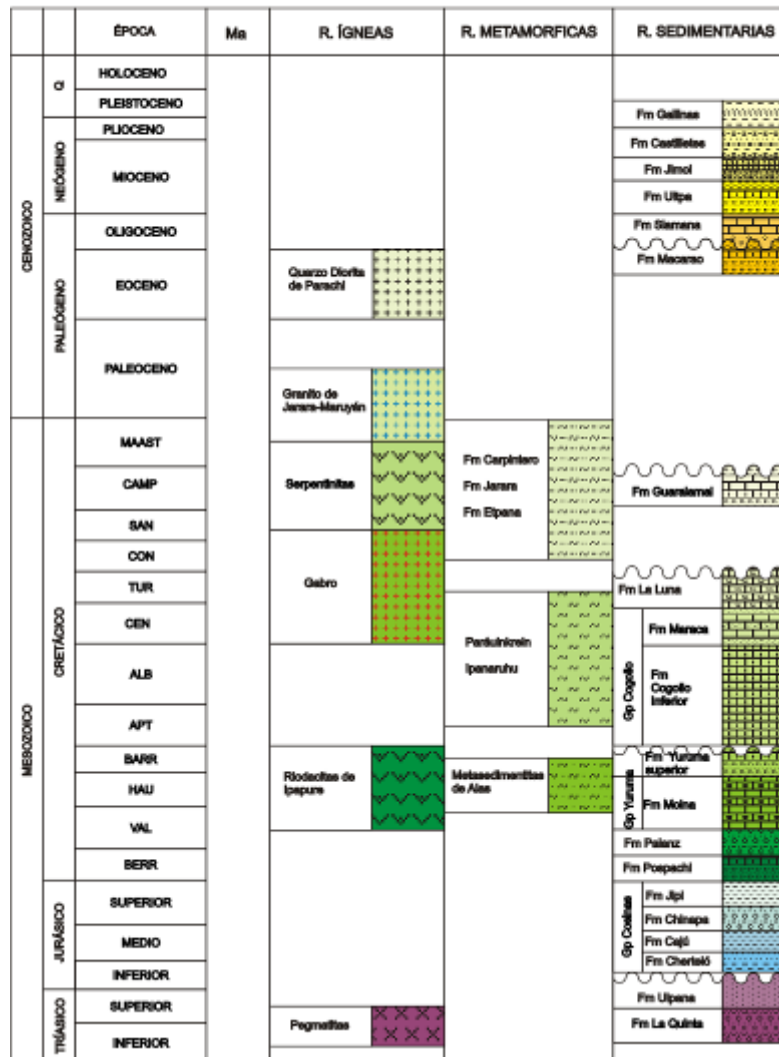


Figura 11 Columna estratigráfica generalizada de la cuenca de la Guajira
Fuente: Ramírez, 2007

El espesor de la Secuencia de sedimentos del Mioceno depositados en la cuenca llevó a Case (1990) a sugerir un posible cuenca pull-apart entre la falla de Oca y Cuiza (Hoise, 1994).

Rubio y Ramírez (2000) mostraron que durante el Paleoceno y Eoceno inferior hay un hiato estratigráfico debido a un periodo de exposición extensiva y sedimentación en el área norte de la falla Oca.

Una breve descripción de la estratigrafía de la cuenca de la Guajira durante el Cenozoico será presentada, debido a que este intervalo de tiempo geológico es el principal objetivo del área estudio.

4.1.1. Formación Macarao (E_{2m})

Según Rollins (1965), esta formación está constituida, hacia la base, por arcillolitas limosas, seleníticas, ligeramente carbonáceas, de color gris claro, suprayacentes por bancos de areniscas glauconíticas de grano fino, micáceas, finamente estratificadas, con intercalaciones de arcillas; hacia el tope las areniscas gradan a calizas arenosas, arcillosas, limolíticas, fosilíferas con *Ostrea* y *Venericardia*, de color pardo a pardo oscuro, y gradan a calizas puras, pardas, masivas, densas y fosilíferas. *Globorotaloides suteri*, *Chiloguembelina cf. Cubensis* y *Globigerina venezolana*. La Formación fue depositada bajo condiciones marinas poco profundas en una bahía. Para este autor, las calizas fueron depositadas probablemente costa fuera como bancos de corales y las arenas y arcillas en las lagunas traseras.

La presencia en las capas de calizas arenosas de *Turritella* sp., *Ostrea* n. sp.?, *Venericardia* (*Venericor*) n. sp.? Y especialmente *Venericardia* sp., permiten asignar una edad Eocena para esta formación (Rollins, 1965).

4.1.2. Formación Siamana (Eoceno Superior – Oligoceno)

Renz (1960) reconoció dos miembros: un miembro inferior compuesto de conglomerado con clastos de caliza "ftanites", cuarcitas y rocas metamórficas. Y un miembro superior compuesto de calizas arrecifales, calizas lodosas, calizas arenosas, calizas margosas y margas de color amarillo rojizo claro y limonitas arcillosas grises.

Estas facies son interpretadas como un complejo regresivo de arrecifes, y está representada por areniscas fosilíferas y areniscas bioesparíticas e intraesparíticas. La zona de *Globigerinae ciperensis* da una edad de oligoceno para su formación. La presencia de abundante material terrígeno dentro de calizas arrecifales indica un cambio lateral de facies de arrecifes, mostrando aguas someras en un mar abierto, con desarrollo de arrecifes. Un promedio de espesor de esta formación es de 300 m.

El contacto con la formación Uitpa es variable de no concordante a concordante.

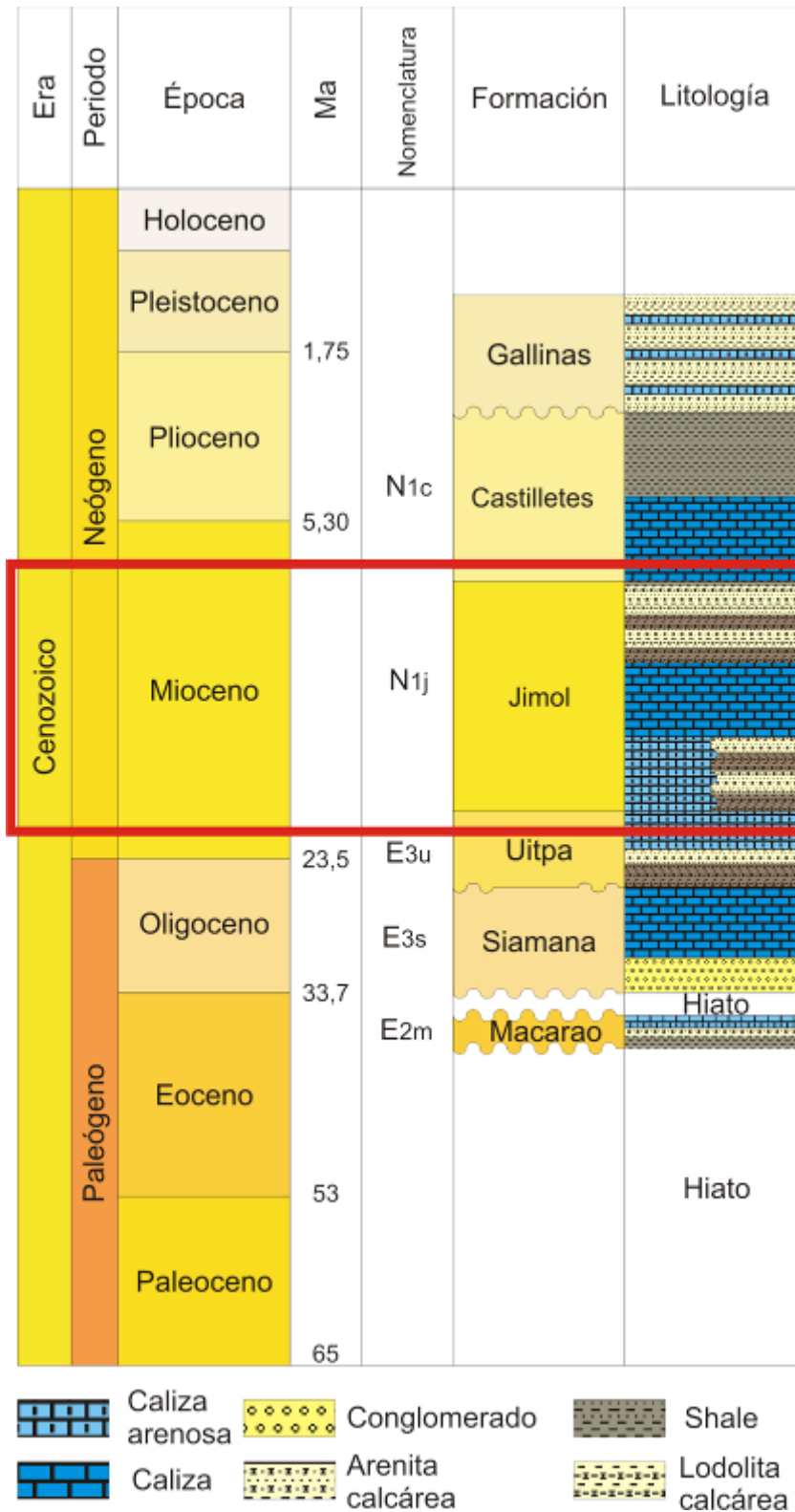


Figura 12. Unidades sedimentarias de la cuenca de la baja Guajira del Cenozoico
Fuente. Ramírez, 2007 (Modificado, Autor)

4.1.3. Formación Uitpa (E_{3u})

La Formación Uitpa está constituida por *shales* arcillosos, *shales* y, en menor proporción, por capas de areniscas y calizas arenosas (Rollins, 1965). En la zona de Jarara está constituida por lodolitas limosas yesíferas y cantidades menores de limolitas, areniscas, margas y algunas capas delgadas de calizas (Lockwood, 1965).

Los *shales* y *shales* arcillosos, varían de color pardo grisáceo a gris y pardo, pero meteorizan a color pardo amarillento, son blandos, en parte limosos, seleníficos y con lentes escasos de areniscas de grano grueso. En la parte baja son comunes capas delgadas de areniscas calcáreas arcillosas, de color pardo grisáceo a pardo, de grano fino, resistentes y fosilíferas; estas mismas capas se encuentran ocasionalmente en otros niveles a lo largo de la formación.

Para Rollins (1965), la formación Uitpa se depositó aparentemente en un ambiente marino nerítico a marino profundo. La zonación Foraminífera publicada en 1965 asigna la unidad una edad de Oligoceno superior a Mioceno inferior.

4.1.4. Formación Jimol (N_{1j})

Renz (1960) definió esta formación como compuesta de calizas interestratificadas, lodolitas calcáreas y shale. Ocasionalmente las calizas son arenosas, contienen fragmentos de cuarzo, chert y feldespato. La interpretación del ambiente de sedimentación para la unidad calcárea de la Formación Jimol varía de marino somero de alta energía a plataforma interna. Los datos de Moluscos y la posición estratigráfica le asignan una edad de Mioceno medio.

4.1.5. Formación Castilletes (N_{1c}) y Formación Gallinas

Está constituida hacia la parte inferior por rocas calcáreas y hacia la parte superior por arcillas. Las calizas son de color pardo amarillento a pardo grisáceo, margosas, arcillosas, arenosas, de textura gruesa, fosilíferas y algo duras con algunas intercalaciones de areniscas calcáreas. Las arcillolitas varían de color entre pardo, pardo amarillento, gris y gris verdoso, son limosas y localmente arenosas (Renz 1960)

La Formación Castilletes descansa conforme sobre la Formación Jimol. Su contacto superior no está expuesto, pero es probablemente discordante con las rocas del Pleistoceno y sedimentos recientes.

La Formación Gallinas está compuesta de caliza arenosa y arenita calcárea con interestratificaciones de arena, arcilla y guijas (Thomas, 1972).

4.2 TECTÓNICA

La Cuenca de la Baja se caracteriza por rocas sedimentarias del Terciario al cuaternario y un basamento que consiste de esquistos del Cretácico Inferior en el oeste, traquitas y espilitas del Cretácico Superior al este y Granito Precámbrico. Otra característica es que los depósitos Terciarios se pinchan al norte y el basamento es inclinado al sur.

La cuenca es dividida en dos partes: 1) la Depresión del Tairona al suroeste con una acumulación de sedimentos Terciarios aproximadamente siete kilómetros de espesor y 2). La plataforma Chuchupa y Ballena al norte y este extendiéndose hasta El Golfo de Venezuela (Gutiérrez y Osorio, 1988).

El basamento de la Cuenca de la Baja Guajira es de afinidad continental el cual ha sido afectado por la tectónica extensional del Oligoceno. Este se originó por un relativo movimiento de desplazamiento horizontal y rotación principalmente asociado al sistema de fallas de Oca y Cuiza, donde se generó un bloque de basamento limitado por fallas normales en ambos flancos (Beicip-Franlab, 2001).

Durante el Mioceno Medio, el sistema de fallas de Oca y Cuiza se desarrollaron principalmente debido al esfuerzo del desplazamiento hacia la oeste de la Placa de Sur América con respecto a la Placa Caribe (Figura 13). En general, un fuerte proceso erosional ocurrió desde el Paleoceno hasta el Eoceno en gran parte del área de la Guajira. El área del onshore y la porción de la Baja Guajira offshore era un área positiva hasta el Oligoceno Inferior.

Una transgresión marina la cual cubrió la plataforma y una porción de el onshore de la baja Guajira ocurrió desde el Mioceno Inferior hasta principios del Mioceno Medio. La depositación de arenitas básales seguido por calizas y arenitas calcáreas junto al basamento alto al oeste en ambientes someros fue desarrollada en el oeste de la plataforma de la Baja Guajira, el principal depocentro está presente junto al sur de la fallas de Oca. Grandes cantidades de sedimentos de la Baja Guajira fueron erodados durante el pre-final del Mioceno Medio (Marceralli, 1995).

Durante el final del Mioceno medio y principios del Mioceno Superior, ambientes de aguas profundas estaban presentes con depositación de clásticos del este y sureste y durante el pre-final del Mioceno superior en el sector norte y noreste de la Baja Guajira, estos sedimentos fueron erodados. Para este tiempo arenitas turbidíticas fueron depositadas en la parte central de la Baja Guajira.

Desde el final del Mioceno Superior al Mioceno Medio hasta tiempo reciente, las secuencias Terciarias fueron representadas por depósitos muy someros hacia el tope. Regionalmente el espesor sedimentario incrementa hacia el sur junto a la falla de Oca propia de una gran subsidencia en la Baja Guajira

causada por un cabalgamiento de la Placa Sur Americana sobre la Placa Caribe1

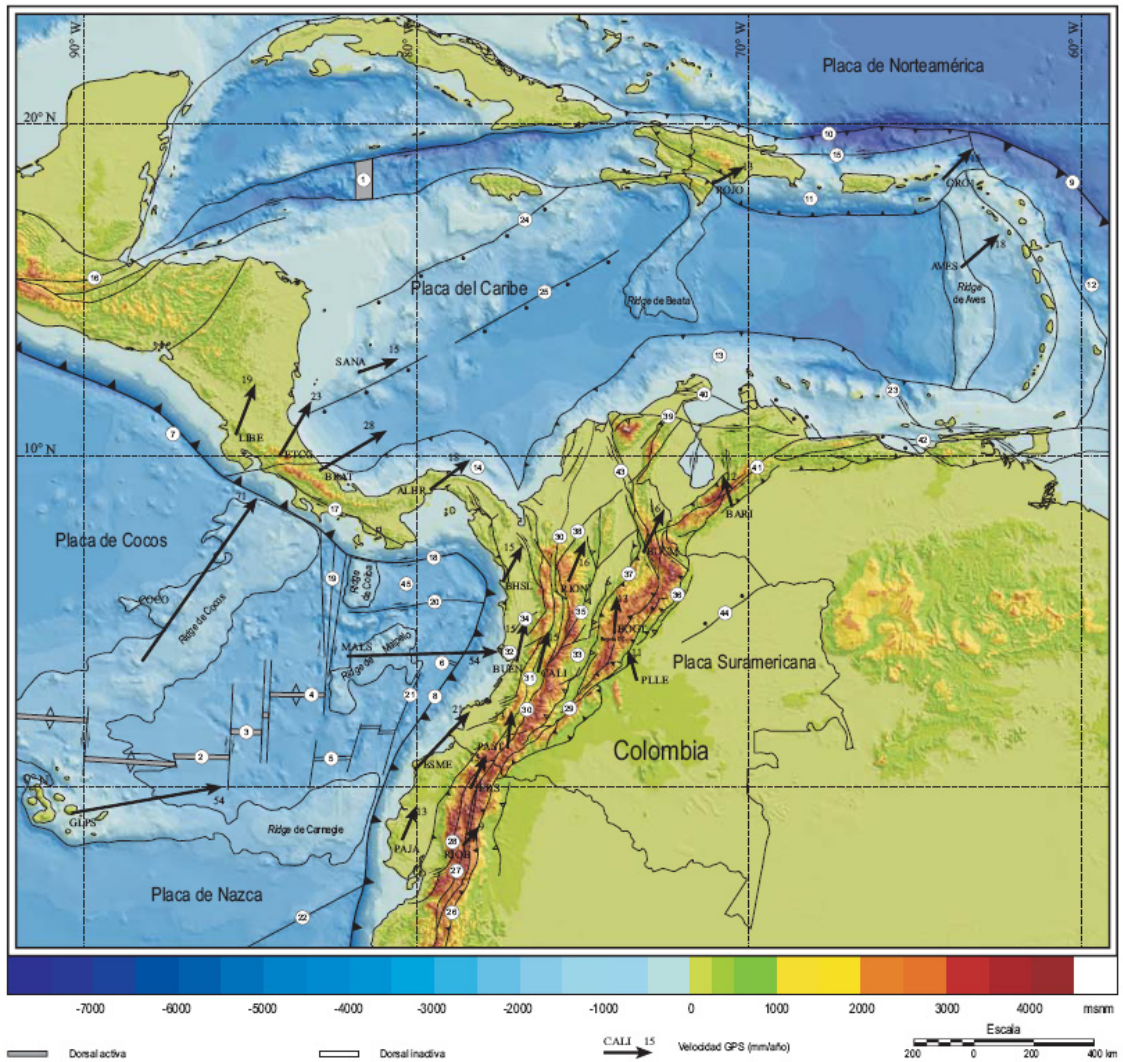


Figura 13. Ambiente tectónico del noreste de Sur América y la región Caribe

Los valores de los vectores de movimiento relativo de las placas son tomados y adaptados a partir de datos GPS de Trenkamp & Mora (2006), Trenkamp . (2002), Weber . (2001) y Freymueller . (1993). **Dorsales oceánicas activas:** (1) Caimán, (2) Galápagos, (3) Ecuador y (4) Costa Rica; **dorsales oceánicas inactivas:** (5) Malpelo y (6) Buenaventura; **Fosas oceánicas, zonas de subducción activas :** (7) Mesoamericana, (8) Colombo Ecuatoriana y (9) Caribe; **Fosas oceánicas, zonas de subducción activas:** (10) Puerto Rico; **prismas de acreción - cinturones deformados:** (11) Los Muertos, (12) Antillas Menores, (13) Caribe y (14) Panamá; **zonas de fallas transformantes** (15) Septentrional - Oriente, (16) Motagua -Swan, (17) Celmira - Ballena, (18) Jordán, (19) Panamá, (20) Hey, (21) Yaquina, (22) Grijalva y (23) Los Roques; **fallas oceánicas normales:** (24) Pedro Bank y (25) Hess; **fallas en placa continental:** (26) Cosanga, (27) Peltetec, (28) Pallatanga - Pujili, (29) Algeciras, (30) Cauca - Almaguer, (31) Cali - Patía, (32) Garrapatas, (33) Ibagué, (34) Zona de Falla de Itzmina, (35) Palestina, (36) Guaicaramo, (37) La Salina, (38) Espíritu Santo, (39) Oca, (40) Cuisa, (41) Boconó, (42) El Pilar, (43) Santa Marta Bucaramanga y (44) Meta; **bloques litosféricos independientes:** (45) Microplaca de Coiba. Modificado por Gomez, et al (2006)

5 METODOLOGÍA

5.1 PROCESAMIENTO SÍSMICO

El procesamiento sísmico consiste en la elección y posterior aplicación de los parámetros y algoritmos de tratamiento, adecuados a los datos sísmicos adquiridos en campo, con el fin de obtener secciones sísmicas de calidad. El objetivo fundamental de todo procesamiento es aislar en los registros las reflexiones de interés de los otros eventos sísmicos que superponen a ellas. (Gaya,M., 2004). El procesamiento sísmico está dividido en tres etapas (Yilmaz, 2001): Deconvolución (pre-apilado), apilado y migración (post-apilado).

En este trabajo se procesó una línea sísmica marina somera 2D de la cuenca de la Guajira de 1999, con una longitud aproximada de 35 Km. Para esta línea se aplicaron todas las etapas del procesamiento incluyendo una migración pre-apilado en tiempo, además se conservó en cada una de estas etapas las amplitudes relativas de los datos. En general se hicieron dos secuencias una primaria para calcular los filtros, y otra final donde la recuperación de amplitudes se aplicó antes del filtrado.

5.1.1. Secuencia Primaria de Procesamiento

Pre-apilado:



Figura 14. Secuencia de pre-apilado
Fuente: Autor

Apilado

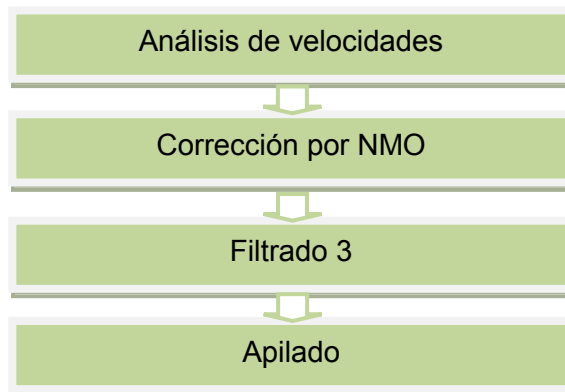


Figura 15 Secuencia de apilado

Fuente: Autor

5.1.1.1. Almacenamiento y Geometría:

Los datos sísmicos están grabados en una cinta en formato SEG-D, estos datos se pasaron a formato SEG-Y⁵ y se guardaron como un archivo (dataset) en el carpeta del proyecto donde esta todo el flujo de procesamiento.

En la geometría es donde se configura la información de adquisición (coordenadas (X, Y, Z), offset, azimut, profundidad del agua, profundidad de los receptores y de la fuente etc.) utilizando los archivos UKOOA⁶ y el reporte del observador, con el objetivo que cada traza quede perfectamente ubicada.

5.1.1.2. Edición

La edición consiste en la eliminación de trazas nulas y trazas contaminadas con ruido que no es posible atenuarse con los métodos de procesamiento existentes. En este paso se hizo tanto un análisis visual como estadístico para la eliminación de trazas.

El análisis estadístico de trazas (trace statistics) consiste en calcular la envolvente de energía y la transformada de Hilbert (Sheriff, 2002) de cada traza, luego se calcula la media, la moda, el promedio, y la desviación estándar de la energía de cada traza. Después se comparan los valores estadísticos de la trazas con las adyacentes, esto se logra graficando el valor de un parámetro

⁵ SEG-Y Creado por la Sociedad de Exploración Geofísica. Es un formato estándar de almacenamiento de datos sísmicos.

⁶ UKOOA: (United Kingdom Offshore Operators' Association) Es un formato estándar que emplea el reino unido para la identificación y localización de los datos sísmicos.

estadístico contra las trazas, permitiendo ver el comportamiento general. Si se observa que el valor estadístico de una traza es anómalo con respecto a los valores de las adyacentes, esta traza se considera para su eliminación.

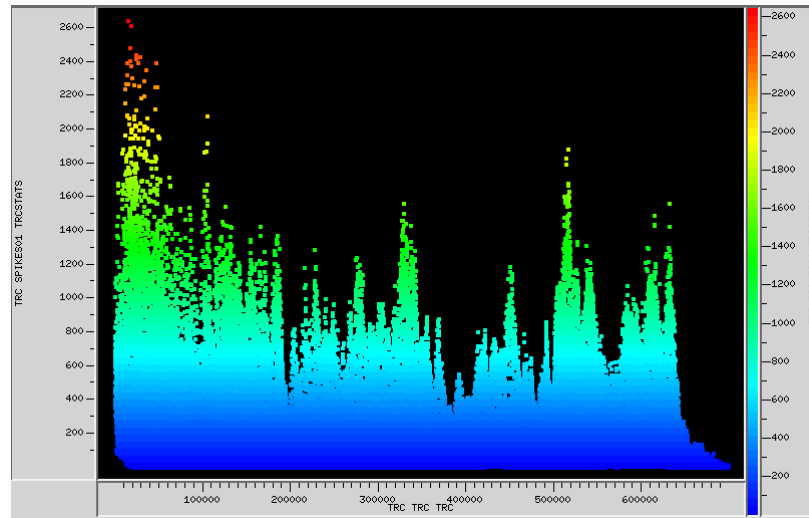


Figura 16 Gráfica de Spikeness contra TRC. Spikeness es el máximo valor de la traza dividido en el promedio de la energía de la traza, y el TRC es la traza. Fuente: Autor

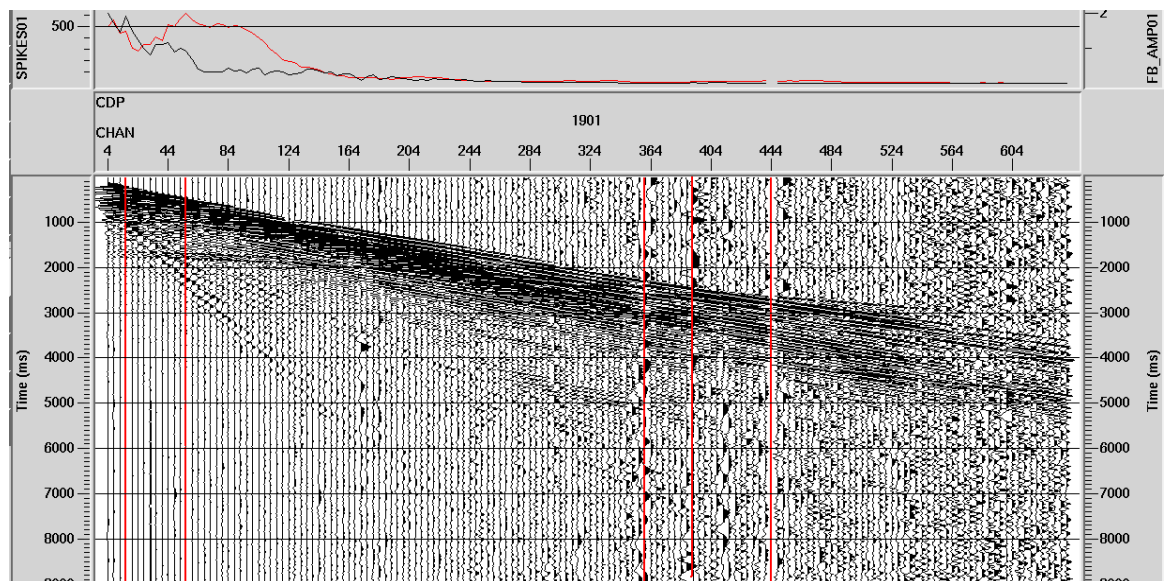


Figura 17 Ejemplo de la edición de una familia de CMP. Las líneas rojas indican las trazas que se desean eliminar, el encabezado muestra los valores de spikeness y la desviación estándar de la energía para un CMP. Fuente: Autor

5.1.1.3. Filtrado

El filtrado consiste en atenuar el ruido para resaltar los eventos de reflexión. Los filtros por lo general, operan en el dominio de la frecuencia y la amplitud de las trazas, aunque también se pueden usar filtros que actúen sobre coherencia o su longitud de onda. En la tabla se explican los filtros aplicados a los datos sísmicos.

Tabla 3 Tipos de Filtro

TIPOS DE FILTROS	
Proceso	Descripción
Filtro pasa-banda	Tiene como finalidad dejar pasar la señal en una banda limitada de frecuencias de manera que se aceptan las frecuencias que contienen la energía de reflexión coherente y se rechazan aquellas frecuencias asociadas a ruido sísmico.
Filtro F-K	Este filtro opera en el espacio de número de onda (k) y frecuencia (f), donde se discriminan eventos con pendiente distinta, definidas por rangos de velocidades. Este filtro es útil para eliminar el ruido coherente que presenta una tendencia lineal.
KLT Noise Canceller:	Filtro para la supresión de ruido coherente, el proceso es basado en la transformada de Karthunen Loeve de los datos en una matriz de covarianza.
Atenuación de Ruido coherente (Coherent Noise Attenuation (CNA))	Es un filtro espacial en el dominio f-x para atenuar ruido lineal coherente. Este ruido es caracterizado por una banda estrecha en el dominio f-x, esta banda es construida midiendo las velocidades y la frecuencia del ruido de los datos de entrada, cuando se hace la transformada de todas las trazas al dominio f-x, los puntos que caen en esta banda, son sustraídos.
Filtro Radón	Es comúnmente usado para la supresión de múltiples. Este filtro consiste principalmente en dos pasos: 1) Crear un modelo de los múltiples y 2) sustraer el modelo de los datos de entrada. El modelo del múltiple se genera de la siguiente forma: 1) Se define el tipo de forma del ruido (lineal, parabólico o hiperbólico); 2) se miden los deltas de tiempo menor y mayor del ruido y sus frecuencias.

Todos los datos sísmicos siempre van a presentar ruido, unos en menor proporción que otros. De acuerdo al tipo de adquisición, la calidad del equipo, el ambiente, la topografía, y la litología presente, se van a encontrar diferentes tipos de ruido. Yilmaz (2001) define en general dos tipos de ruido: ruido aleatorio y ruido coherente (Anexo 4)

Los datos sísmicos del área de estudio presentan las siguientes clases de ruidos: ruido aleatorio y ruidos coherentes como: ruido por movimiento del cable, refracciones de ángulo crítico (head waves), ondas guiadas, ondas de dispersión por fuera del plano, múltiples de corto y largo periodo, reverberaciones y fantasmas. Al observar los disparos, se puede ver a simple vista que predominan cuatro clases de ruidos: un ruido lineal de baja frecuencia y baja velocidad, que se clasificó como ruido por movimiento del cable; refracciones de ángulo crítico; ondas guiadas y ruido aleatorio (Figura 18). Las otras clases de ruido se pueden observar a medida que se atenúen los anteriores tipos de ruido.

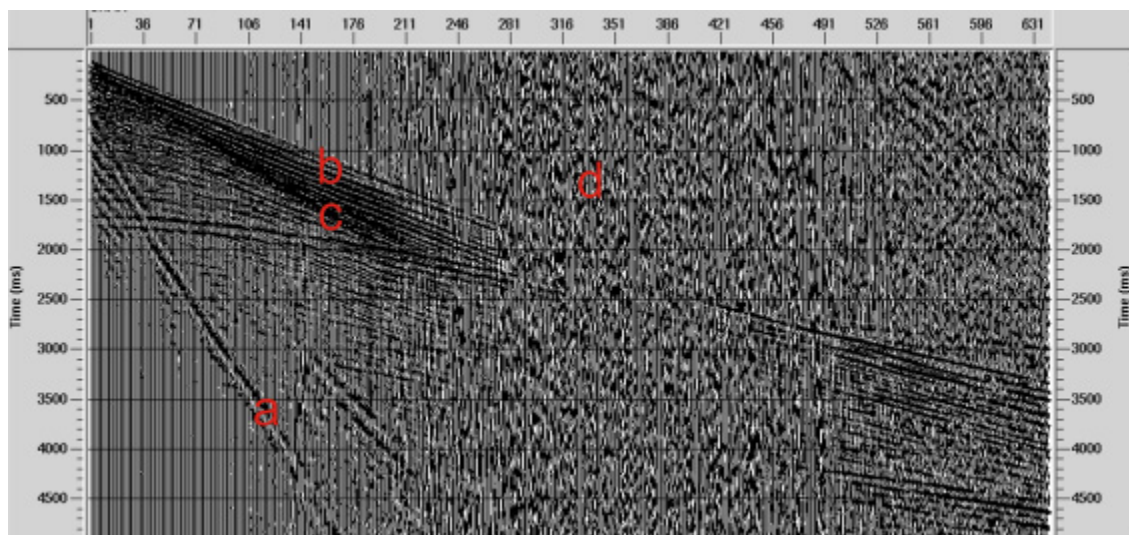


Figura 18. Ejemplo de un disparo sin ningún filtro.

a) Ruido por movimiento del cable; b) head waves; c) ondas guiadas y d) ruido aleatorio. Fuente: Autor

Para atenuar el ruido conservando las amplitudes, se probaron los diferentes tipos de filtros y así se determinó cuáles eran los más adecuados para aplicar a los datos. En total se aplicaron 4 filtros en las dos etapas del procesamiento.

- Filtrado 1

El primer filtro que se aplicó antes de la edición fue el filtro pasa-banda para eliminar las frecuencias que no corresponden a la señal de interés. Para construir el filtro se realizó una descomposición espectral de los disparos (Figura 19), para determinar el rango de frecuencia de la señal y del ruido.

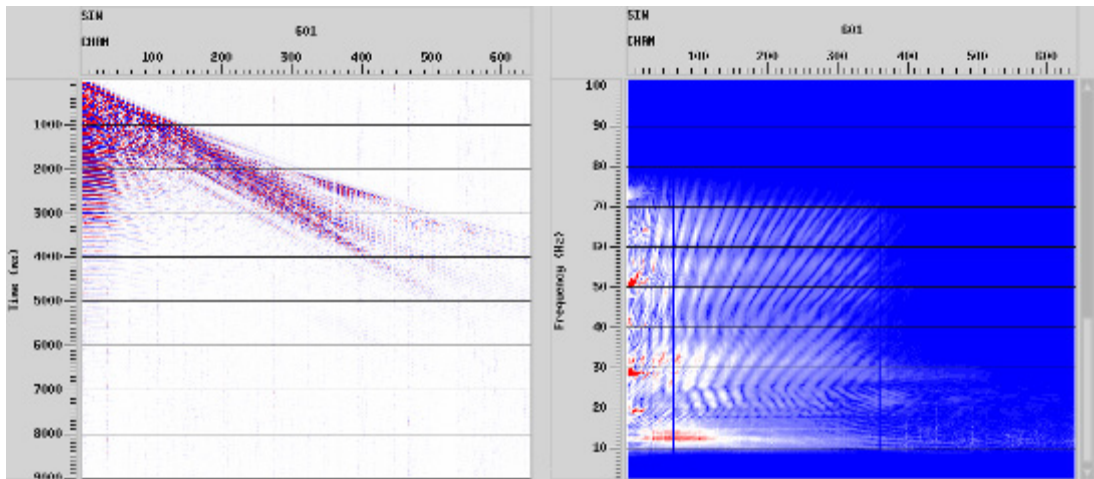


Figura 19 Descomposición espectral de un disparo.
a) Disparo, b) frecuencia vs. Canal
Fuente: Autor

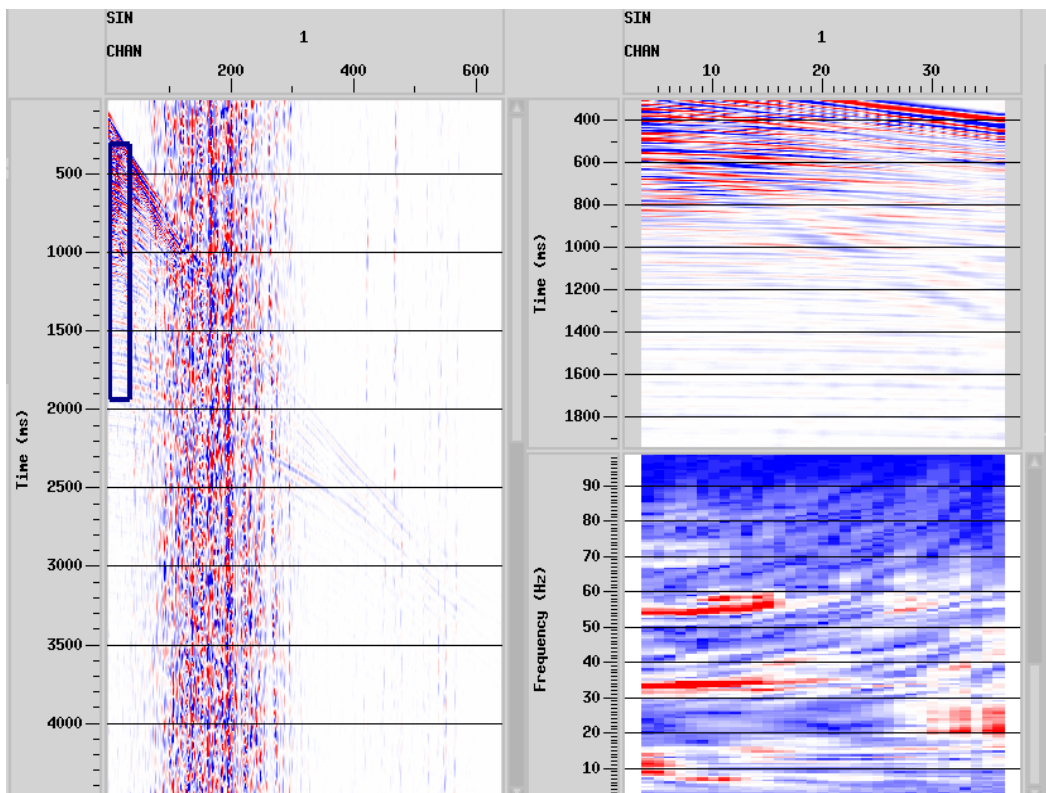


Figura 20 Descomposición espectral de la Señal.
a) Disparo, b) Detalle c) frecuencia vs. Canal del detalle
Fuente: Autor

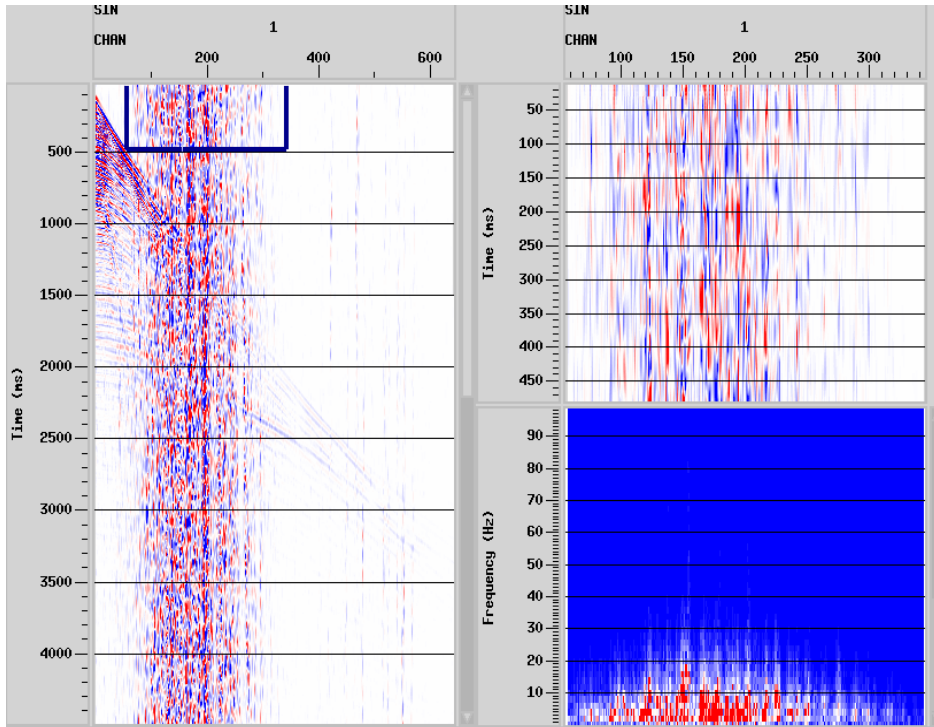


Figura 21 Descomposición espectral del ruido aleatorio.
a) Disparo, b) Detalle c) frecuencia vs. Canal del detalle
Fuente: Autor

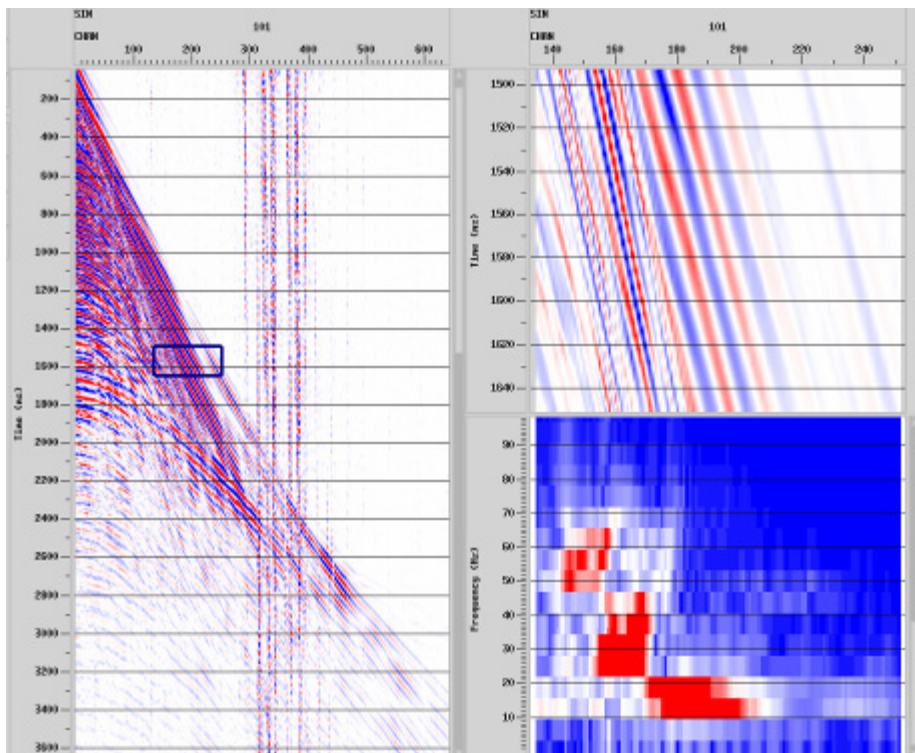


Figura 22 Descomposición espectral de las ondas guiadas y head waves.
a) Disparo, b) Detalle c) frecuencia vs. Canal del detalle
Fuente: Autor

En la **Tabla 4** se muestra los resultados de la descomposición espectral.

Tabla 4 Rango de Frecuencia de los datos sísmicos

Datos sísmico	Rango de Frecuencias [Hz]	Figura
Señal	8-60	20
Ruido Aleatorio	0-20	21
Ondas guiadas	20-70	22
Refracciones	10-25	22

Con base en estos resultados se construyó el filtro pasa-banda de 8-12-60-80. En la Figura 23 se muestra el mismo conjunto de trazas ordenadas por disparo (shot gather) después de aplicarle el filtro pasa-banda, en esta figura se puede observar que se eliminó el ruido por el cable y se atenuó el ruido aleatorio.

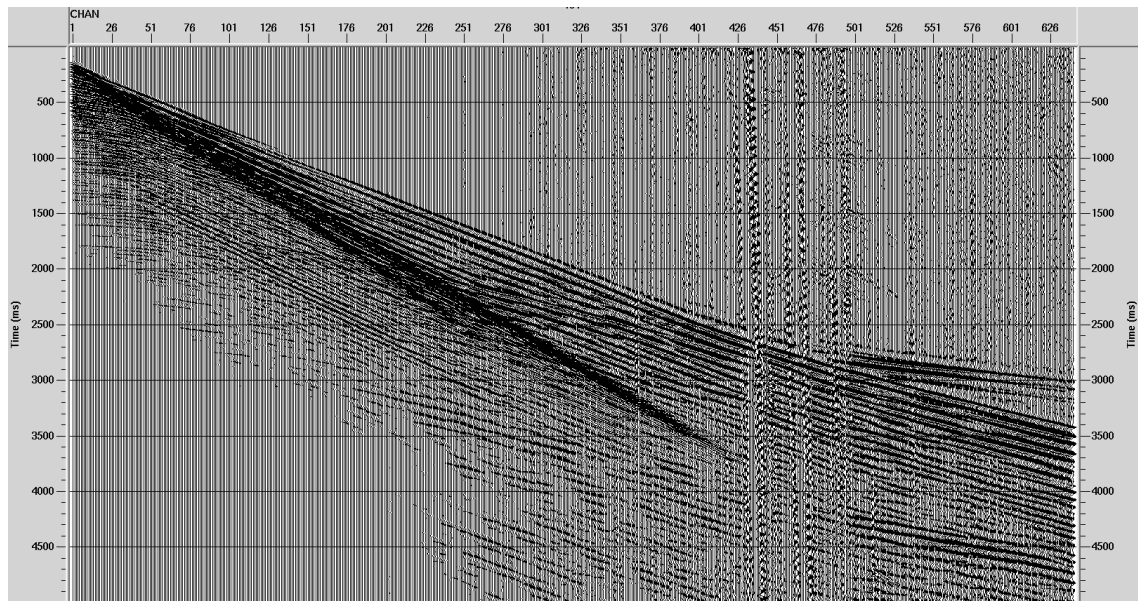


Figura 23 Ejemplo de un disparo con filtro pasa-banda.
Fuente: Autor

- Filtrado 2

El segundo filtro se aplica para la atenuación de las refracciones y de las ondas guiadas, como estos son ruidos coherentes se probaron los filtros CNA, FK y Radón, donde el filtro Radón fue el más adecuado para aplicar en los datos ya que conservó mejor las amplitudes relativas.

Este filtro se construyó de la siguiente forma: 1) Los datos de entrada se ordenaron en conjuntos de CMP (CMP gathers) sin corrección por NMO; 2) Se midieron los delta de tiempo mayor y menor del ruido; y 3) Se construyó el filtro con el rango de frecuencias tomado de la descomposición espectral (Figura 22), los delta de tiempo medidos en el paso anterior y se utilizó Radón lineal debido a que este ruido se ve lineal en el conjuntos de CMP. Como gran parte del ruido se generó en el fondo marino al aplicar el filtro se eliminaba la reflexión del mismo, para evitar esto, se decidió convivir con el ruido en la parte somera.

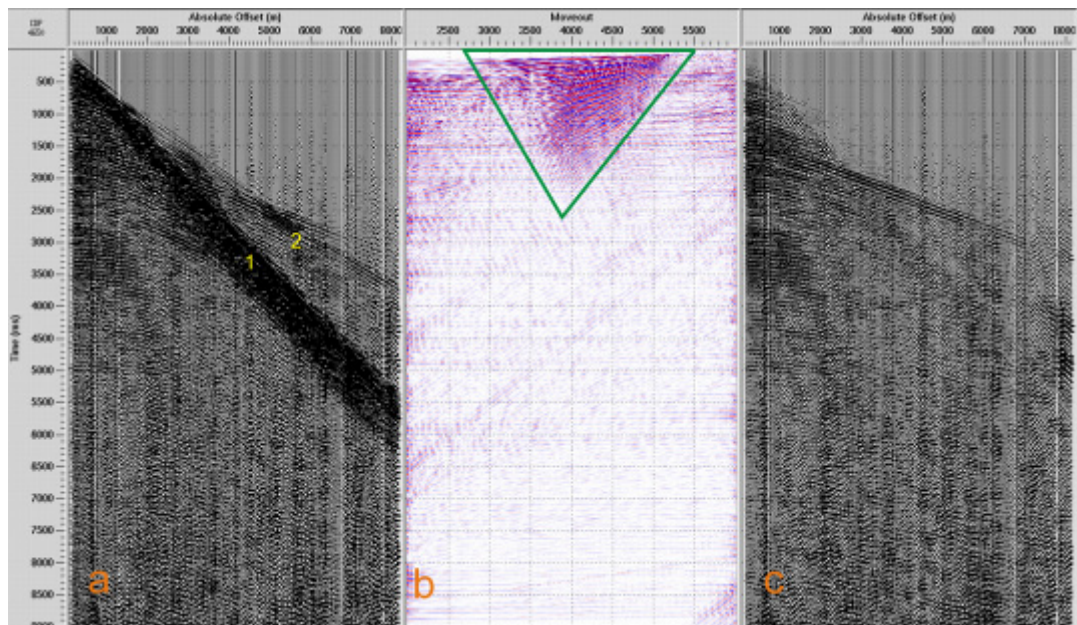


Figura 24 Aplicación del filtro Radón a un CMP

a) CMP sin filtro, donde 1 son las ondas guiadas y 2 las refracciones; b) dominio tau-pi, donde lo que está dentro del triángulo verde muestra donde se agrupa las ondas guiadas y las refracciones y c) resultado después de aplicar el filtro Radón.

Fuente: Autor

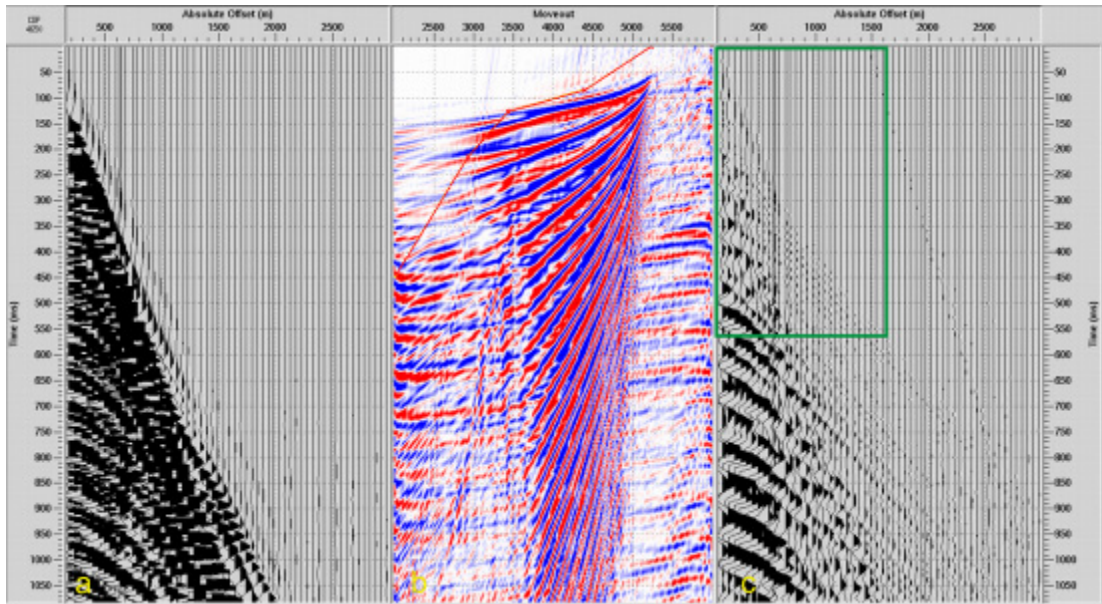


Figura 25 Resultado del filtro Radón en la parte somera.

a) CMP sin filtro, b) dominio tau-pi, y c) resultado después de aplicar el filtro Radón, donde se observa que se elimina la información de la parte somera (rectángulo verde). Fuente: Autor

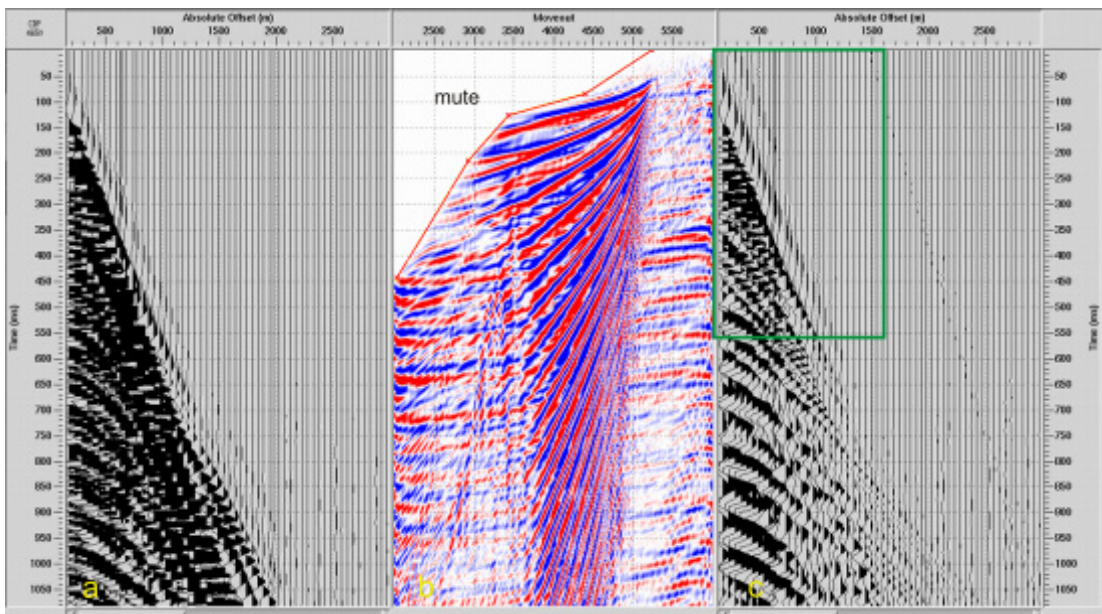


Figura 26 Resultado del filtro Radón y un enmudecimiento para la parte somera

a) CMP sin filtro, b) dominio tau-pi, donde se muestra el mute que se aplicó para convivir con el ruido en la parte somera, y c) resultado después de aplicar el filtro Radón y el mute, donde se observa que se conservan las reflexiones y ruido en la parte somera. Fuente: Autor

- Filtrado 3

El filtro 3 se aplica después de la corrección por NMO, ya que se observa en los datos un tendencia lineal de un bajo delta de tiempo, este ruido está afectando los offset cercanos debido a esto no se observa un continuidad en los reflectores de los CMP. Para atenuar este ruido se aplicó el filtro Radón.

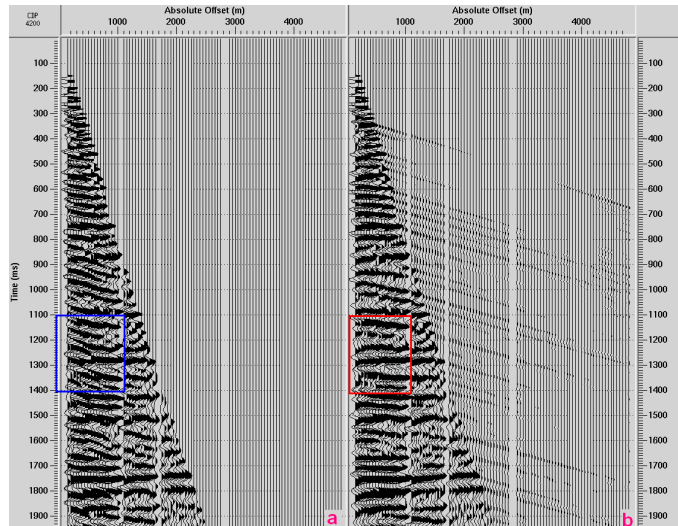


Figura 27 Resultado del filtro Radón para atenuación ruido residual.
a) CMP sin filtro y b) resultado después de aplicar el filtro Radón.
Fuente: Autor

- El filtro 4 se aplica después de la migración pre-apilado en tiempo (Pre-STM⁷), con el fin de atenuar los múltiples de largo periodo. Los múltiples de largo periodo son eventos secundarios que se generan debido a que la onda que se propaga queda reverberando en una o varias capas (Anexo 4), llegando así en un tiempo mayor que el evento primario, como los múltiples tiene la misma velocidad del evento primario, y en teoría la velocidad aumenta con la profundidad, al hacer la corrección por NMO estos eventos secundarios quedan sobre-correctos formando una parábola con curvatura hacia abajo. Con los deltas de tiempo de las parábolas y las frecuencias obtenidas de la descomposición espectral de los datos, se generó un modelo de las parábolas con el filtro Radón, al aplicar este filtro se logró atenuar los múltiples de largo periodo de los datos (Figura 28).

⁷Pre-STM De las siglas en Ingles Pre-Stack Time Migration

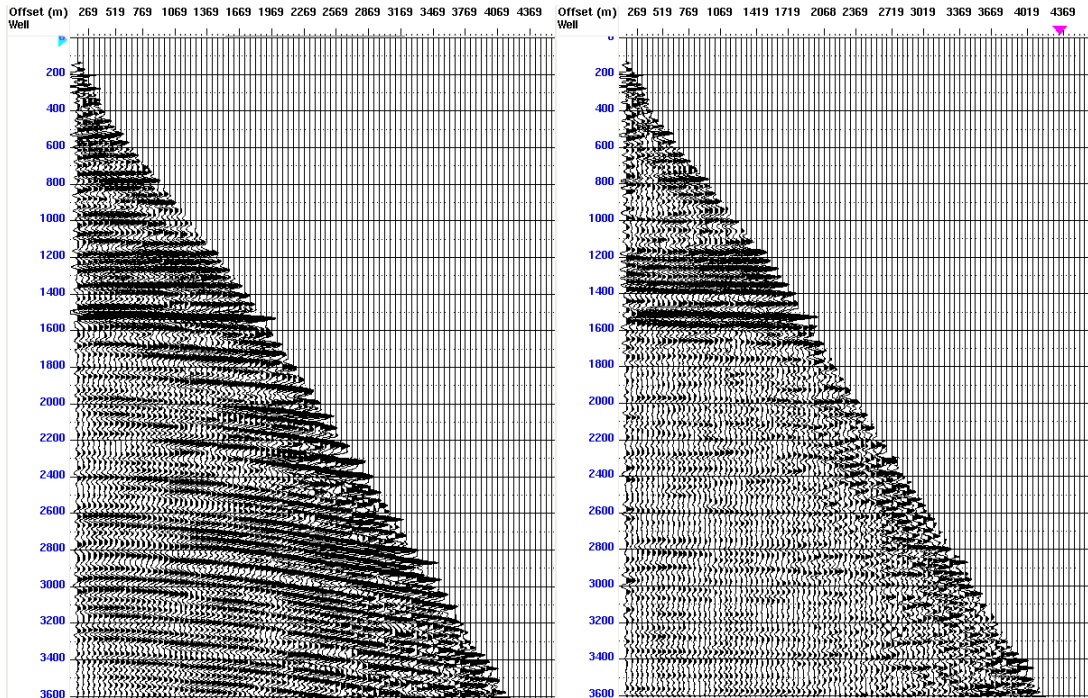


Figura 28 Ejemplo de un CMP antes y después de aplicar el filtro 4
Fuente: Autor

5.1.1.4. *Recuperación de Amplitudes*

La recuperación de amplitudes es una técnica que se aplica para compensar la pérdida de amplitud debido a la divergencia esférica y la atenuación inelástica (Sheriff, 1973). En la Tabla 5 se muestra un pequeño resumen de los principales procesos que se aplican para la recuperación de amplitudes.

En este paso del procesamiento es fundamental escoger el proceso de recuperación de amplitudes que compense la pérdida por divergencia esférica, manteniendo la respuesta AVO. El proceso más adecuado para cumplir esta condición es el TAR, a pesar de ello en esta primera secuencia de procesamiento se aplicó el AGC⁸.

El AGC se utilizó como despliegue gráfico para ver calidad de los filtros que no alteraran la señal, también para el análisis de velocidades donde se obtuvieron las velocidades RMS tanto de los eventos someros como de los profundos, con el objetivo de construir una función de velocidades adecuada para la corrección NMO y obtener así un primer apilado

⁸ AGC: Automatic Gain Control

Tabla 5 Recuperación de Amplitudes

RECUPERACIÓN DE AMPLITUDES	
Proceso	Descripción
Control de Ganancia Automática (AGC)	Se obtiene calculando el valor medio de la amplitud dentro de una ventana específica de tiempo, luego se obtiene la relación entre el valor RMS deseado y el promedio antes calculado. Este escalar es asignado a la función de ganancia, la cual se aplica a cada muestra dentro de una ventana temporal elegida.
Verdadera Recuperación de Amplitudes (True Amplitude Recovery (TAR))	Este proceso ofrece un esquema de recobro de amplitudes las cuales pueden ser usadas por separadas o en combinación. Las opciones incluyen corrección por divergencia esférica y atenuación inelástica, una corrección por DB/segundos y corrección de tiempo de potencia.
<ul style="list-style-type: none"> • Corrección por divergencia esférica 	<p>Esta corrección compensa la pérdida de amplitud debido a la expansión del frente de onda esférico.</p> <p>Si $1/\text{distancia}$ es la base para la expansión esférica, la corrección de ganancia es: $g(t) = t \cdot v(t)$</p> <p>Si $1/(\text{tiempo} \cdot \text{velocidad}^2)$ es la base de la expansión esférica, la corrección de ganancia es : $g(t) = t \cdot v^2(t)$</p> <p>Donde: t= tiempo y $v(t)$= función de velocidad RMS</p>
<ul style="list-style-type: none"> • Corrección por atenuación inelástica 	<p>La corrección compensa la pérdida de amplitud debido a la atenuación inelástica. La corrección de ganancia es: $g(t) = e^{\alpha \cdot t \cdot v(t)}$</p> <p>Donde: α es la constante de atenuación inelástica, t= tiempo y $v(t)$= función de velocidad RMS</p>
<ul style="list-style-type: none"> • Corrección DB/segundos 	Es una simple corrección de decibels por segundo para el ajuste de amplitudes
<ul style="list-style-type: none"> • Corrección tiempo de potencia 	Es una simple corrección de amplitudes. La corrección de ganancia es: $g(t) = t^{\text{POWER}}$

5.1.1.5. Deconvolución

La deconvolución es un proceso que se realiza en el eje del tiempo para incrementar la resolución temporal, este proceso comprime el registro de sismograma aproximadamente a un spike, atenuando así las reverberaciones y los múltiples de corto periodo (Yilmaz, 2001). También la deconvolución es conocida como el inverso de la convolución ya que el objetivo de la deconvolución es remover el efecto de la ondícula de la fuente del sismograma de entrada para obtener aproximadamente la serie reflectiva de la tierra, mientras que el objetivo de la convolución es obtener el sismograma a partir de la convolución de la serie reflectiva de la tierra con la ondícula de la fuente (Anexo 6), En general existen dos tipos de deconvolución:

- La deconvolución determinística o impulsiva: Es aplicar el filtro inverso a los datos de entrada suponiendo que se conoce la ondícula de la fuente. Este método consiste en aplicar el filtro inverso de mínimo cuadrados a los datos de entrada, conociendo la ondícula de la fuente, y obtener así la serie reflectiva de la tierra. (Yilmaz, 2001)
- La deconvolución predictiva: Se basa en crear un filtro de predicción de errores utilizando la autocorrelación del sismograma, es decir con el sismograma se trata de predecir el mismo sismograma para un tiempo de retardo (lag en inglés). Además con la distancia de predicción (tiempo de retardo) adecuada se atenúan las reverberaciones, los fantasmas y múltiples de corto periodo. (Yilmaz, 2001)

El método de deconvolución que se utilizó para este procesamiento es la deconvolución predictiva. En este proceso se encontró que al hacer la autocorrelación a un grupo de CMP, la longitud de operador y la distancia de predicción adecuados no se pudo hallar, debido a la mala calidad de los datos sísmico, por consiguiente se trabajo la deconvolución de la secuencia primaria de procesamiento con una longitud de operador de 240 ms y una distancia de predicción de 35 ms, mientras se creaba el campo de velocidades. Una vez creado el campo de velocidades se obtuvieron apilados parciales utilizando diferentes longitudes de operador y distancias de predicción (Figuras 29,30 y 31), estos apilados se compararon y se escogió el apilado de mejor calidad, gracias a esto se halló la longitud de operador y distancia de predicción adecuada para aplicar la deconvolución a los datos sísmicos, en la secuencia final de procesamiento. El apilado que se seleccionó fue el de la Figura 30, debido a que atenúa los múltiples y mantiene la señal de los reflectores someros.

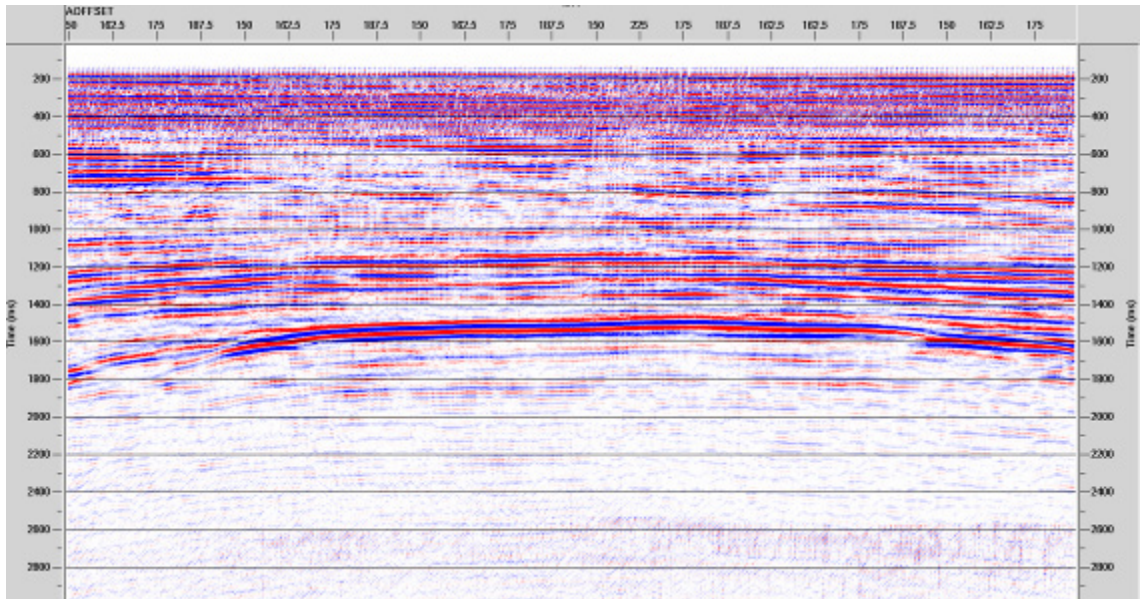


Figura 29 Apilado con deconvolución 120-30
 Longitud de operador= 120 y distancia de predicción 30. Se observa múltiples reverberaciones en la parte somera. Fuente Autor

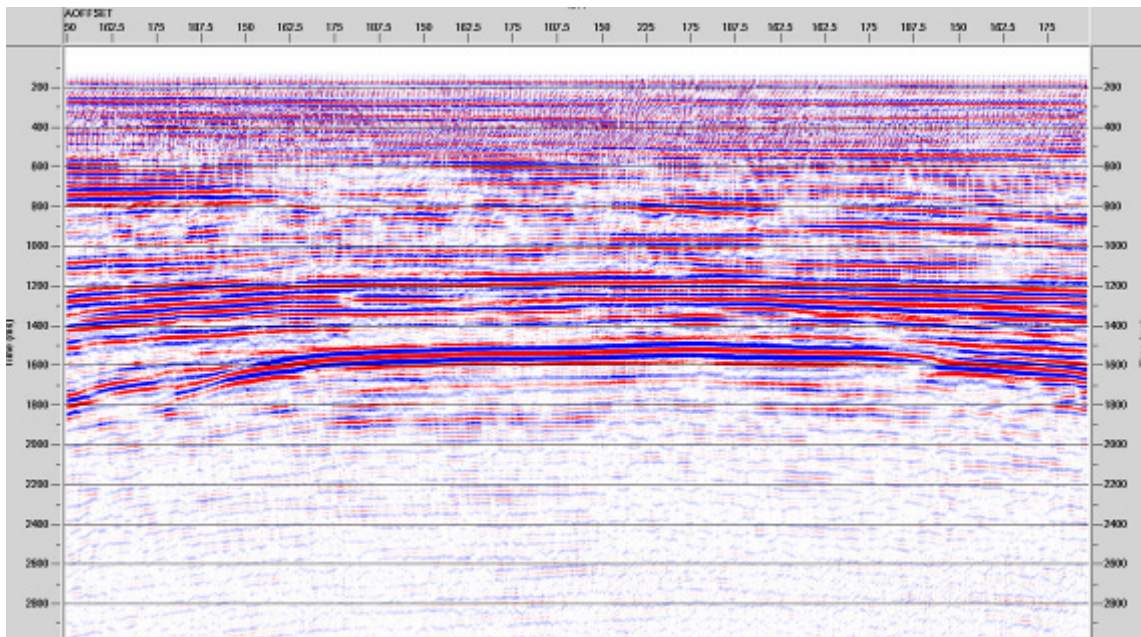


Figura 30 Apilado con deconvolución 120-60
 Longitud de operador= 120 y distancia de predicción 60. Se observa la atenuación de las reverberaciones de la parte somera. Fuente Autor

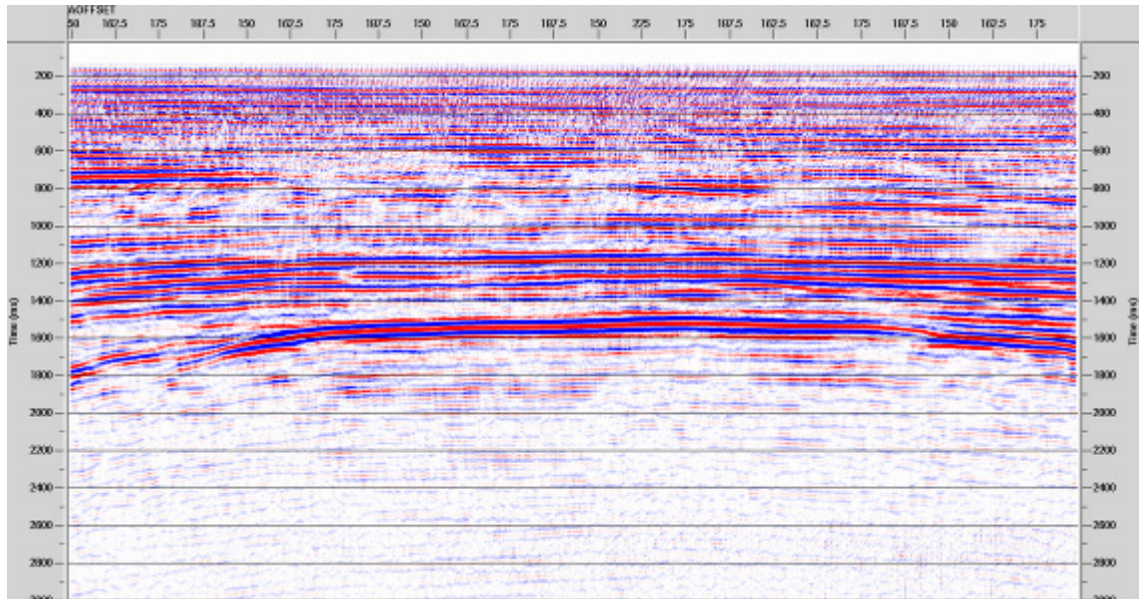


Figura 31 Apilado con Deconvolución 240-60
 Longitud de operador= 240 y distancia de predicción 60. Se observa la atenuación de las reverberaciones de la parte somera. Fuente Autor

5.1.1.6. *Análisis de Velocidades*

El análisis de velocidad es un proceso que se realiza sobre grupos de conjuntos de CMP (super-gathers) determinados (Figura 32), con el objetivo de obtener un campo de velocidades relativas del subsuelo. Este campo de velocidades es aplicado en apilado para obtener un sección sísmica (Yilmaz, 2001). La calidad de la sección sísmica en gran parte depende de la calidad del campo de velocidades construido, ya que si se tiene un mal campo de velocidades la calidad de la sísmica puede degradarse debido a que las reflexiones no se suman coherentemente.

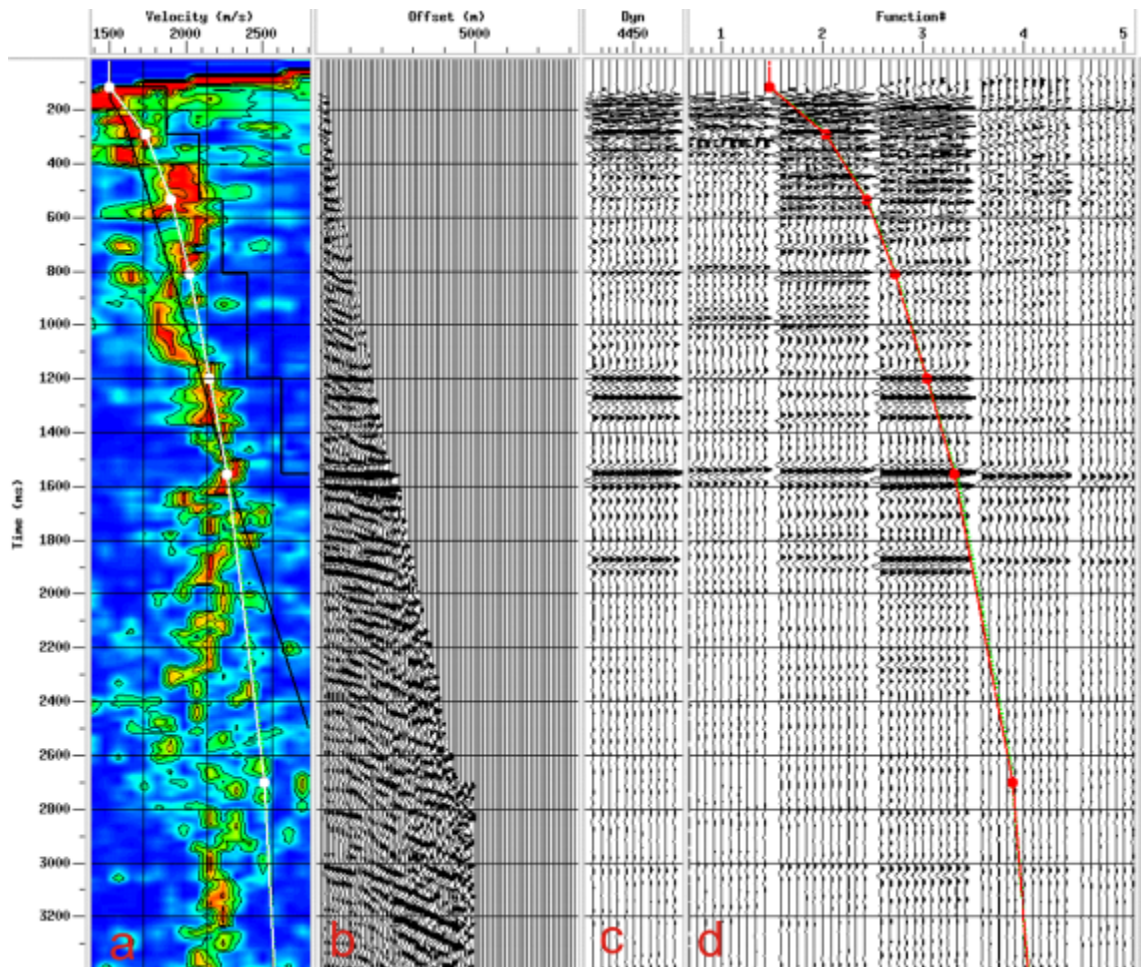


Figura 32 Análisis de Velocidades de un supergather
a) Espectro de velocidad; b) CMP; c) Apilado dinámico y d) Apilados a velocidad constante. Fuente: Autor.

5.1.1.7. Corrección por NMO

La corrección por NMO es aplicada en el eje del tiempo y offset a los conjuntos de CMP, para eliminar el efecto de este último (Yilmaz, 2001), este efecto es debido a que para un mismo evento de reflexión, el tiempo de tránsito es menor para un offset cercano que para uno lejano, al graficar el offset vs tiempo para el evento de reflexión se observa una trayectoria hiperbólica, esta trayectoria deber ser transformada en el eje del tiempo en una línea horizontal de manera que todas las trazas al ser sumadas estén en fase (Figura 32).

Para lograrlo se utiliza la velocidad de trayectoria de reflexión, además se debe tener en cuenta que la corrección NMO asume que los estratos son horizontales, por este motivo la corrección NMO se aplica para estratos horizontales o con un ligero buzamiento. Como la zona de estudio los estratos son horizontales se aplicó corrección NMO utilizando la función de velocidades resultado del análisis (Figura 34).

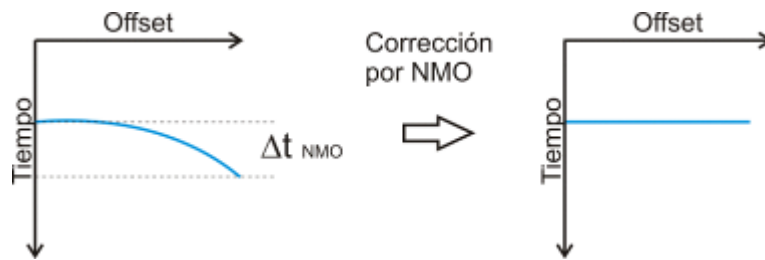


Figura 33 Efecto hiperbólico debido al offset y corrección por NMO
Fuente: Yilmaz (2001)

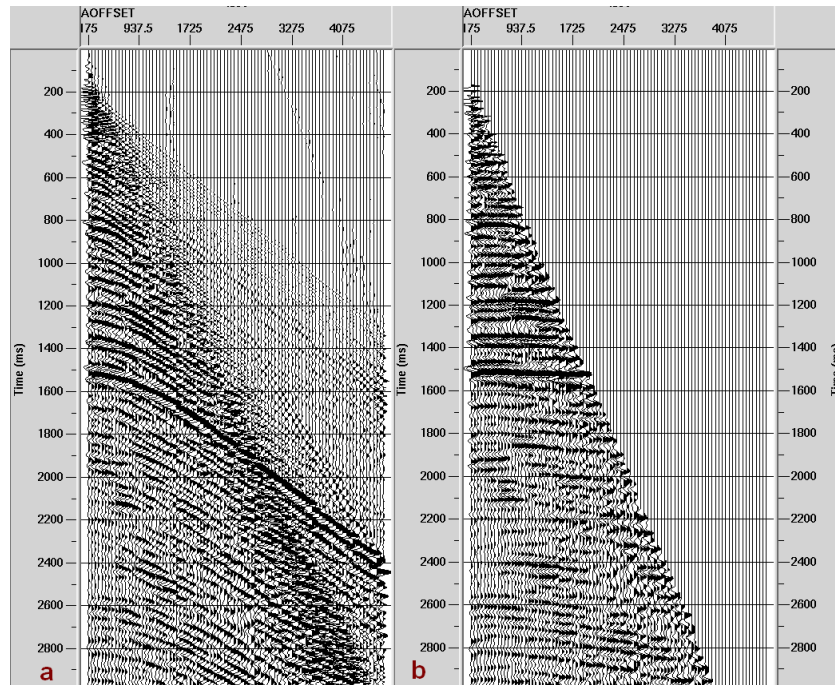


Figura 34 Corrección por NMO
a) Conjunto de CMP sin corrección NMO b) Conjunto CMP corregido por NMO
Fuente: Autor

5.1.1.8. Apilado

El apilado consiste en reducir el volumen de datos sísmicos a una sección sísmica de cero-offset, es decir comprimir la dimensión del offset, esto ayuda a aumentar la relación señal ruido (Yilmaz, 2001). En el apilado se utilizan los CMP corregidos por NMO. Mediante la suma promedio de las trazas de cada CMP se genera una traza que el cero offset. Al ensamblar todos los CDP se obtiene la sección sísmica.

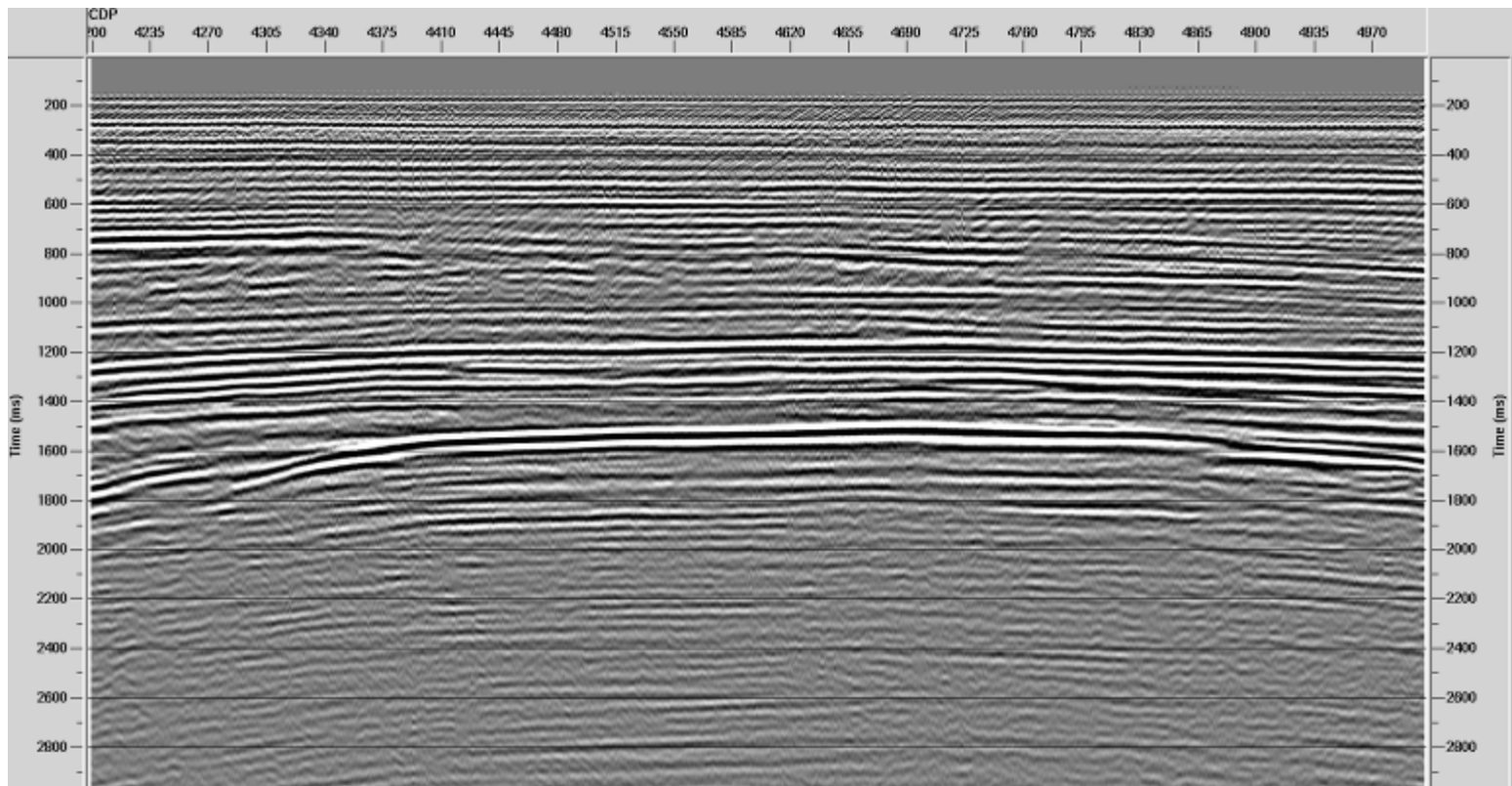


Figura 35 Sección apilada con conjuntos de CMP corregidos por NMO
Donde se observa un ruido lineal debido posiblemente al ruido por dispersión por fuera del plano.
Fuente autor

5.1.2. Secuencia Final de Procesamiento

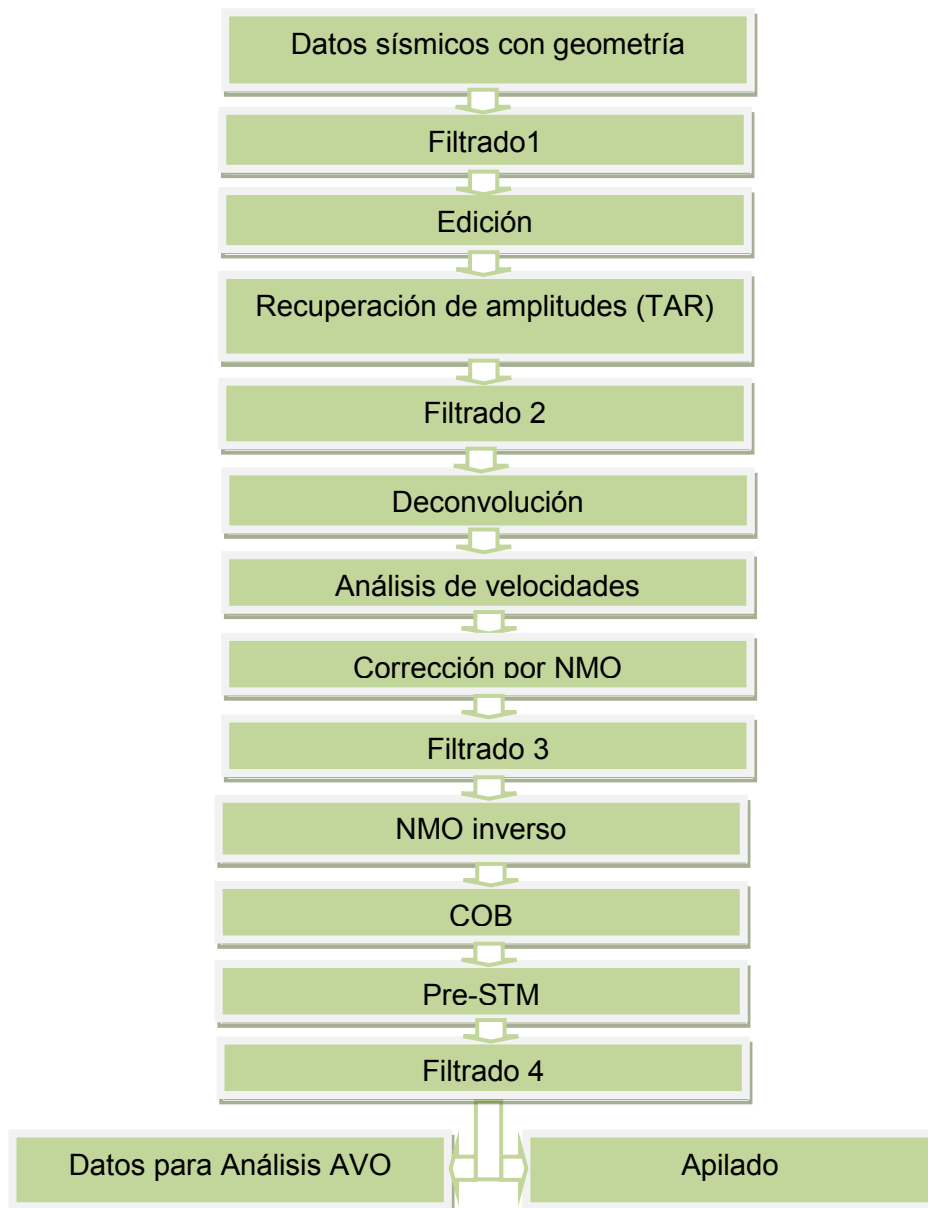


Figura 36 Secuencia de procesamiento Final
Fuente: Autor

5.1.2.1. *Binning en Offset Común (COB)⁹*

El COB es un proceso que se aplica para la regularización de las secciones de offset común, este proceso consiste en: 1) formar rangos de offset en los conjuntos de CMP; 2) Sumar las trazas que estén dentro de este rango, para formar una nueva traza que estará ubicada en el punto medio del rango. Con esto se obtiene en los datos de salida grupos de CMP con menores números de trazas, estas trazas están separadas a una distancia igual al rango de offset (boffset).

El COB es importante aplicarlo debido a que hay trazas nulas en los CMP, al hacer secciones común se observan huecos, estos huecos al migrar la secciones generan errores, por consiguiente se aplica el COB para crear secciones comunes sin el menor huecos posibles (Figura 37) y así se pueda aplicar de una forma adecuada el proceso de migración.

En este trabajo se aplicó el COB a los datos ordenados por CMP sin corrección por NMO, La distancia boffset de los datos fue igual al doble de la distancia entre los disparos.

⁹ COB siglas en ingles de Common Offset Binning

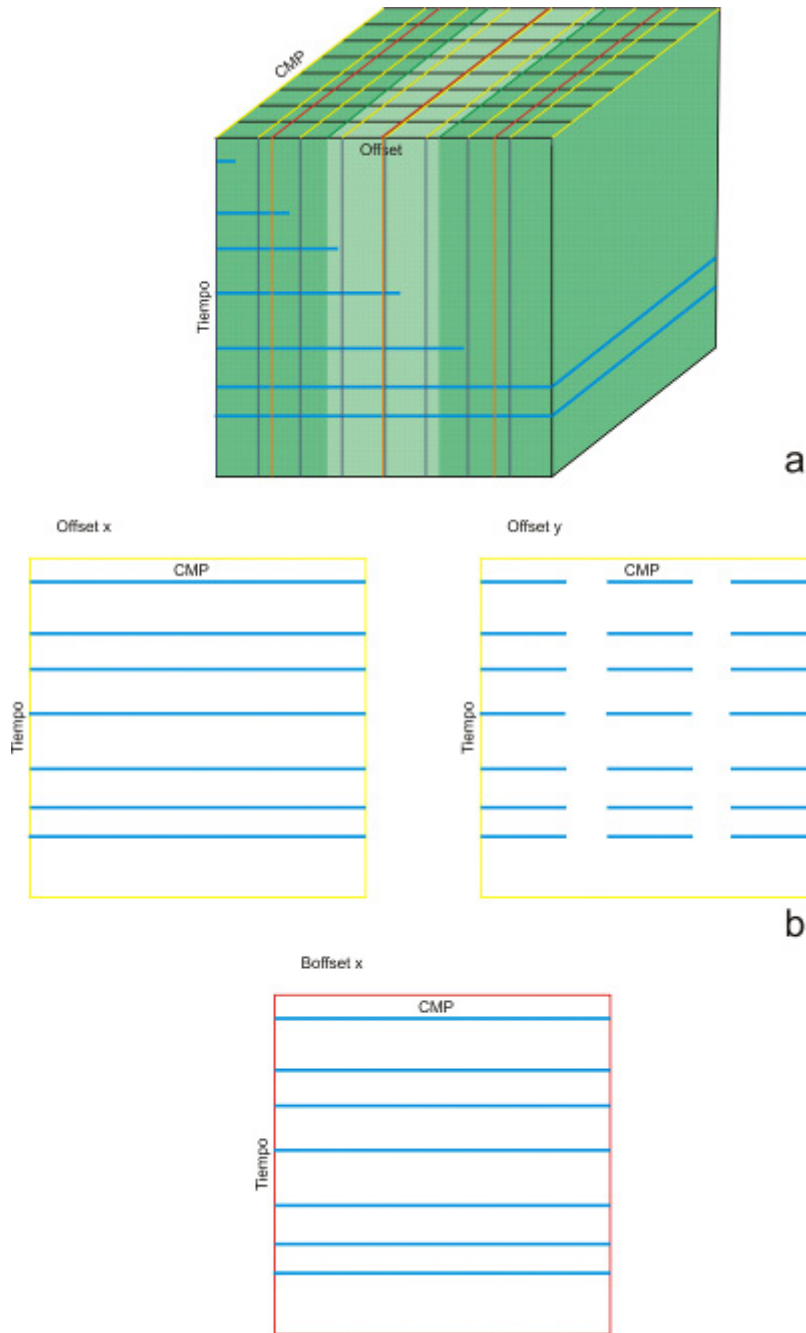


Figura 37 Esquema del proceso COB
a) Bloque diagrama donde los colores verdes representan el rango del offset, las líneas moradas representan el offset, las líneas naranjas el boffset, las líneas amarillas representan las secciones de común offset, las líneas rojas representa las secciones de común boffset; b) secciones de común offset, donde se observa huecos en una sección; c) Sección boffset.
Fuente: Tada, Alfredo

5.1.2.2. Migración Pre-Apilado en Tiempo (Pre-STM¹⁰)

La migración consiste en mover las reflexiones buzantes a su verdadera posición en el subsuelo y colapsar las difracciones, de este modo incrementa la resolución espacial (Yilmaz, 2001). De acuerdo en que etapa del procesamiento y el dominio de los datos (tiempo o profundidad) se aplique la migración, está recibe diferentes nombres como: Pre-STM (Migración pre-apilado en tiempo), Pre-SDM (Migración pre-apilado en profundidad), PSTM (Migración post-pilado en tiempo) y PSDM (Migración post-pilado en profundidad).

Para el análisis AVO se recomienda aplicar a los datos migración pre-apilado en tiempo. Existen varios métodos migración pre-apilado en tiempo (Bancroft, 1996). Para este trabajo se utilizó el método de Kirchhoff para secciones de offset común, el cual usa las funciones de velocidades RMS variantes lateral y verticalmente. Esta migración provee una buena manipulación de fuertes reflectores buzantes o cambios laterales de velocidades. En la Figura 38 se compara entre un CMP corregido por NMO y un CMP después de la migración, donde se observa una mejor resolución vertical del reflector y la atenuación de ruido residual.

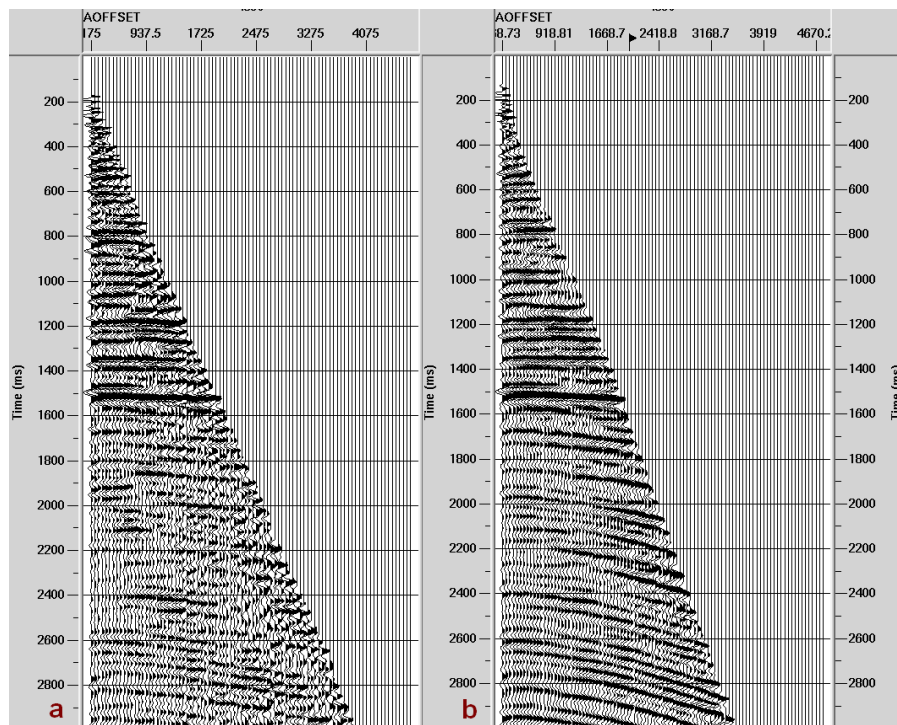


Figura 38 Comparación entre CMP corregido por NMO y CMP migrado.
a) CMP con corrección NMO b) CMP después de la migración
Fuente:

Autor

¹⁰ PSTM= siglas en ingles de Pre-Stack Time Migration

5.1.2.3. Apilado

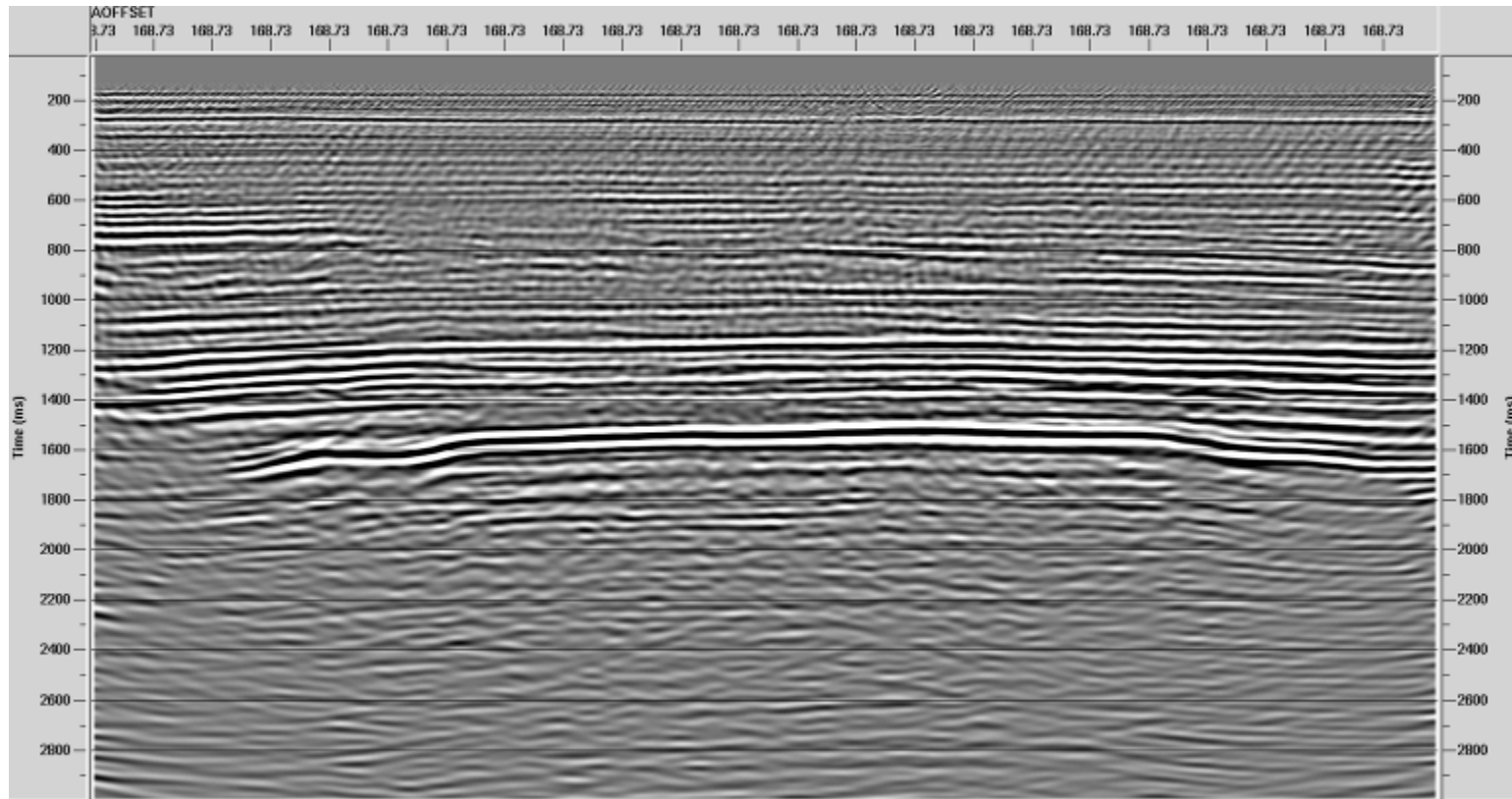


Figura 39 Sección apilada con los conjuntos de CMP migrados.
Fuente: Autor.

5.2 ANÁLISIS AVO

Uno de los principales objetivos de la interpretación de amplitudes es determinar si la reflexión de interés es generada por rocas saturadas de agua o saturadas de hidrocarburos (Hilterman, 2001).

Como el objetivo de este trabajo es determinar la sensibilidad del análisis AVO para la discriminación de fluidos (salmuera y gas) en calizas de la Formación Jimol, se decidió seguir la metodología que aplicó Li (2003) cuando analizó un sector de los reservorios carbonatados de la Cuenca Sedimentaria del Oriente de Canadá (WCSB)

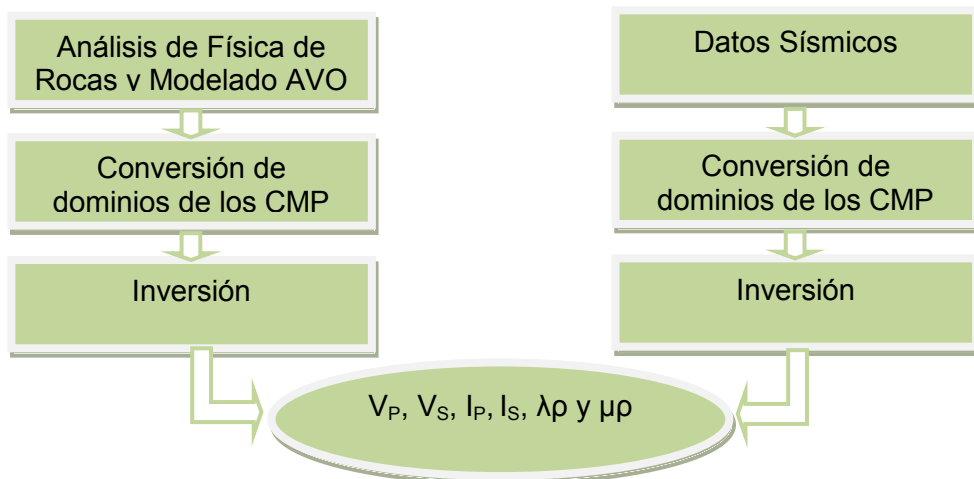


Figura 40 Flujo de trabajo para el procesamiento AVO
Fuente: Li (2003) Modificado Autor

5.2.1. Análisis de Calidad de los Registros

El análisis de calidad es un paso que se debe realizar, para saber cómo se encuentran los datos de entrada y si son adecuados para realizar interpretaciones. Los registros de pozos están muy sujetos a errores en medición por problemas de ambientales y la calidad de la herramienta, por eso es necesario hacer un análisis de calidad y determinar la credibilidad de los valores de los registros.

En la Figura 41 se muestran los registros de pozo. En estos se puede observar:

- El registro caliper es muy inestable entre la profundidad de 1450-1595 m, ya que varían de 24 cm a 34 cm el diámetro del pozo. Esto indica que las medidas en el registro sísmico y densidad son poco confiables.
- El registro caliper es más estable entre las profundidades de 1600-1900 m, que el anterior registros, aunque presenta picos que varían entre 2- a 5 cm del diámetro del pozo. Al tomar la profundidad de estos picos, se observa que el registro sísmico y de densidad también presentan cambios abruptos.

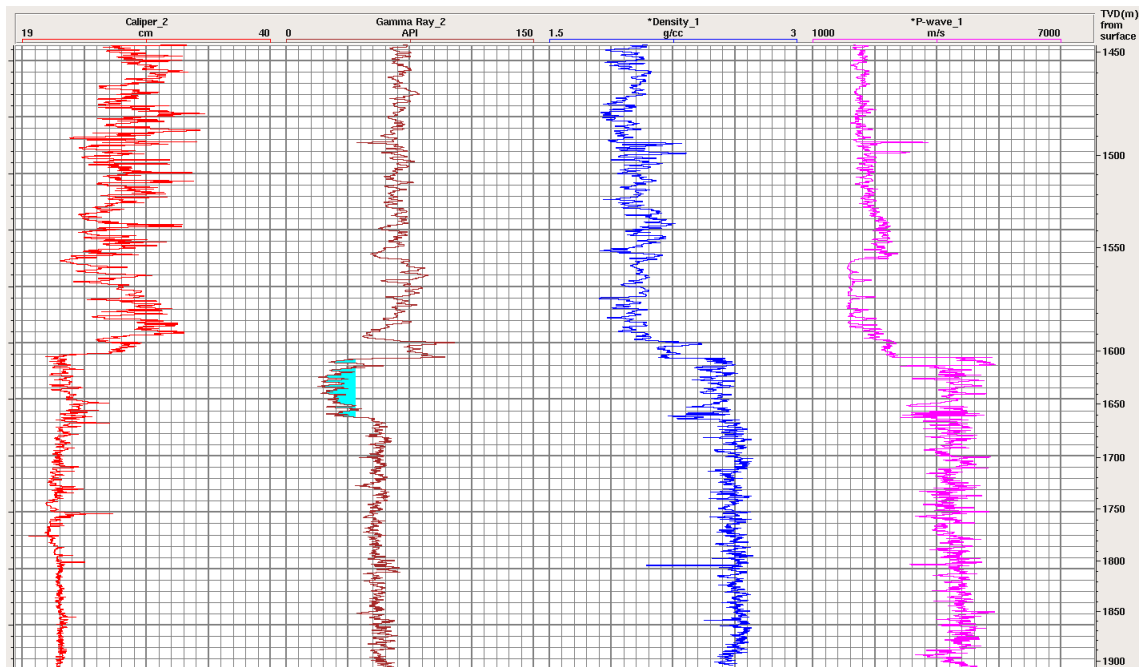


Figura 41 Registros de pozos

Donde el registro rojo, café, azul y fucsia son los registros caliper, gamma ray, densidad y sísmico respectivamente. Fuente: Autor

Debido a que no se cuenta con otros registros de pozos, se decidió trabajar con estos datos, los cuales fueron filtrados para atenuar los valores inconsistentes. El filtro que se utilizó es el filtro de la mediana que trabaja con un operador el cual es la longitud de muestreo. Este filtro consiste en reemplazar el valor de la muestra del centro del operador por el valor de la mediana obtenida por los valores de las muestras dentro del operador.

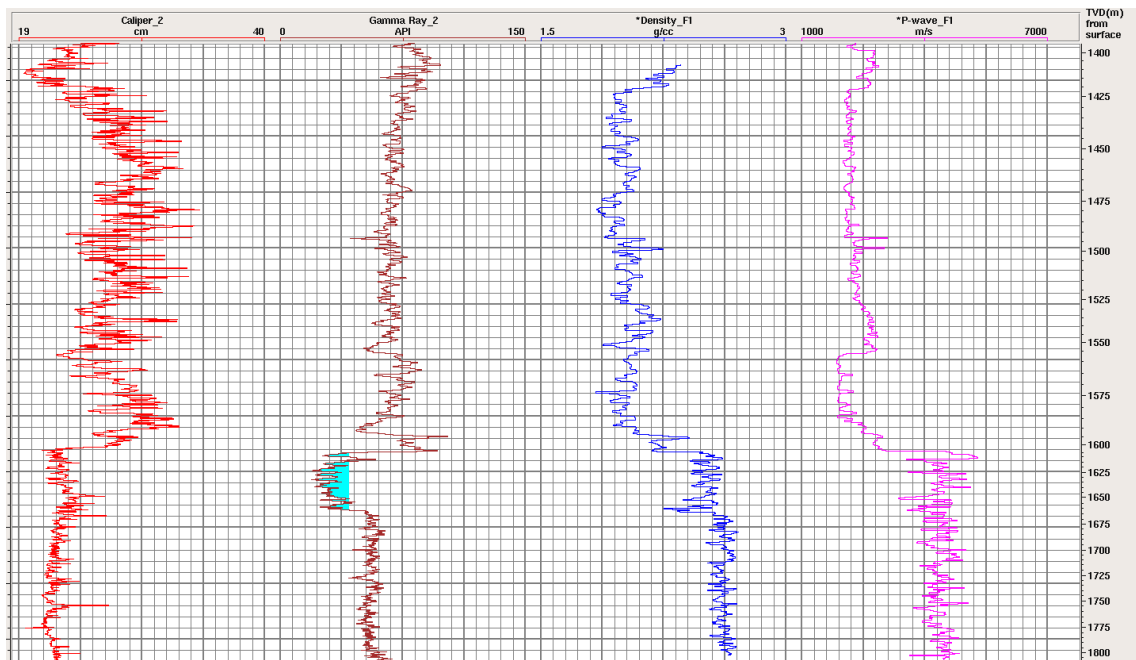


Figura 42 Registros de pozos filtrados.
Fuente: Autor

Con los registros filtrados se procedió hacer la correlación y modelado AVO.

5.2.2. Análisis de Física De Rocas y Modelado AVO

El análisis de física de rocas y el modelado AVO tiene como objetivo estimar la diferencia entre las propiedades de la roca saturada de agua y la roca saturada de hidrocarburos. Con el fin de estimar estas diferencias entre las rocas saturadas, se aplicó la siguiente metodología: 1) Se correlacionó los registros de pozo con los datos sísmicos; 2) Se creó el registro V_S ; 3) Se hizo un modelado de sustitución de fluidos y 4) Se generaron conjuntos de CMP sintéticos a partir de la sustitución de fluidos.

5.2.2.1. Correlación de los Registros de Pozo con los Datos Sísmicos

La correlación entre los registros de pozos con los datos sísmicos busca amarrar los eventos geológicos identificados en los registros con los reflectores de los datos sísmicos. Para lograr esta correlación se debe generar un sismograma sintético a partir de los registros de pozos, el cual se amarra a las trazas sísmicas. Antes de hacer el proceso de correlación se debe extrapolar el pozo al CMP más cercano de la línea, en este caso el CMP más cercano al pozo estaba a 129,16 m del pozo, además se debe calcular una ondícula que se asemeje a la ondícula de la de la fuente, la cual se denominó ondícula base.

- Calculo de la ondícula base

Una Ondícula es una señal transitoria en el dominio del tiempo, la cual tiene una duración finita, es decir tiene un principio y un fin, y su energía está confinada a estas dos posiciones de tiempo. Los parámetros necesarios para la construcción de una Ondícula son: el tipo de ondícula, la frecuencia pico, intervalo de muestreo y longitud de tiempo.

En este trabajo se utilizó la Ondícula de Ricker que es una Ondícula de fase cero; la frecuencia pico se calculó haciendo el análisis espectral de un grupo de CMP, para esto se escogió 40 CMP antes y después del CMP donde se extrapoló el pozo, como resultado se obtuvo una frecuencia pico de 20 Hz; el intervalo de muestreo fue de 2 ms y la longitud de muestreo de 200 ms.

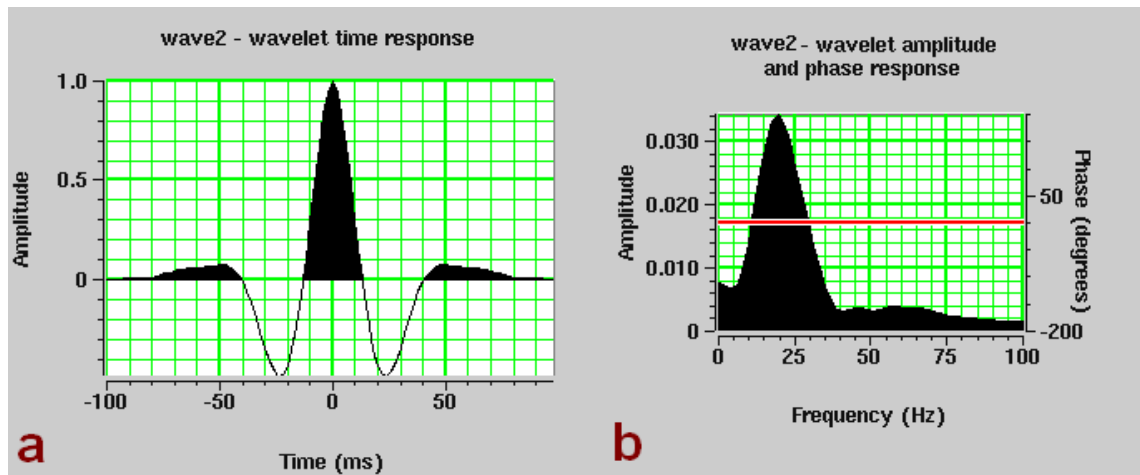


Figura 43 Ondícula base

a) La forma de la ondícula b) frecuencia de la ondícula. Fuente: Autor

- Generación del Sismograma sintético

El sismograma sintético se genera por la convolución entre la serie reflectiva y la ondícula base (Figura 44). La serie reflectiva es calculada con la impedancia, la cual es obtenida con los registros de velocidades y el registro de densidad, reemplazando los valores en la ecuación de Shuey (ecuación (3. 1)).

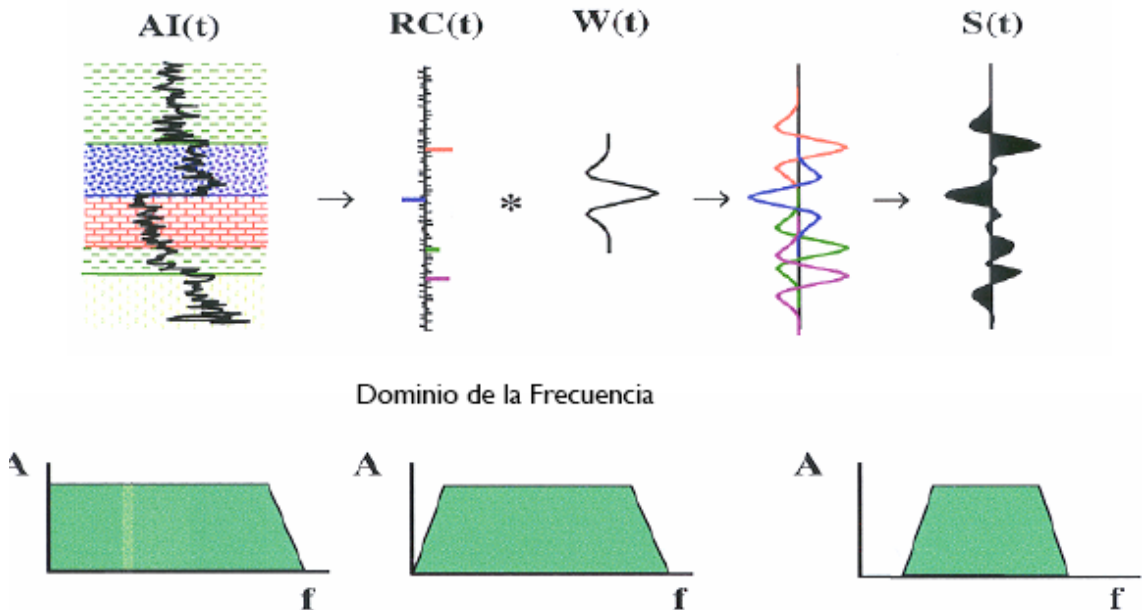


Figura 44 Diagrama para la generación de un sismograma sintético. RC (Coeficientes de Reflexión), AI (Impedancia acústica), W (t) (Ondícula), St (Traza sintética), A= Amplitud y f= frecuencia. Tomado de Jason "one by one" training manual.

- Correlación

Se amarró el sismograma sintético con las trazas sísmicas del CMP donde se extrapoló el pozo, debido a que había un desfase de 1 segundo, se aplicó un salto (shift) en tiempo del sismograma sintético, para que quedara alineado con las trazas sísmicas. Con base en este salto se creó una nueva tabla tiempo profundidad con la que se corrigieron los registros.

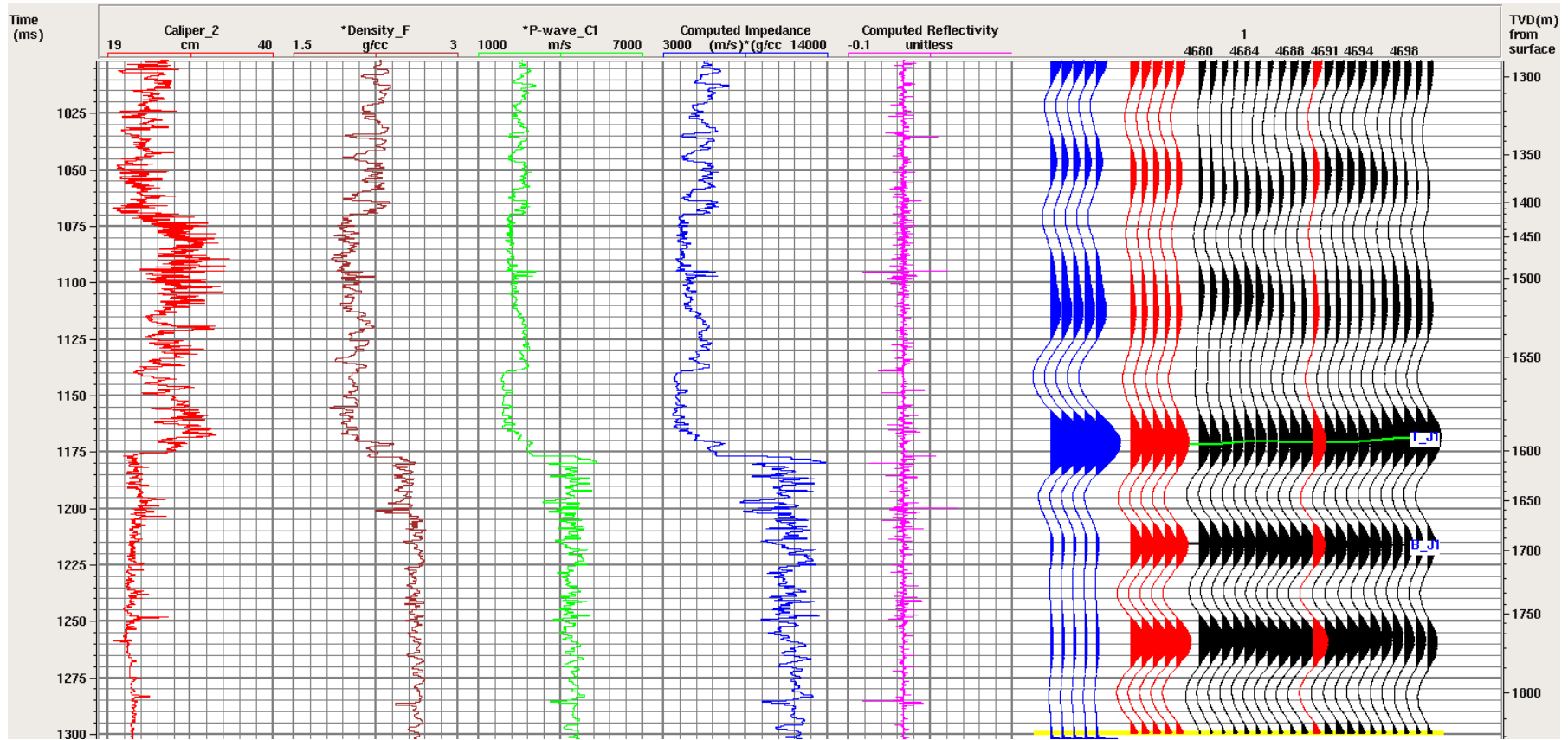


Figura 45 Correlación de los pozos con los datos sísmicos

Trazas azules representan el sismograma sintético; el grupo de trazas rojas representan las trazas extraídas de la sísmica (repetida varias veces para mejor visualización), el grupo de trazas negras representa un grupo de trazas de la sección sísmica apila, la traza roja representa el CMP más cerca al pozo. Fuente: Autor.

5.2.2.2. Generación del registro de velocidad S

El registro de densidad y los registros de la velocidad de la onda P y S son fundamentales para la generación de un conjunto de CMP sintético. Cuando se carece de uno de estos registros se recurren a las ecuaciones empíricas para obtener un registro aproximado. Como en este trabajo no se cuenta con un registro de velocidad de la onda S, y el pozo es seco, se decidió aplicar las ecuaciones empíricas de velocidad para generar un registro sintético de la onda S. Para la generación del registro se siguieron los siguientes pasos:

- a) Se seleccionaron las ecuaciones empíricas de velocidades que se van aplicar de acuerdo con la litología presente. Con el registro compuesto se observó la litología y el rango en profundidad. Las ecuaciones que se utilizaron fueron: para los shale la ecuación (3. 20) y para la caliza la ecuación (3. 21).
- b) Se generó el registro sísmico en unidades de m/s, aplicando en el rango de cada litología la ecuación adecuada.

5.2.2.3. Modelado de Substitución de Fluidos (FRM)

El objetivo del modelado de substitución de fluidos consiste en estimar las diferencias entre distintos tipos de saturación de las rocas. Para hacer un FRM se debe conocer de la zona de interés la composición mineralógica de la roca, los fluidos presentes y la saturación de agua, también se deben tener los registros de densidad, porosidad, velocidad de la onda P y velocidad de la onda S. Con estos datos lo que se hace es reemplazar el fluido existen por otro fluido (gas) o una mezcla de fluidos (gas-salmuera) y utilizando la ecuaciones de Gassman se obtiene unos nuevos registros que muestran como serian los resultados cuando la roca esté saturada con el fluido o la mezcla de fluidos deseado.

En este trabajo se cuenta con los registros de densidad, porosidad, sísmico y el registro de velocidad de la onda S sintético, también se sabe que la zona de interés está saturada de salmuera, pero no se conoce la composición mineralógica de la roca. Para hacer el FRM se siguieron los siguientes pasos:

- a) Como en la columna estratigráfica generaliza de la cueca de la baja guajira definen que las calizas de la formación Jimol, son calizas arenosas con porcentaje de cuarzo y feldespatos, se tomaron como minerales principales la calcita, el cuarzo, el feldespatos y la arcilla. Con base en esto se hizo un modelado de 100 salmuera variando el porcentaje de la composición mineralógica, con los resultados que mejor se ajustaran a los datos de densidad de entrada, se determinó el porcentaje aproximado de los minerales.(Tabla 6)

Tabla 6 Propiedades de la matriz de la roca

PROPIEDADES DE LA MATRIZ DE LA ROCA				
Mineral	%	Densidad (g/cc)	Módulo de Volumen (GPa)	Módulo de Cizalla (GPa)
Calcita	77	2.710	76.80	32.00
Cuarzo	8	2.650	36.6	45.00
Feldespato	5	2.630	75.6	25.6
Arcilla	10	2.580	20.9	6.9
Promedio		2.6882	61.6404	27.7676

Fuente: Autor

Tabla 7 Propiedades de los fluidos

PROPIEDADES DE LOS FLUIDOS DE LA ROCA			
Fluido	%	Densidad (g/cc)	Módulo de Volumen (GPa)
Salmuera	100	1.09	2.38
Gas	0	0.1	0.021

Fuente: Autor

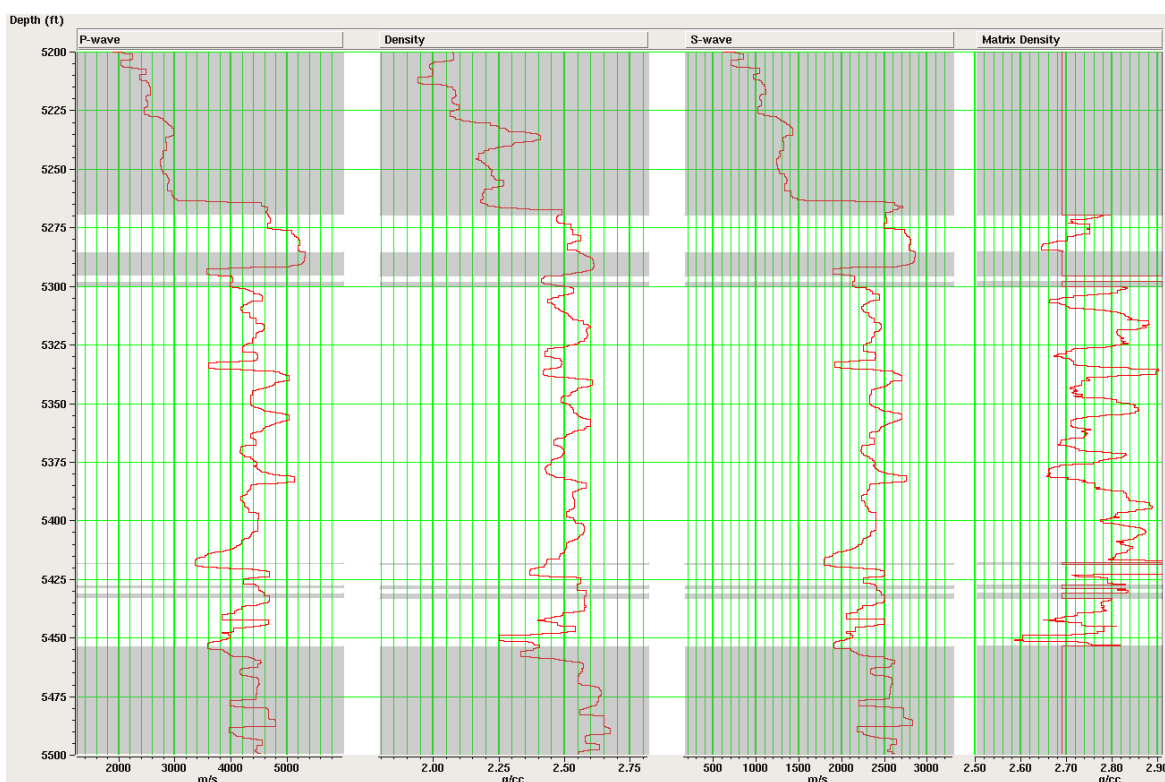


Figura 46 Sustitución de Fluidos 100% salmuera

La línea negra es el registro original, línea roja es el resultado del FRM, las zonas grises son las zonas no modeladas. Fuente: Autor

- b) Se hizo una segunda substitución de fluidos donde se varió de 100% salmuera (Tabla 7) a 70% de gas y 30 % de salmuera, para esta substitución se utilizaron los porcentajes de minerales que se hallaron en el paso anterior (Tabla 6)

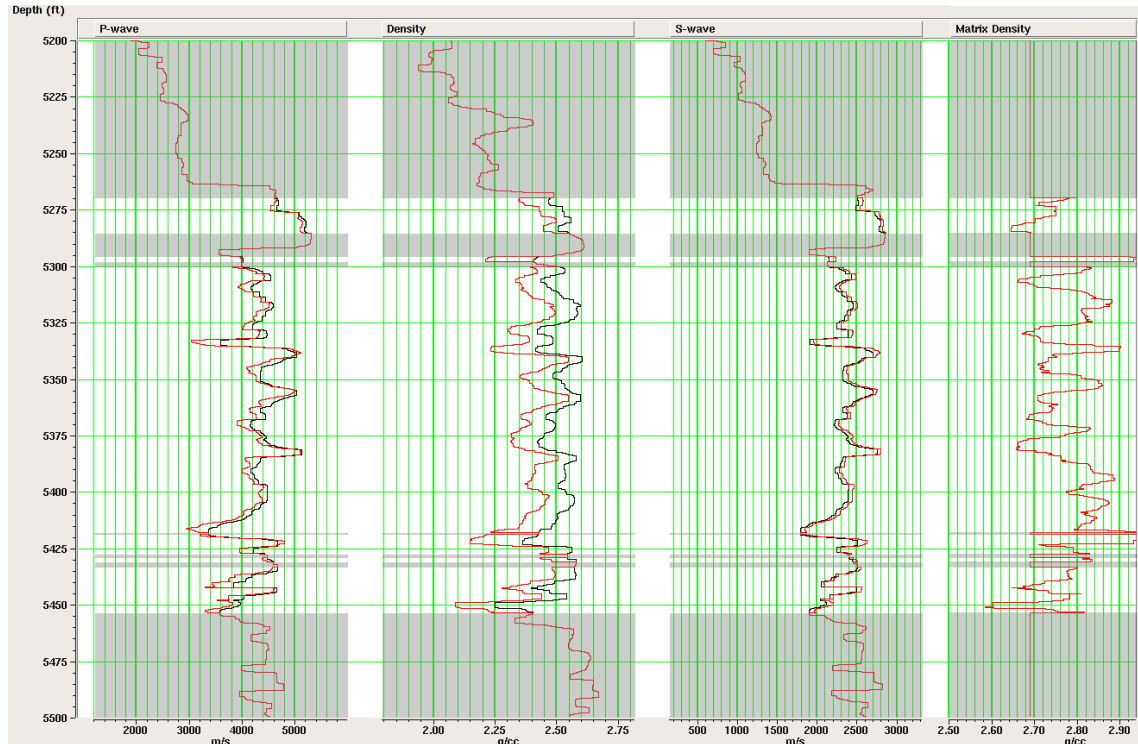


Figura 47 Ejemplo de FRM (30% salmuera, 70% Brine)

La línea negra es el registro original, línea roja es el resultado del FRM, las zonas grises son las zonas no modeladas. Fuente: Autor

5.2.2.4. Generación de Conjuntos de CMP Sintéticos

Los CMP sintéticos son creados por la convolución de la ondícula base y las series reflectivas a diferentes ángulos a partir de los registros de pozo originales y modelados, con el fin de aplicar el análisis AVO en cada uno de los escenarios (100% saturado de salmuera y la saturación del fluido modelado) y encontrar así la tendencia de la roca saturada de salmuera y si se puede diferenciar entre rocas saturadas de salmuera y rocas saturadas del fluido de interés, también como sería la variación del fluido de interés con respecto a la tendencia de la roca saturada de salmuera.

Las series reflectivas se generan utilizando la ecuación R_{PP} de Zoeppritz (Anexo 1) donde se relaciona el coeficiente de reflexión con la densidad, las velocidades V_P y V_S , y el ángulo de incidencia. La densidad y las velocidades son extraídas de los registros y el ángulo de incidencia es calculado a partir del offset y la velocidad V_P , el offset y el rango de offset es el mismo de los datos sísmicos.

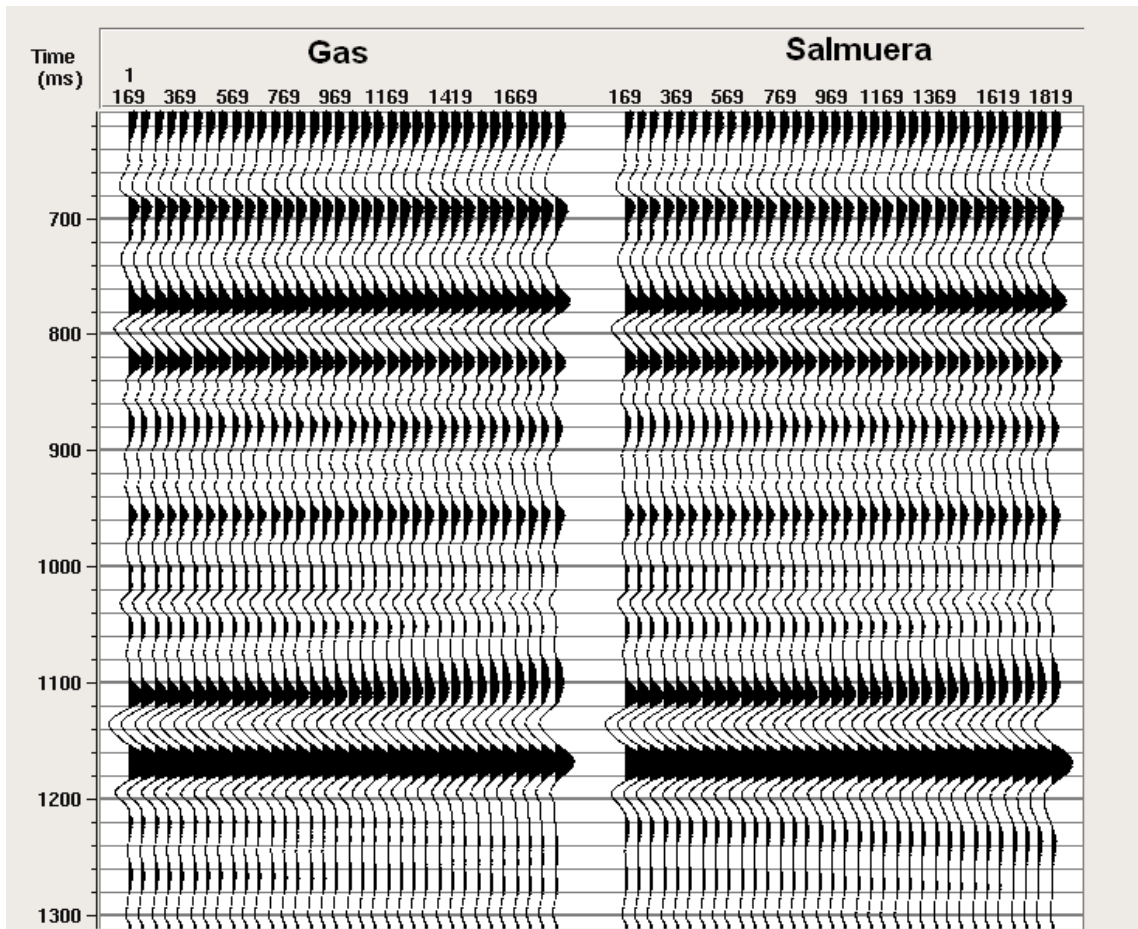


Figura 48 Conjuntos de CMP sintéticos.
Fuente: Autor

5.2.3. Conversión de dominios de los CMP

El proceso de conversión de dominios CMP consiste en transformar los conjuntos de CMP del dominio del offset al dominio del ángulo de incidencia, para calcular el ángulo de incidencia a partir de los conjuntos de CMP en dominio del offset es necesario tener una función de velocidad.

5.2.3.1. Conversión de dominio de los CMP de los datos reales

Antes de hacer la conversión de los datos de entrada, se delimitó un área, tomando cierta distancia en superficie, seleccionándose 40 conjuntos de CMP, quedando en el centro el conjunto de CMP que contiene el pozo. Después se importaron las tablas de velocidades obtenidas en el procesamiento. Con esta tabla se hizo la conversión de dominio de offset de cada conjunto de CMP a dominio de ángulo de incidencia.

5.2.3.2. Conversión de dominio de los CMP de los datos sintéticos

Antes de hacer la conversión de los CMP sintéticos, se decidió hacer 15 copias del modelo de Salmuera y 9 copias del modelo de gas, con el fin de crear una línea compuesta de 24 CMP sintéticos, en el centro esta modelo con gas y en los extremos el modelo con salmuera. Una vez creada la línea sintética se procedió a cambiar de dominio de offset al dominio de ángulos de incidencia a los conjuntos de CMP, utilizando los respectivos registros sísmicos para los datos.

5.2.4. Inversión

La inversión es un proceso que se aplica a los datos sísmicos, para obtener la serie reflectiva de la tierra. Para entender la inversión se debe conocer el modelo convolucional (Anexo 6). Tradicionalmente la inversión ha sido aplicada a datos sísmicos post-apilado, para obtener la impedancia acústica. En los últimos años este proceso se ha extendido a datos sísmicos pre-apilados donde se obtiene la impedancia acústica y de cizalla, con las cuales se pueden calcular los fluidos de poro.

Existen numerosos métodos de inversión, desarrollados tanto para datos sísmicos pre y post-apilados. En la Tabla 9 se muestran los principales métodos de inversión Post-apilado y en la Tabla 8 los métodos de inversión para datos pre-apilados.

Tabla 8 Métodos de Inversión en datos pre-apilados (Inversión elástica)

Método	Descripción
Impedancia Elástica (Connolly, 1999)	Consiste en hacer un calcular la inversión elástica (EI) de ángulos cercanos y ángulos lejanos. Donde $EI = V_P^{(1+\tan^2 \theta)} \cdot V_S^{(-8K \sin^2 \theta)} \cdot \rho^{(1-4K \sin^2 \theta)}$ y $K = V_S^2 / V_P^2$
Lamda-Mu-Rho (LMR) Goodway ,1997	Consiste en transformar los resultados de Impedancias de la inversión simultanea en $\lambda\rho$ y $\mu\rho$
Inversión Simultanea (Hampson 2005)	Consiste en crear un modelo inicial con los registros, las tendencias base y la ecuación de Fatti, esta ecuación es transformada en sistema de variables independientes, lo que la hace más estable. Posteriormente con la ecuación mejorada y el modelo inicial se hace la inversión utilizando el método gradientes conjugados y se obtienen las impedancias (Z_P , Z_S y ρ) y sus derivados (V_P, V_S y V_P/V_S).

Tabla 9 Métodos de Inversión en datos post-apilados (Inversión acústica)

Método	Descripción
Banda Limitada	Se asume que las trazas sísmicas representan una aproximación de la reflectividad de la tierra, entonces esta reflectividad puede ser invertida para obtener la impedancia acústica. Como en la sísmica se manejan frecuencias de (10-80 Hz), al invertir solo se tiene la impedancia acústica de frecuencias medias, entonces para hallar la impedancia acústica de bajas frecuencias se utilizan los registros de pozos o las velocidades RMS. La combinación de estos dos productos es el resultado de la inversión banda-limitada.
Inversión de Bloques	Consiste en crear pseudo-capas a partir del registro sísmico y densidad. Con base en este modelo se hace la inversión de los datos sísmicos para obtener la impedancia acústica.
Inversión Estocástica	Considera que la traza sísmica y un modelo inicial de impedancias son los datos de entrada, de lo cual debe surgir el resultado final de la inversión. Esto una forma de inversión geoestadística la cual explícitamente direcciona al problema de no-unicidad por la producción de muchos rangos de resultados de inversión datos por el volumen sísmico de entrada.

Todos los algoritmos de inversión experimentan el problema de no-unicidad, ya que hay más de un modelo geológico consistente con los datos sísmicos. Solo hay un camino para decidir entre esas posibilidades, es usar otra información, no presente en los datos sísmicos. Esa otra información es usualmente suministrada por un modelo inicial.

En este trabajo se utilizaron dos métodos: Inversión simultánea donde se calcularon V_P , V_S , V_P/V_S , I_P e I_S ; y LRM donde se calcularon $\lambda\rho$ y $\mu\rho$. La metodología a seguir fue la siguiente: 1) Se creó un modelo base 2) Se realizó la inversión simultánea. 3) se aplicó LMR

5.2.4.1. Creación del Modelo.

El modelo base se creó a partir de los registros de densidad, el registro sísmico y el registro sintético de V_S . Con los registros de velocidades se calcularon los valores de Impedancias de la onda P (I_P) (Figura 49) y de la onda (I_S). Se graficó $\ln(I_P)$ contra $\ln(I_S)$ y $\ln(I_P)$ contra $\ln(\rho)$ y se calculó la regresión lineal de cada gráfica (Figura 50) con el fin de obtener las tendencias bases de la litología saturada de agua (Anexo 7).

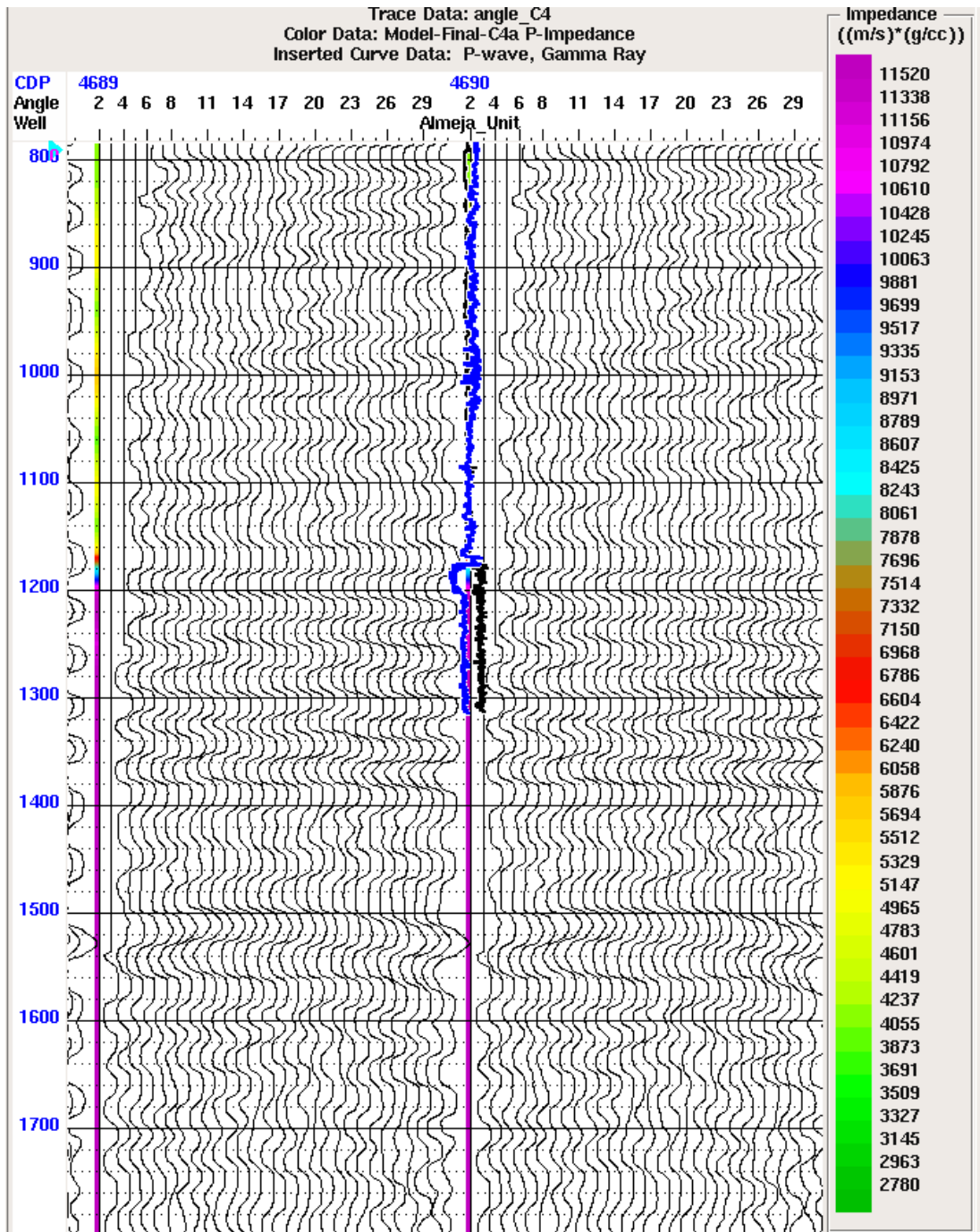


Figura 49 Modelo de inversión

En la figura los colores indican el valor de la impedancia de la onda P
Fuente: Autor

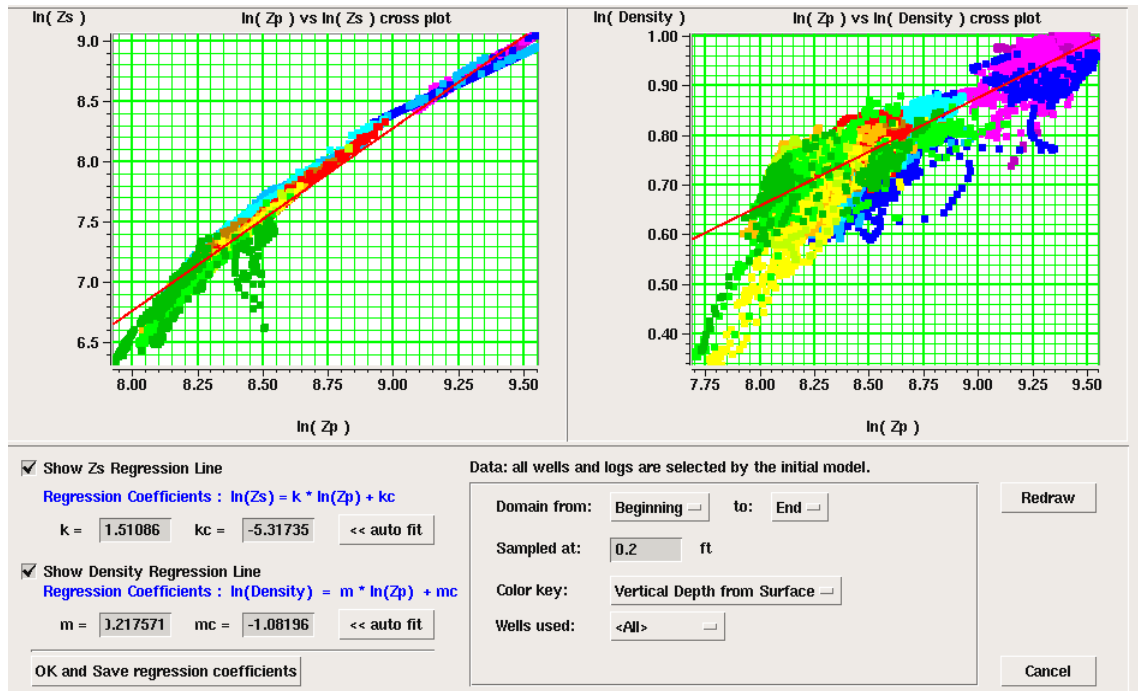


Figura 50 Cálculo de las tendencias base de la litología húmeda.
En la figura los colores indican el valor de la impedancia de la onda P
Fuente: Autor

$$\ln(I_z) = k \ln(I_p) - kc$$

$$\ln(I_z) = 1.51086 \cdot \ln(I_p) - 5.31735 \tag{3.23}$$

$$\ln(\rho) = m \cdot \ln(I_p) - mc$$

$$\ln(\rho) = 0.217571 \cdot \ln(I_p) - 1.08196 \tag{3.24}$$

$$\frac{\langle V_s \rangle}{\langle V_p \rangle} = 0.32923 \tag{3.25}$$

5.2.4.2. Inversión Simultánea

La inversión simultánea se realizó utilizando los datos sísmicos ordenados por CMP en dominio de ángulos, la ondícula base, la ecuación de Fatti de variables independientes (3. 6).

El algoritmo de inversión simultánea consiste en:

(1) Se suministra la siguiente información:

- Un set de Un set de N trazas en ángulos
- Un set de N ondículas, una por cada ángulo. En este caso en particular como se trabajó con ángulos hasta 30° solo se utilizó una ondícula base.
- Modelo inicial de valores de I_P , I_S y ρ .

(2) Se calculó los valores óptimos para k y m usando los registros de entrada (**Figura 50**)

(3) Se construyó el modelo de entrada :

$$[L_P \quad \Delta L_S \quad \Delta L_D]^T = [\log(Z_P) \quad 0 \quad 0]^T$$

(4) Se solucionó el sistema de ecuaciones por el método de gradientes conjugados.

(5) Se calculó los valores finales de I_P , I_S y ρ ; y a partir de estos valores se hayan sus derivados V_P , V_S , y V_P/V_S .

5.2.4.3. LMR

Con las impedancias obtenidas en la inversión simultanea y las ecuaciones (3. 9) y (3. 10) se transforman de impedancias a $\lambda\rho$ y $\mu\rho$.

6 RESULTADOS

El análisis AVO es muy sensible a los parámetros de entrada, debido al problema de la no unicidad de la inversión, por eso es necesario hacer una buena calibración de los datos. En la metodología se mostró un primer modelo de inversión, como los resultados mostraron incoherencias en los valores de la inversión, se decidió hacer un análisis de la calidad de los datos.

6.1 MODELO DE INVERSIÓN INICIAL

Los parámetros de inversión inicial se calcularon de la siguiente forma:

- Con los registros de velocidad V_P , V_S y densidad se calculó I_P e I_S .
- Se calculó el logaritmo natural de: I_P , I_S y ρ .
- Se graficó $\ln(I_P)$ vs. $\ln(I_S)$ y $\ln(I_P)$ vs. $\ln(\rho)$ y se hizo una regresión lineal para calcular la tendencia base.
- Se calculó la relación $\langle V_S \rangle / \langle V_P \rangle$

$$\frac{\langle V_S \rangle}{\langle V_P \rangle} = \frac{(1-m)}{(k-m)} \cdot n = \frac{(1-0,217571)}{(1.51086 - 0,217571)} \cdot 0,5443 \Rightarrow \frac{\langle V_S \rangle}{\langle V_P \rangle} = 0.32923$$

3.23

6.1.1. Resultado de los Datos Sintéticos

En las figuras 48- 52 se muestran los resultados obtenidos en la inversión. En estas gráficas se observan:

- Una variación vertical en las calizas. En las gráficas de Velocidades V_P y $\lambda\rho$ hay tres tendencias bien marcadas donde disminuyen el valor de la velocidad y la constante de Lamé del tope hacia la base de las calizas.
- En la profundidad de 1185-1205 ms, se puede diferenciar entre las calizas saturadas de gas, de las calizas saturadas de salmuera, debido a que las calizas con gas tienen un valor menor en las velocidades y las constantes Lamé que las rocas con salmuera
- Los resultados de $\mu\rho$ de las rocas suprayacentes a las calizas tiene un rango de $\mu\rho < 5$, llegando a valores cercanos a 0, esto es debido a los bajos valores de la impedancia I_S .
- Valores incoherente de velocidad en la zona de gas entre las profundidades 1280-1285, En esta zona se observa un mayor valor de la velocidad P con respecto a los valores de la onda P de la zona de salmuera. Esto es erróneo debió a que la velocidad disminuye con la saturación de gas.

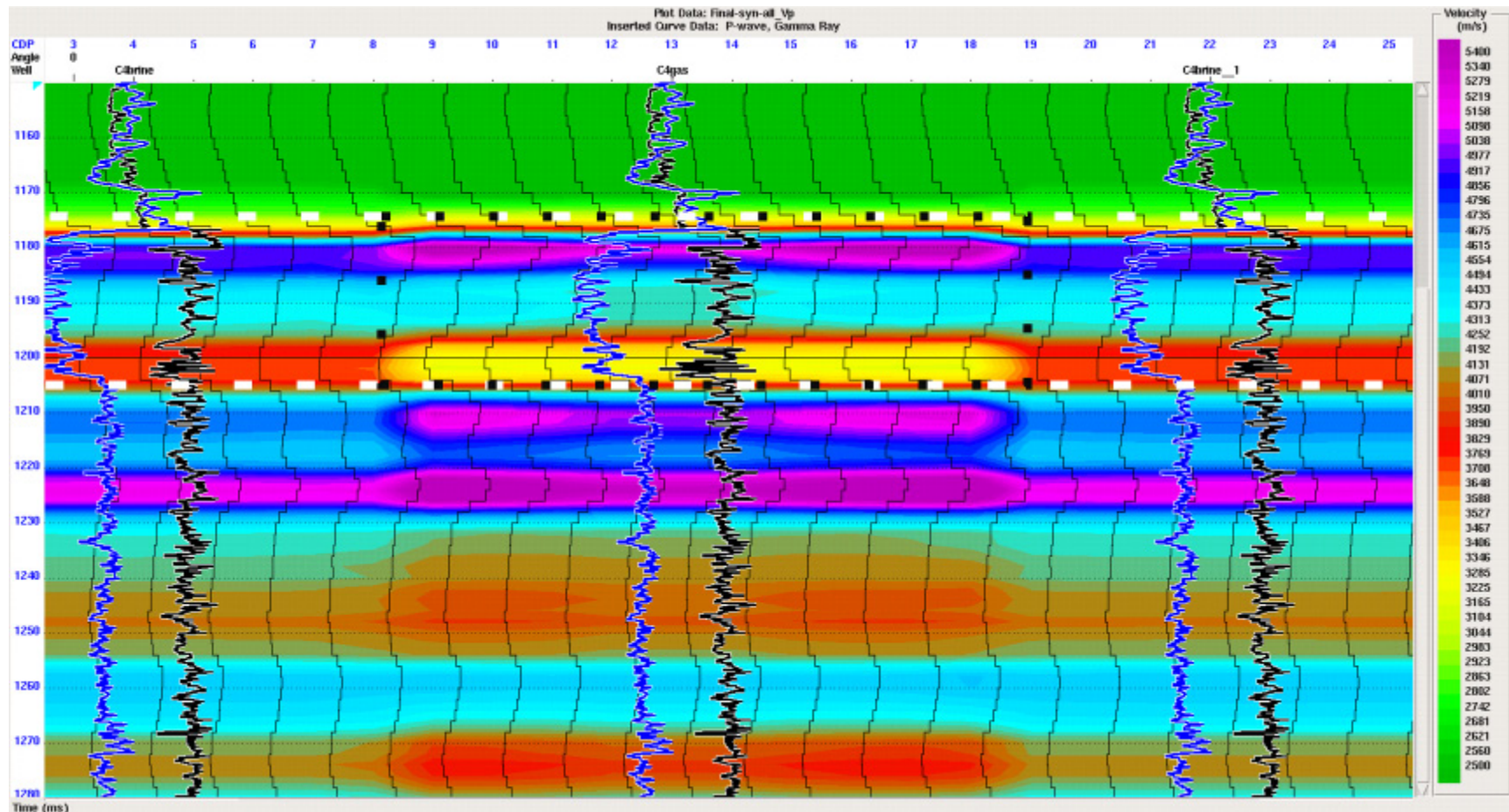


Figura 51 Sección apilada de la velocidad de la onda P (V_p) de los datos sintéticos. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas y el rectángulo a puntos indica la zona de gas. Los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor

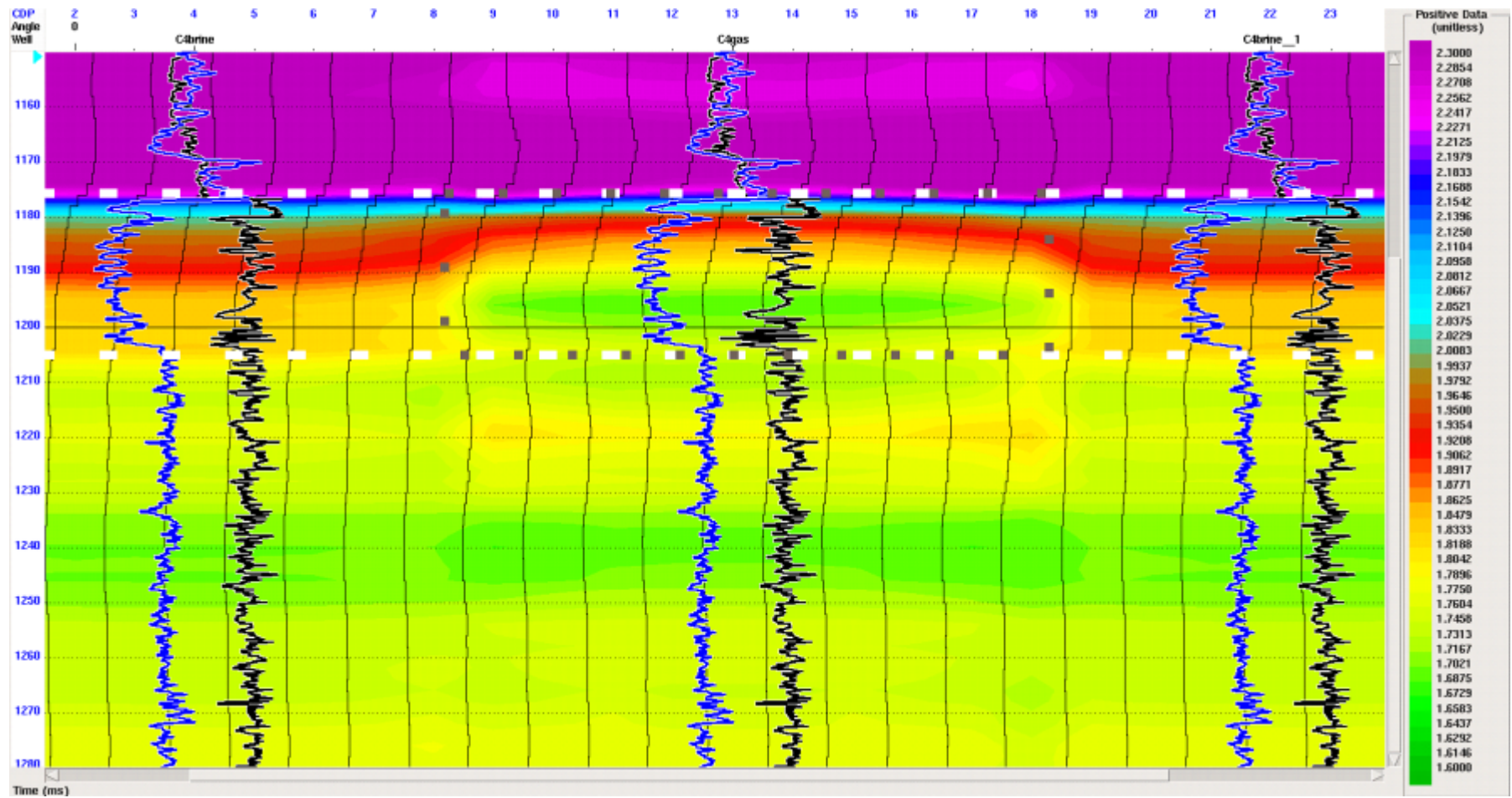


Figura 52 Sección apilada de V_p/V_s de los datos sintéticos.

Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas y el rectángulo a puntos indica la zona de gas. Los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor

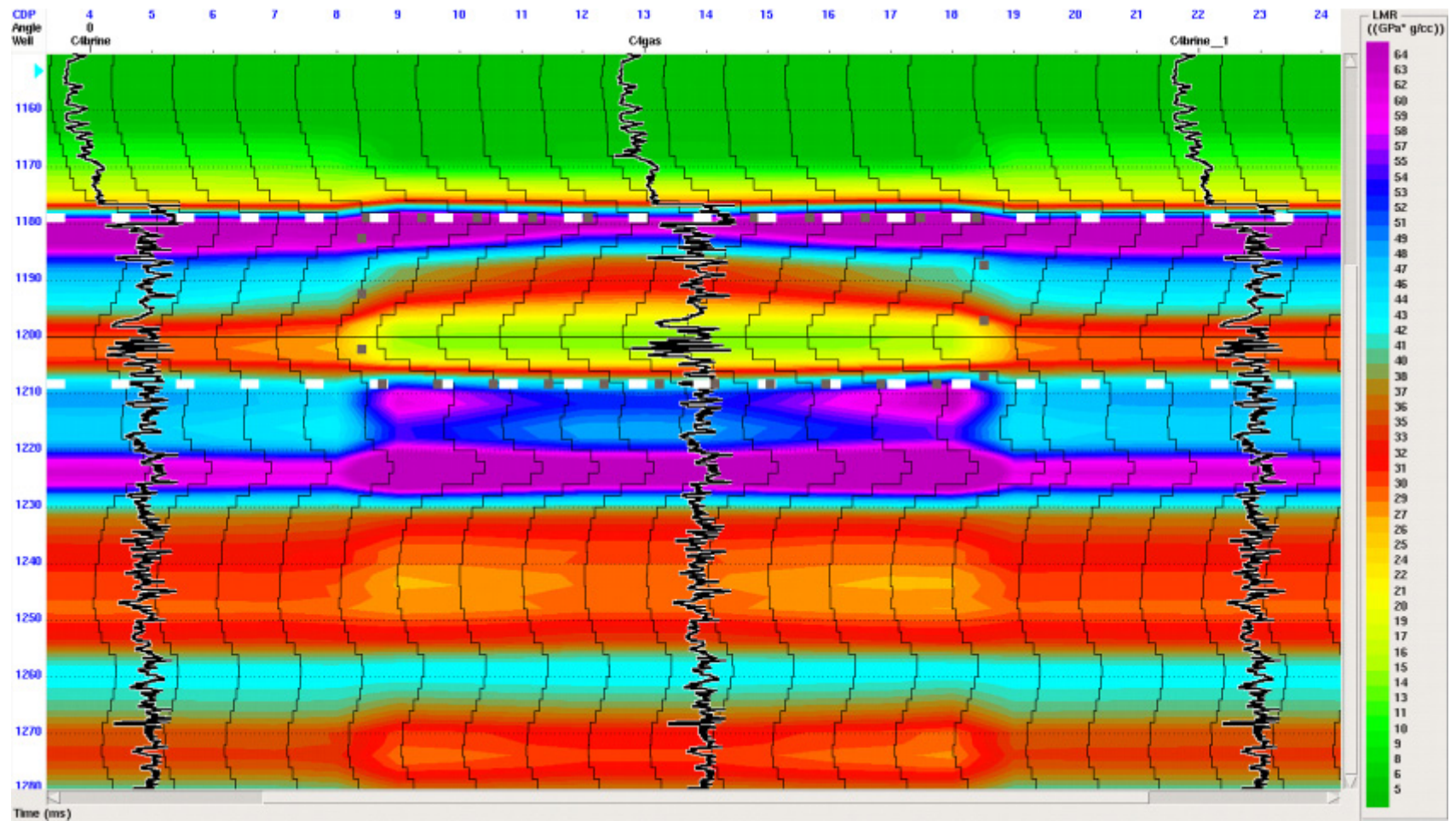


Figura 53 Sección apilada de $\lambda\rho$ de los datos sintéticos.

Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas y el rectángulo a puntos indica la zona de gas. Los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor

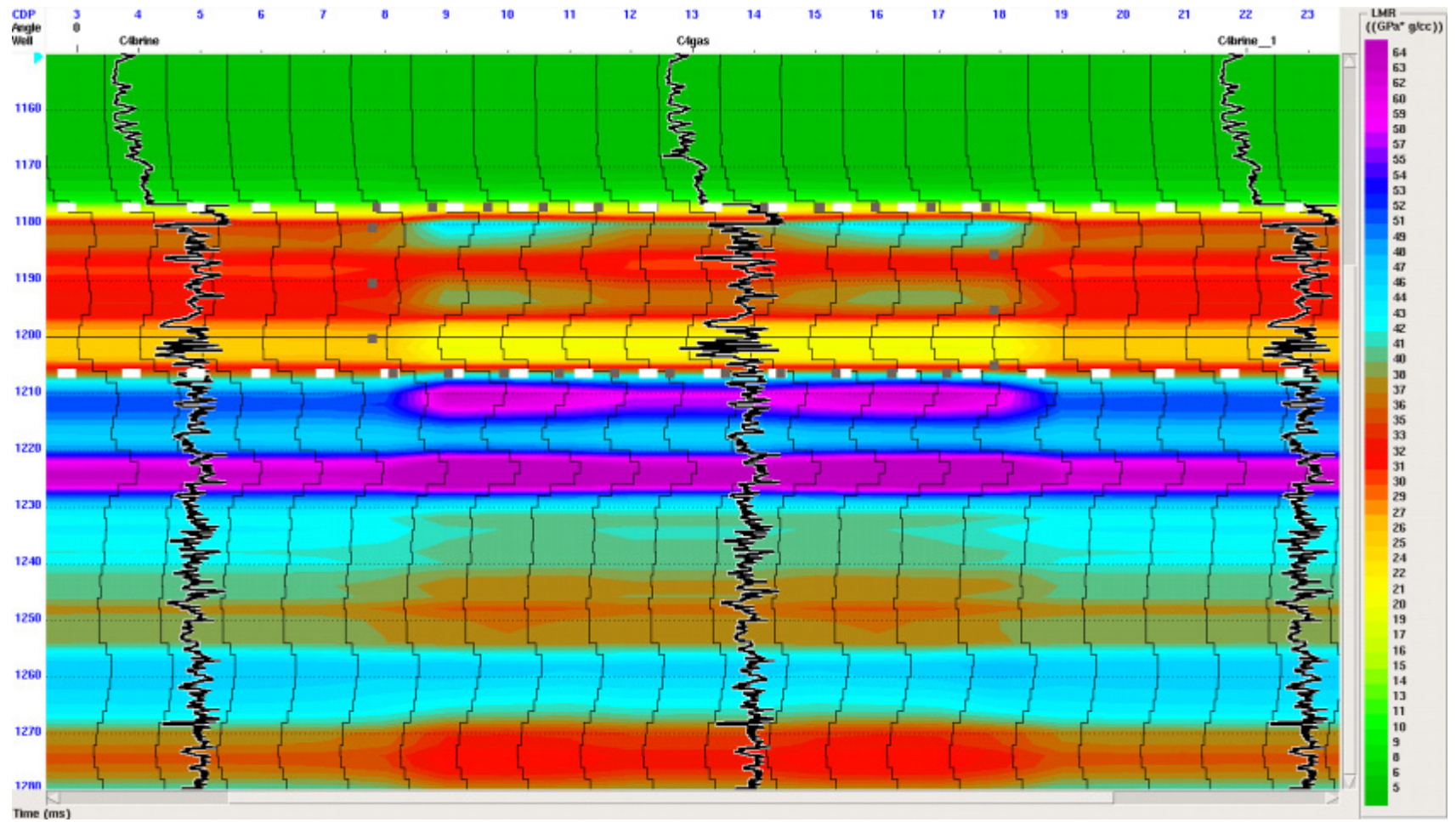


Figura 54 Sección apilada de $\mu\rho$ de los datos sintéticos.

Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas y el rectángulo a puntos indica la zona de gas. Los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor.

6.1.2. Resultados de datos reales.

Las figuras 55-58 se muestran los resultados de inversión de los datos reales. En los datos se observa:

- Una variación vertical en las calizas, En los valores de velocidad y las constantes de Lamé se observan dos tendencias.
- Las velocidades V_P y V_S alrededor del pozo son mayores.
- Las calizas muestran un mayor relación V_P/V_S las rocas suprayacentes e infrayacentes. Contrario a los que muestra el modelado de los datos sintéticos donde las rocas suprayacentes de las calizas muestran un valor mayor en la relación V_P/V_S
- Las rocas infrayacentes a las calizas muestran en dos intervalos de tiempo una relación V_P/V_S menor que 1.414, lo que sugiere que la relación de Poisson sea negativa. Aunque físicamente las rocas no deben tener relación de Poisson negativos, se ha demostrado que pueden ser negativos por que la relación calculada es dinámica, aunque aún está en discusión los valores de Poisson dinámicos negativos (Gretener, 2003). Además los datos sintéticos no muestran una relación V_P/V_S menor que 1.414

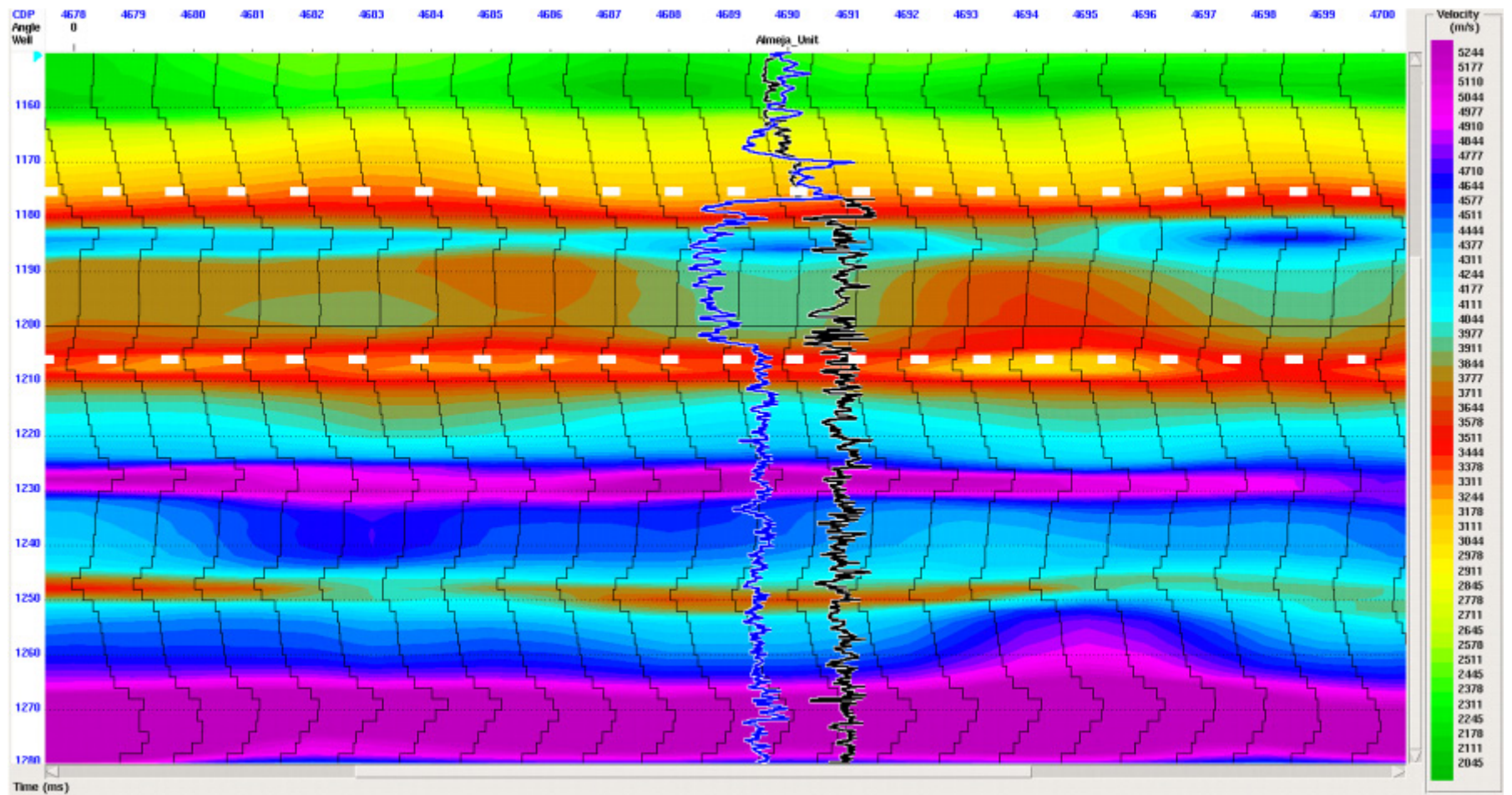


Figura 55 Sección apilada de la velocidad de la onda P (V_p) de los datos reales. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas, los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad, respectivamente. Fuente: Autor

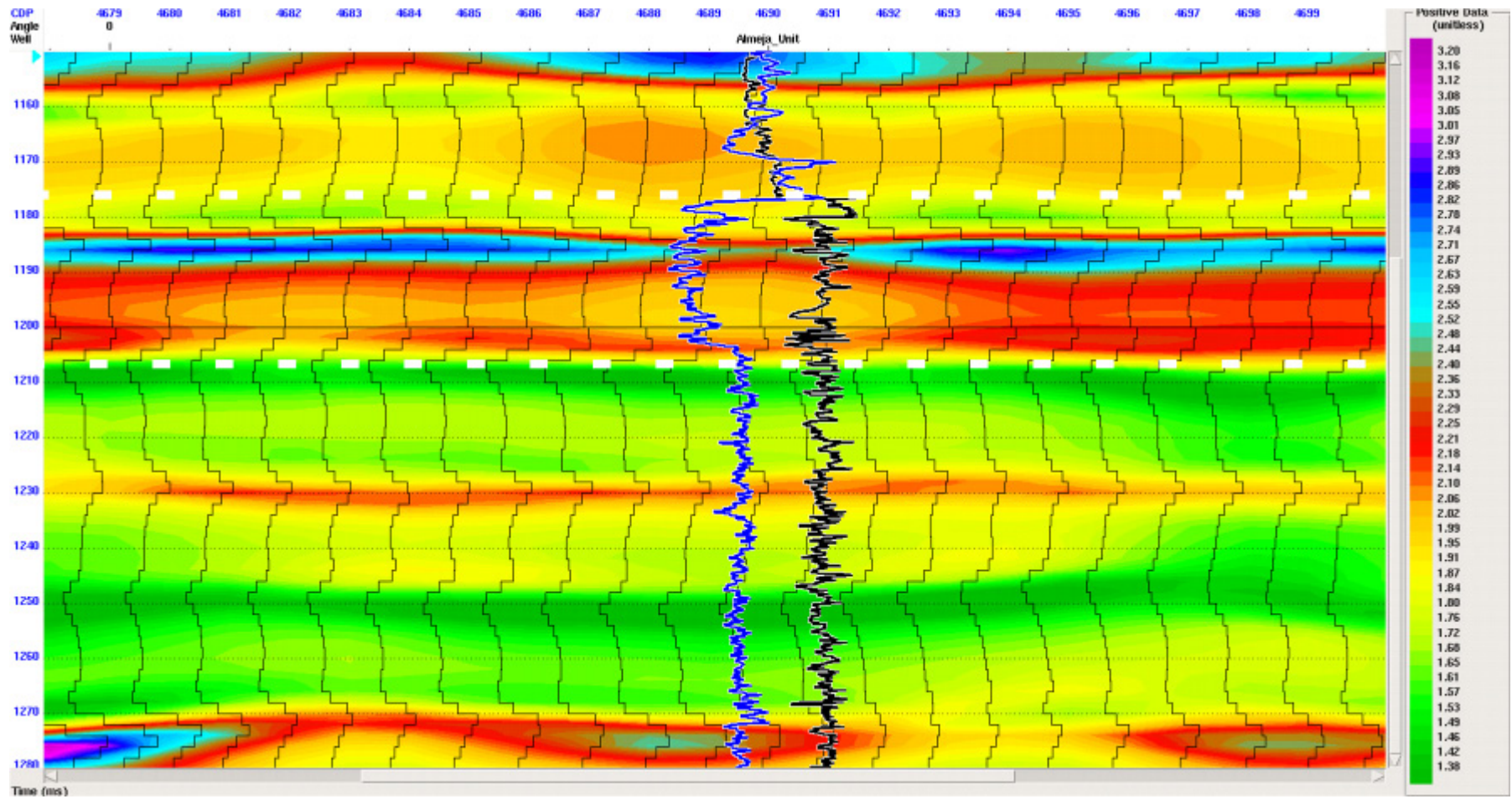


Figura 56 Sección Apilada de la relación V_p/V_s de los datos reales. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas. Los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor

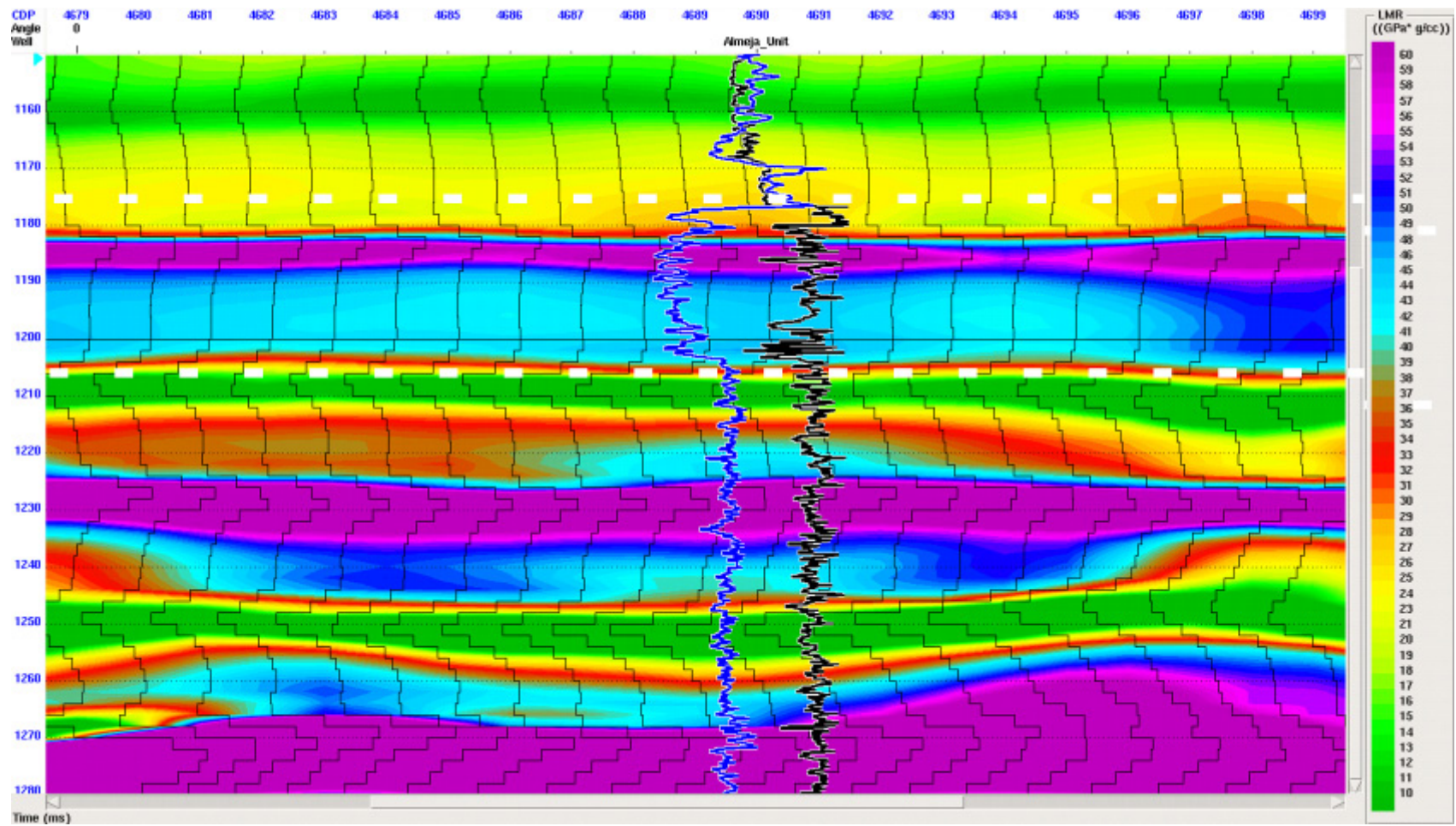


Figura 57 Sección apilada de $\lambda\rho$ de los datos reales. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas. Los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor

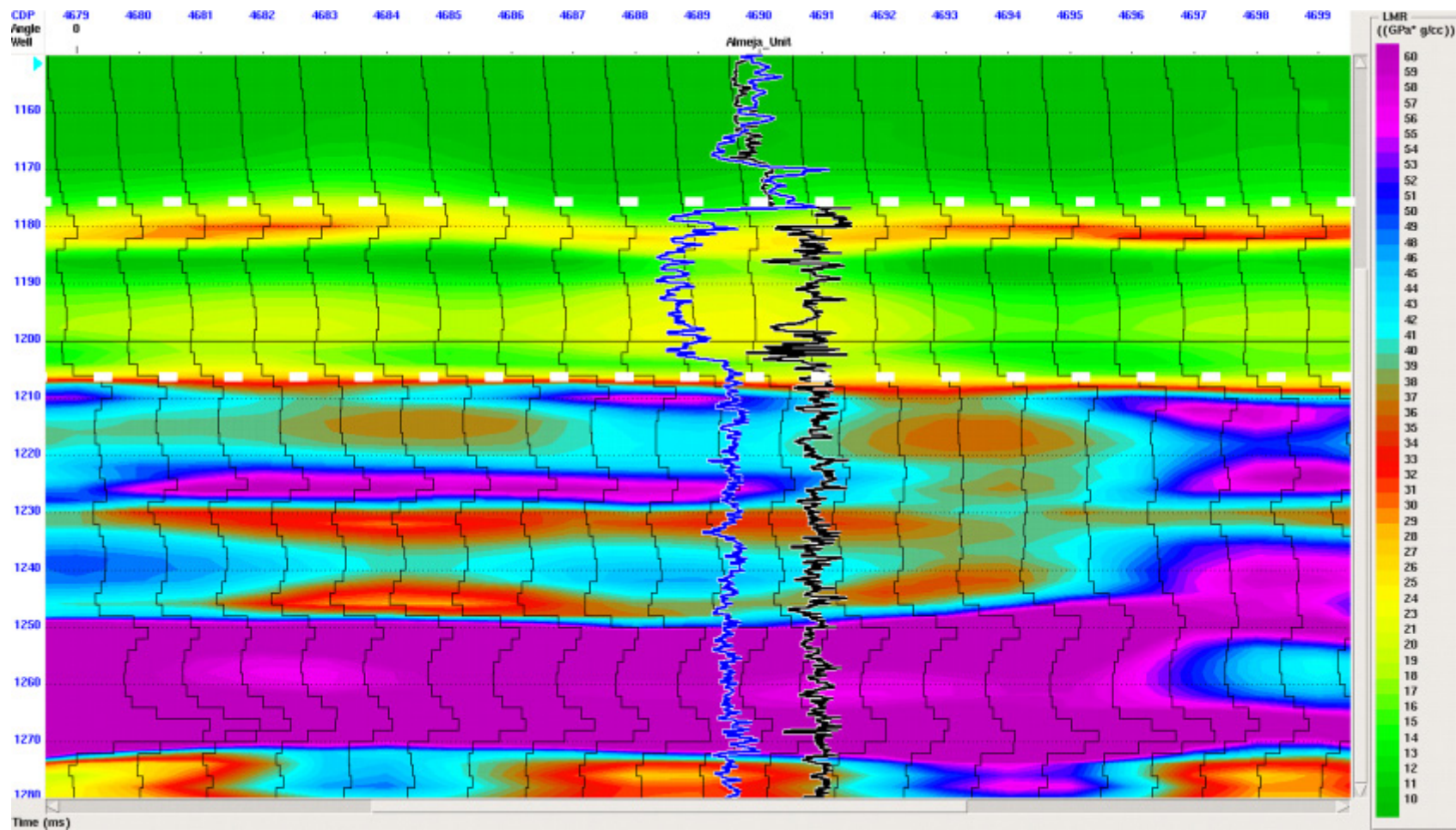


Figura 58 Sección apilada de $\mu\rho$ de los datos reales.

Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas. Los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor

6.2 ANÁLISIS DE LOS DATOS

Se buscó en la literatura sobre los rangos de valores de la relación $\langle V_S \rangle / \langle V_P \rangle$ y se encontró, que el valor hallado esta por fuera de los límites del rango de las rocas como calizas, arenas y shale (Tabla 10). Debido a esto se tomaron los registros de velocidades y se calculó la relación $\langle V_S \rangle / \langle V_P \rangle$, estos resultados mostraron en general tres tendencias diferentes (Figura 59): una de 0,33 otra de 0,468 y otra de 0,55.

Tabla 10 Relación $\langle V_S \rangle / \langle V_P \rangle$ para diferentes tipos de rocas.

Litología	V_S/V_P		
	Min	Max	Promedio
Calizas	0.5814	0.4901	0.5319
Dolomita	0.6289	0.4785	0.5494
Arenas	0.6536	0.5291	0.5848
Chalk	0.6162	0.5586	0.5988
Arenas consolidadas poco	0.5319	0.4464	0.5714

Fuente: Mavko 2003.

Edad	Fm	Litología	$\langle V_S \rangle / \langle V_P \rangle$	
Mioceno Superior	Castilletes	[Litología: patrón de puntos]	0,3050	0,3270
			0,3370	
Mioceno Medio	Desc-nocida	[Litología: patrón de puntos]	0,4629	
Mioceno Inferior	Jimol	[Litología: patrón de puntos]	0,4742	0,5503
			0,5883	
			0,3739	

Figura 59 Relación $\langle V_S \rangle / \langle V_P \rangle$ calculados a partir de los registros de pozos.

Con base en estos resultados se decidió hacer dos modelos para los parámetros de inversión: El primer modelo se realizó con una relación $\langle V_S \rangle / \langle V_P \rangle = 0,468$ y el segundo modelo con una relación $\langle V_S \rangle / \langle V_P \rangle = 0,550$.

6.2.1. Modelo 1

6.2.1.1. Datos Sintéticos

De las Figuras 60-64 se muestran los resultados de la inversión. En estos resultados se observa:

- No hay un cambio vertical en los valores de velocidades y de constantes de Lamé en las calizas.
- La relación V_P/V_S varía en un rango de 1.55-3.20
- Se puede diferenciar entre la zona de gas y la zona de salmuera, debido a los bajos valores de velocidad de la onda P, la relación V_P/V_S y $\lambda\rho$.
- Los resultados de $\mu\rho$ muestran valores cercanos a cero para las rocas suprayacentes a las calizas, estos valores son debido a los bajos valores de la impedancia I_S .

6.2.1.2. Datos reales

De las Figuras de la 65-69 se muestran los resultados de la inversión de los datos reales. En estos resultados se observa que:

- Los resultados de $\lambda\rho$ muestran valores negativos, debido a que la relación V_P/V_S es menor que 1.44.
- Los resultados de $\mu\rho$ muestran valores cercanos a cero, por los bajos valores de la impedancia I_S .

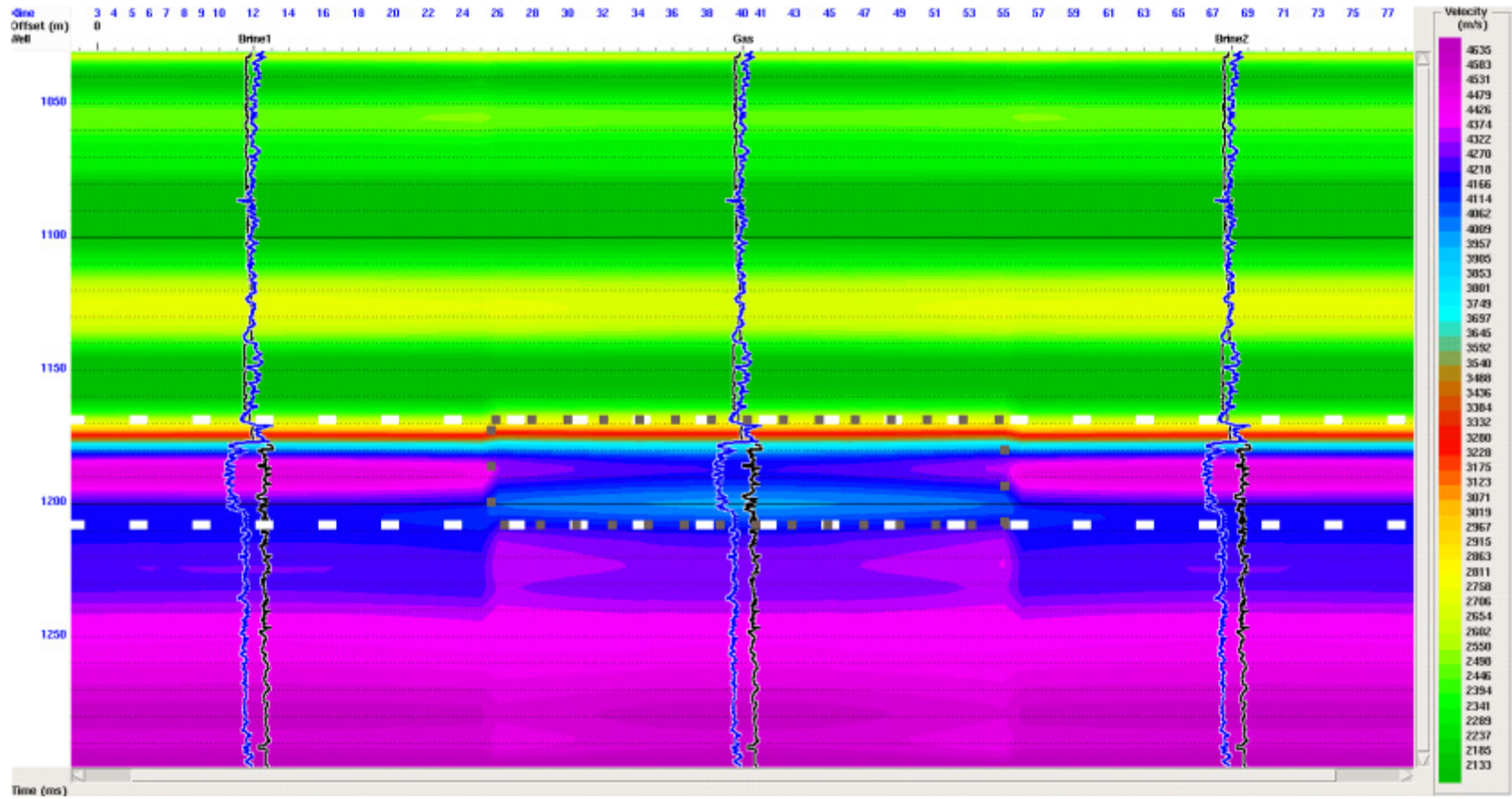


Figura 60 Sección apilada de la velocidad de la onda P (V_P) de los datos sintéticos. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas y el rectángulo a puntos indica la zona de gas. Los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor

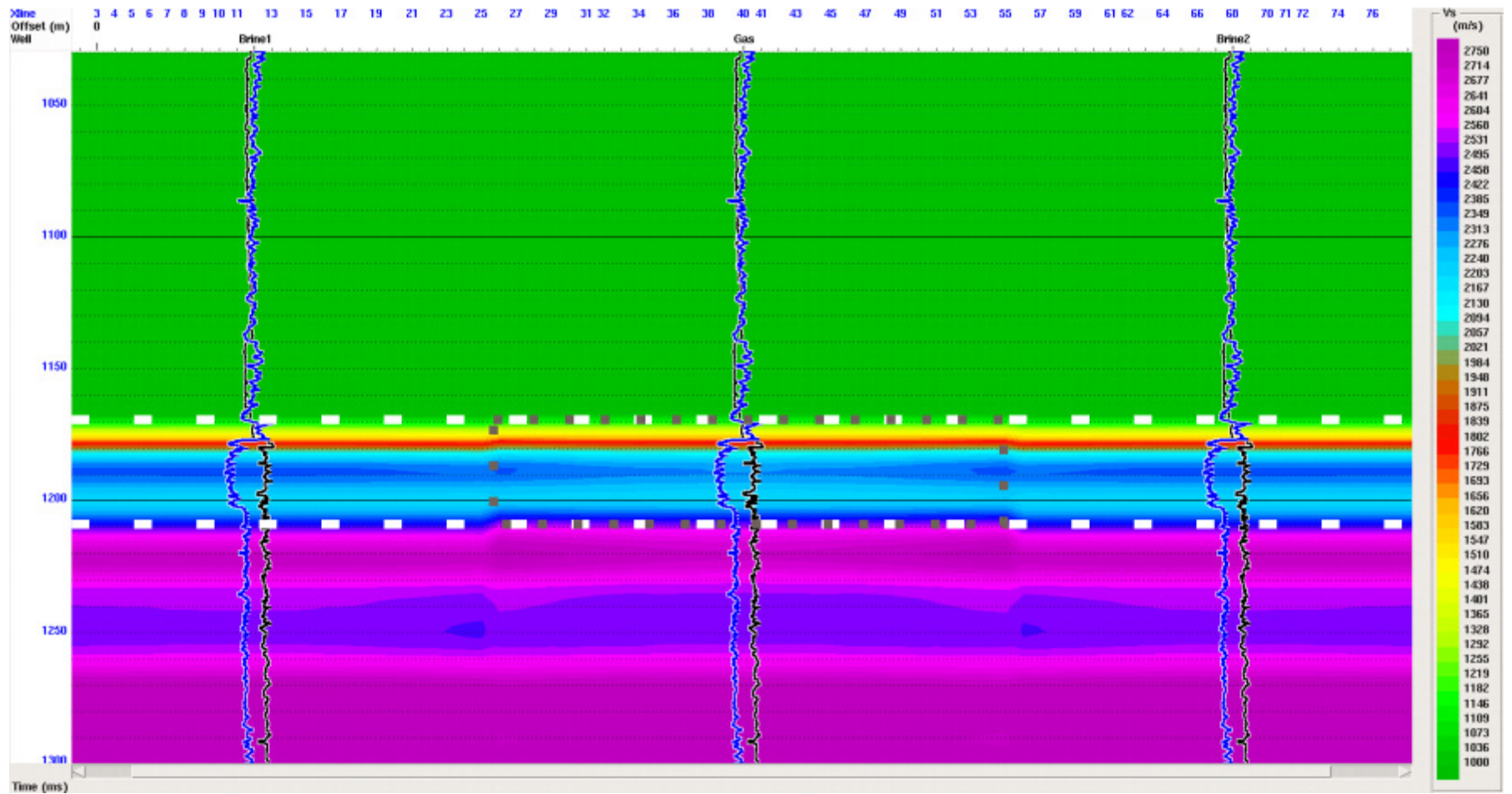


Figura 61 Sección apilada de la velocidad de la onda P (V_p) de los datos sintéticos. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas y el rectángulo a puntos indica la zona de gas. Los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor

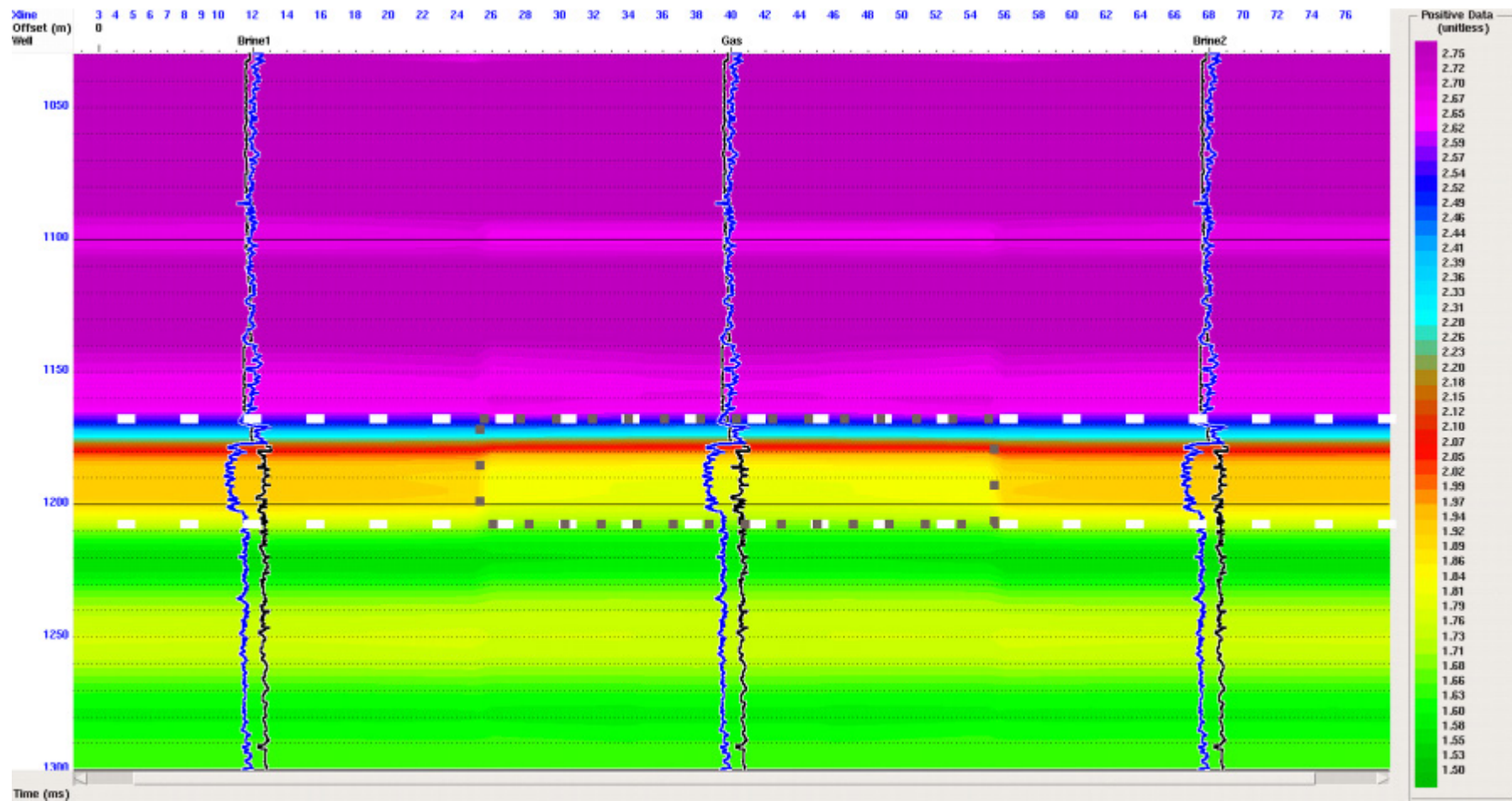


Figura 62 Sección apilada de la relación (V_p/V_s) de los datos sintéticos. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas y el rectángulo a puntos indica la zona de gas. Los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor

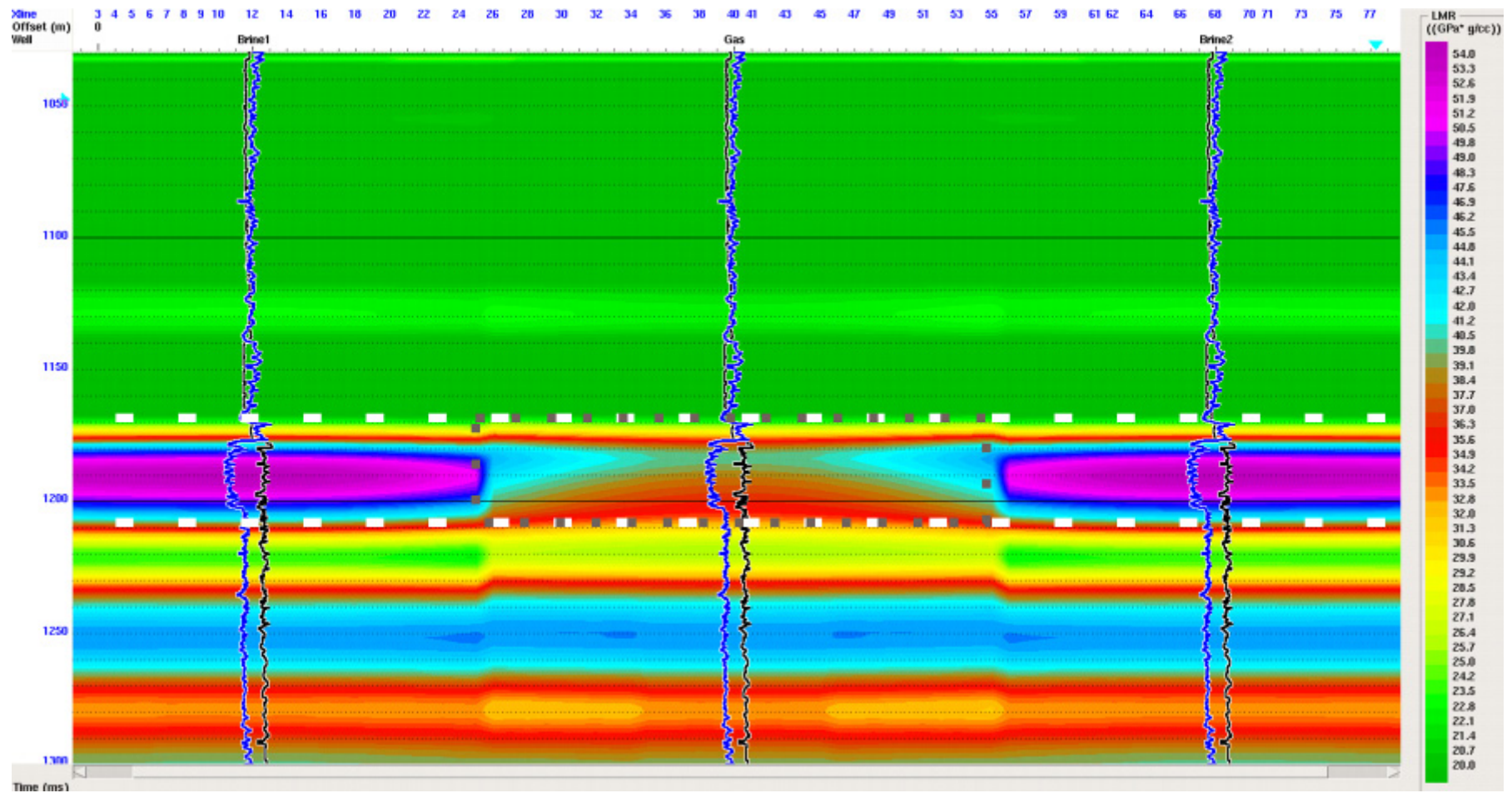


Figura 63 Sección apilada de $\lambda\rho$ de los datos sintéticos. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas y el rectángulo a puntos indica la zona de gas. Los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor.

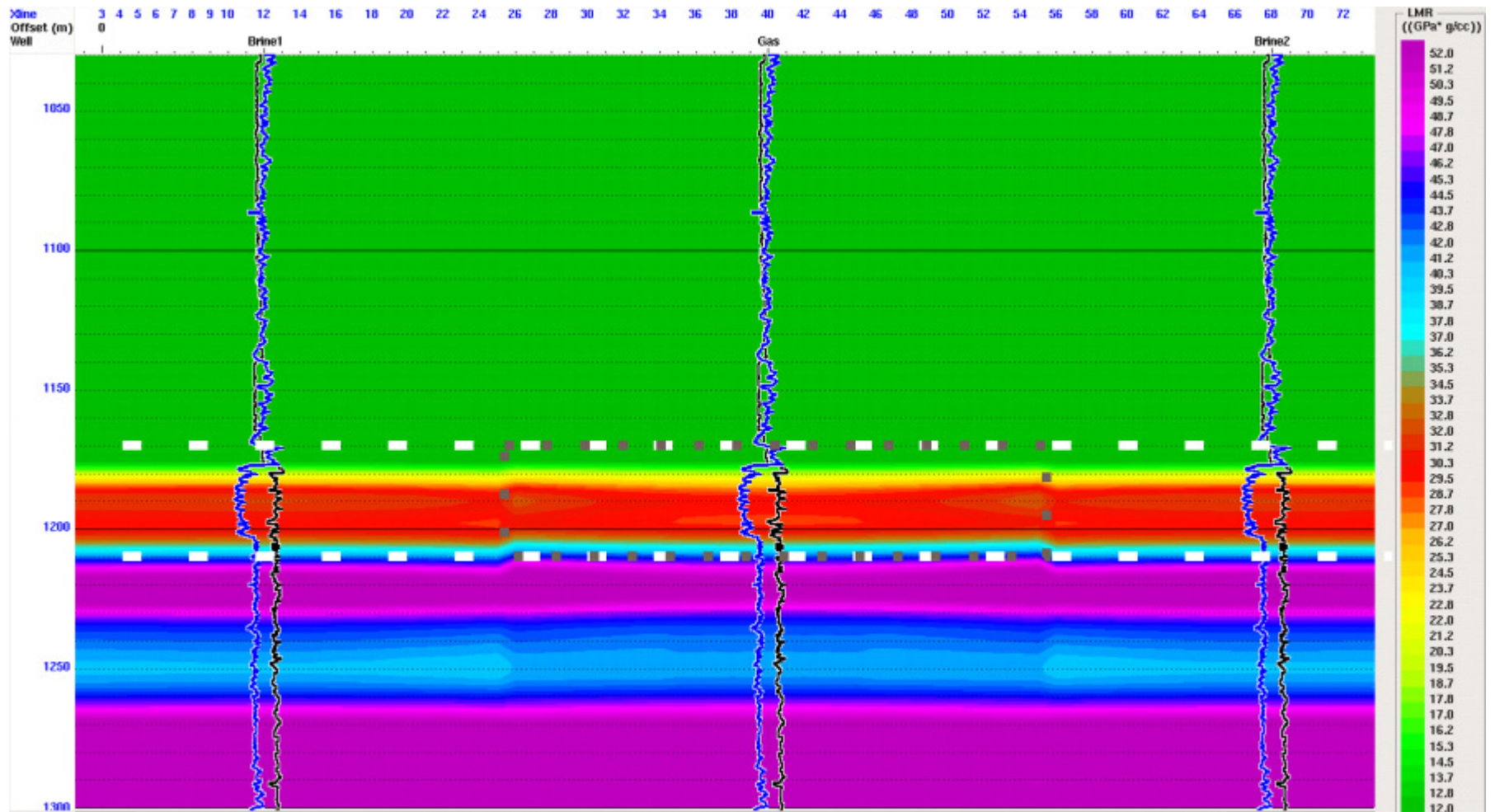


Figura 64 Sección apilada de $\mu\rho$ de los datos sintéticos. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas y el rectángulo a puntos indica la zona de gas. Los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor.

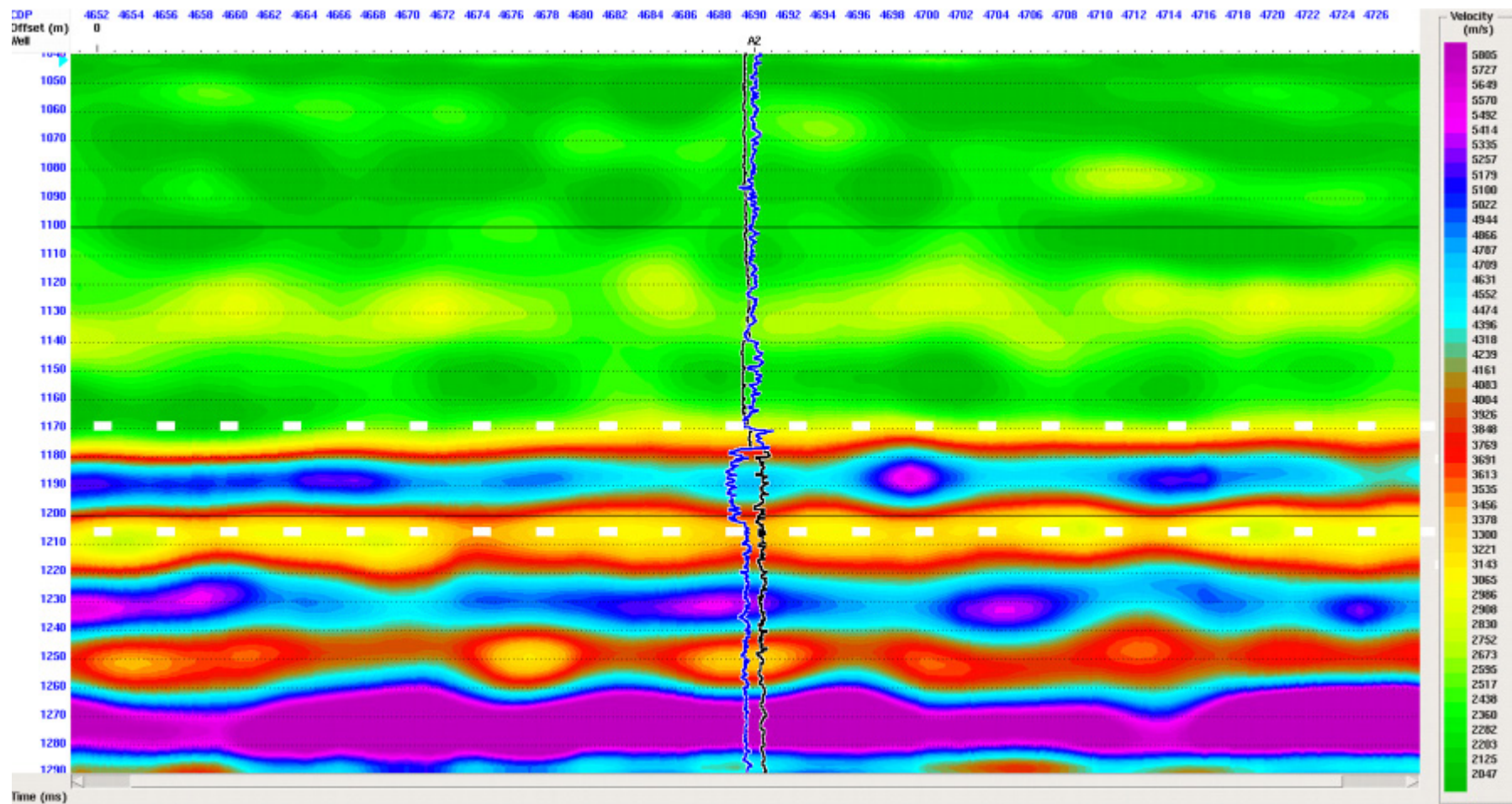


Figura 65 Sección apilada de la velocidad de la onda P (V_P) de los datos reales. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas, los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad, respectivamente. Fuente: Autor

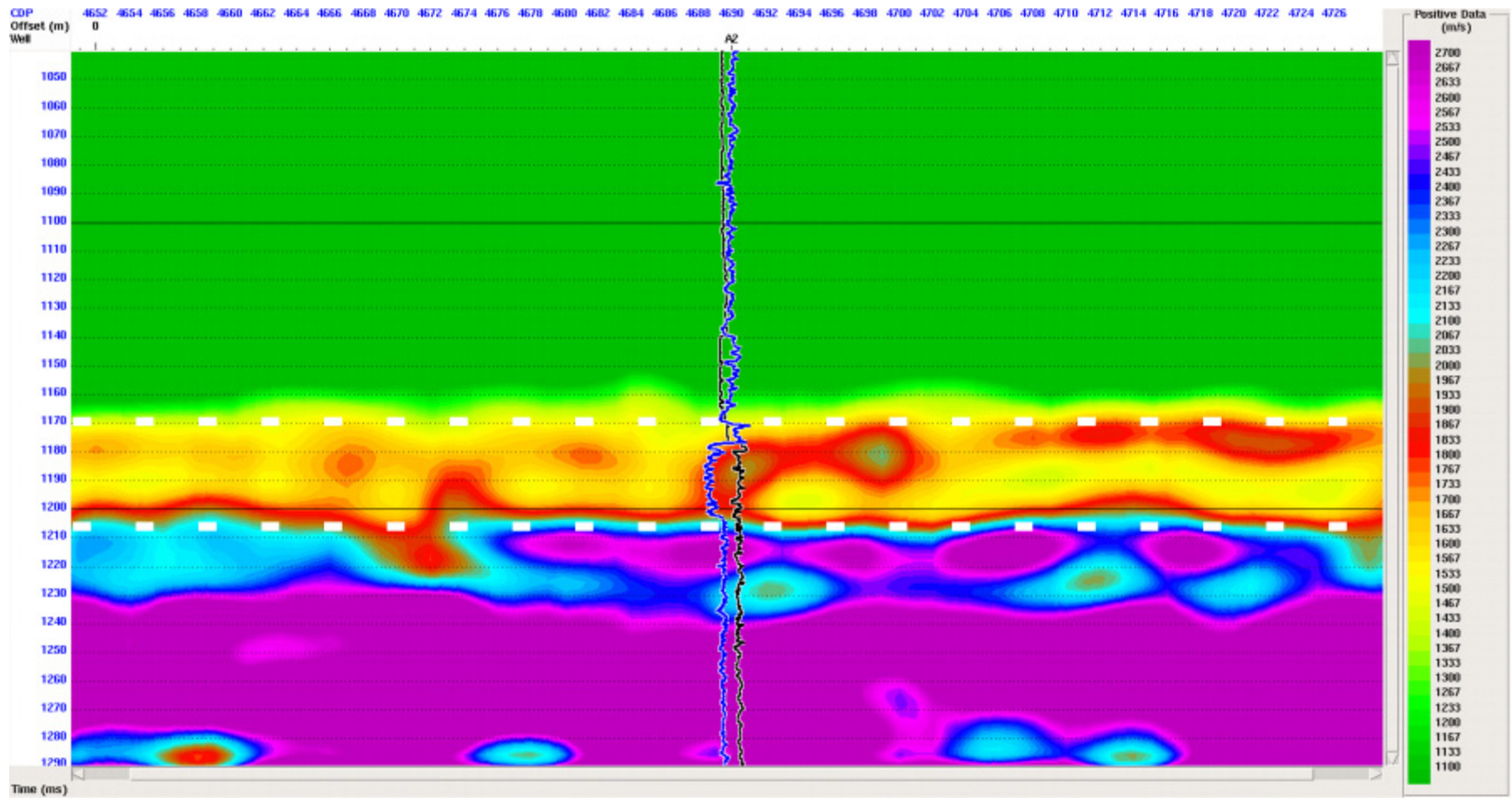


Figura 66 Sección apilada de la velocidad de la onda S (V_s) de los datos reales. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas, los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad, respectivamente. Fuente: Autor

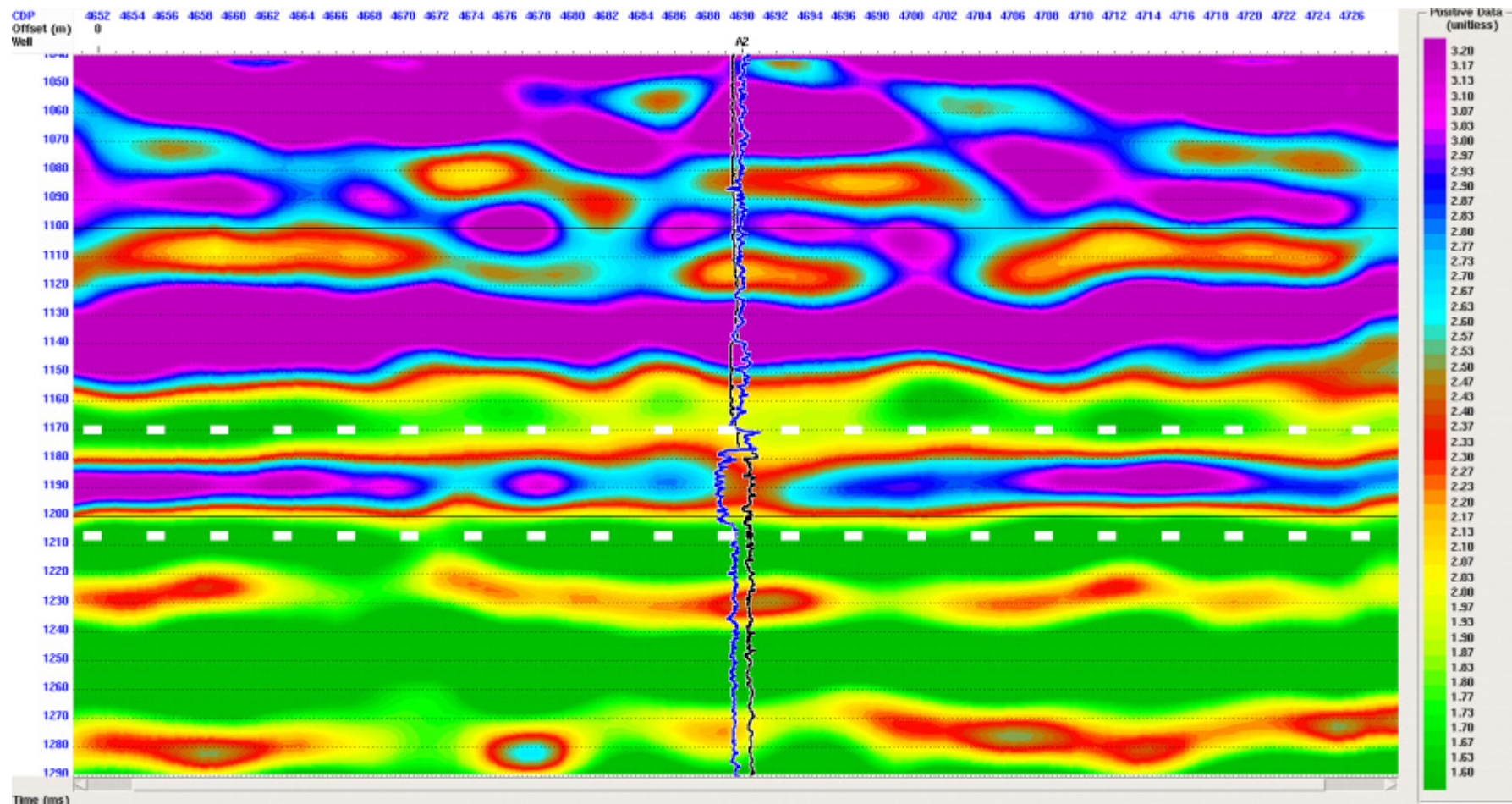


Figura 67 Sección apilada de la relación V_p/V_s de los datos reales. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas, los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad, respectivamente. Fuente: Autor

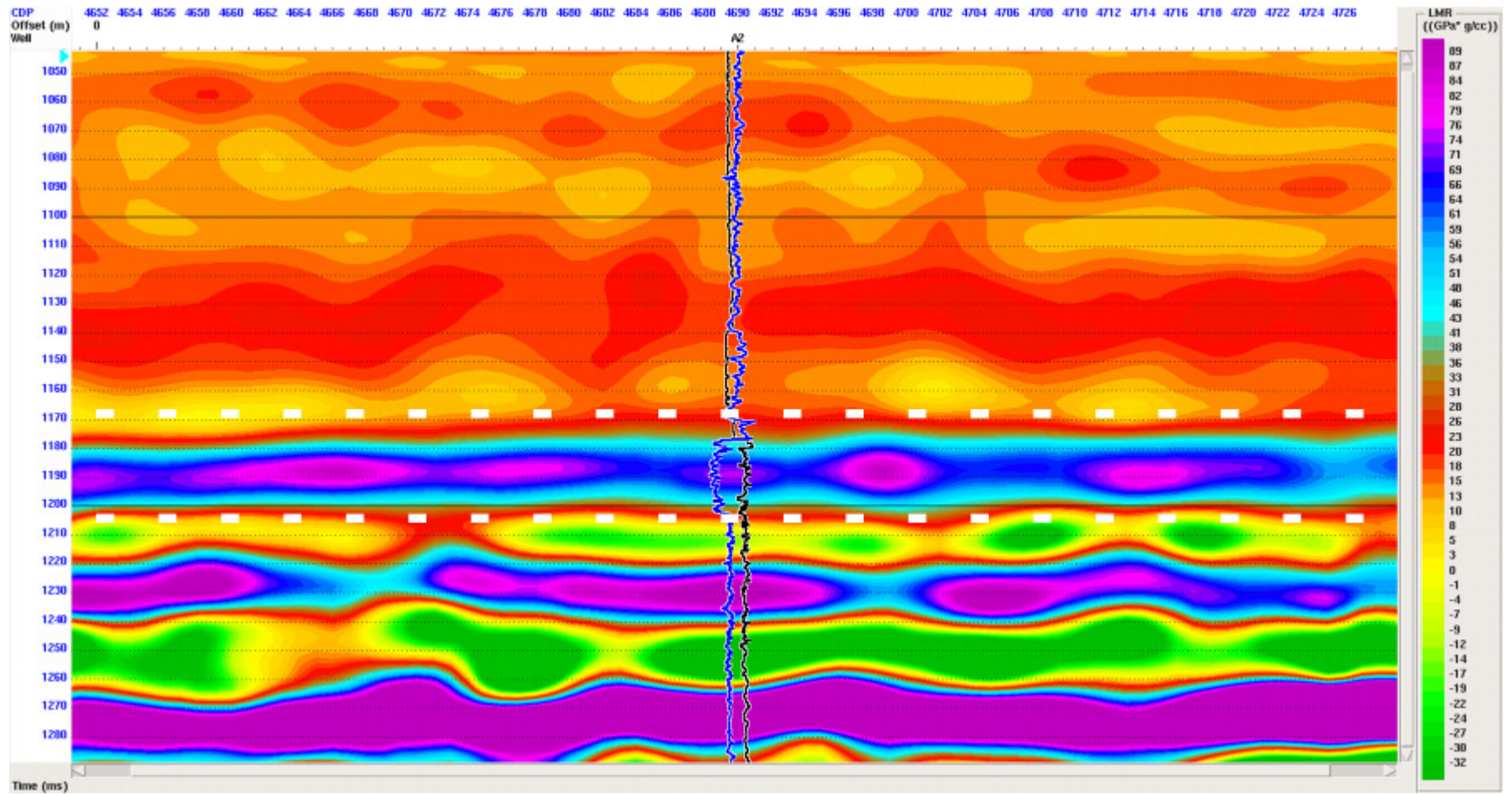


Figura 68 Sección apilada de $\lambda\rho$ de los datos reales. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas. Los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor.

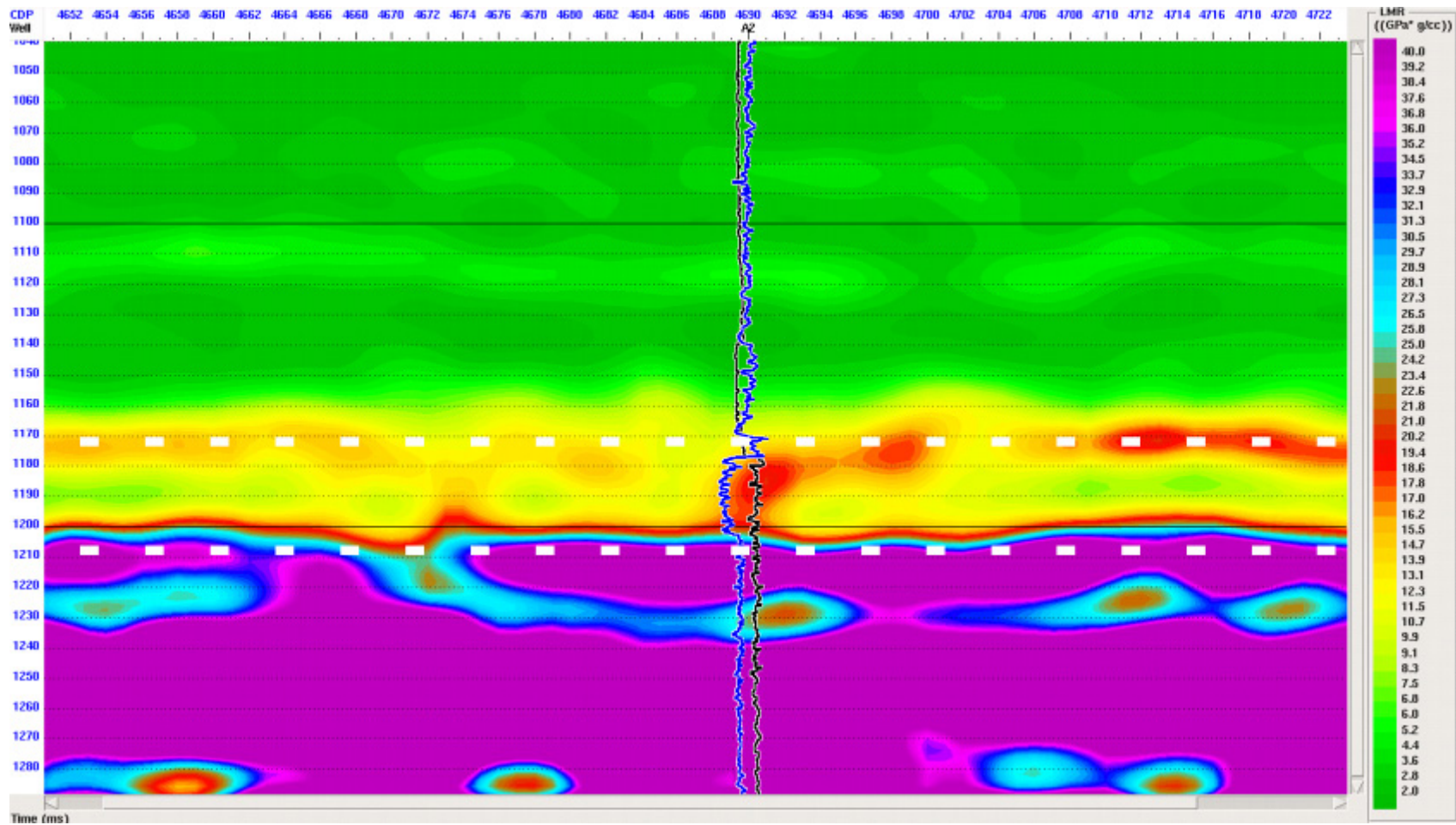


Figura 69 Sección apilada de $\mu\rho$ de los datos reales. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas. Los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor.

6.2.2. Modelo 2

6.2.2.1. Datos Sintéticos

De las Figuras 70-74 se muestran los resultados de la inversión. En estos resultados se observa:

- Hay cambios verticales en los valores de velocidades y de constantes de Lamé en las calizas. En general se presentan dos tendencias, para los valores de V_P , V_P/V_S y $\lambda\rho$, disminuyen del tope a la base.
- La relación V_P/V_S varía en un rango de 1.50-1.8 para las rocas infrayacentes a las calizas
- Se puede diferenciar entre la zona de gas y la zona de salmuera, debido a los bajos valores de velocidad de la onda P, la relación V_P/V_S y $\lambda\rho$.
- Los valores de V_S y $\mu\rho$, muestran que varían en la zona de gas, indicando que son sensibles a los fluidos. En teoría tanto la velocidad como el modulo de cizalla no son sensibles a los fluidos.
- Los resultados de $\mu\rho$ muestran valores cercanos a cero para las rocas suprayacentes a las calizas, estos valores son debido a los bajos valores de la impedancia I_S .

6.2.2.2. Datos reales

De las Figuras de la 75-79 se muestran los resultados de la inversión de los datos reales. En estos resultados se observa que:

- Los resultados de $\lambda\rho$ muestran valores negativos y cercanos a cero, debido a que la relación de V_P/V_S varía en un rango entre 1.4 y 2.
- Los resultados de $\mu\rho$ muestran valores cercanos a cero, por los bajos valores de la impedancia I_S .

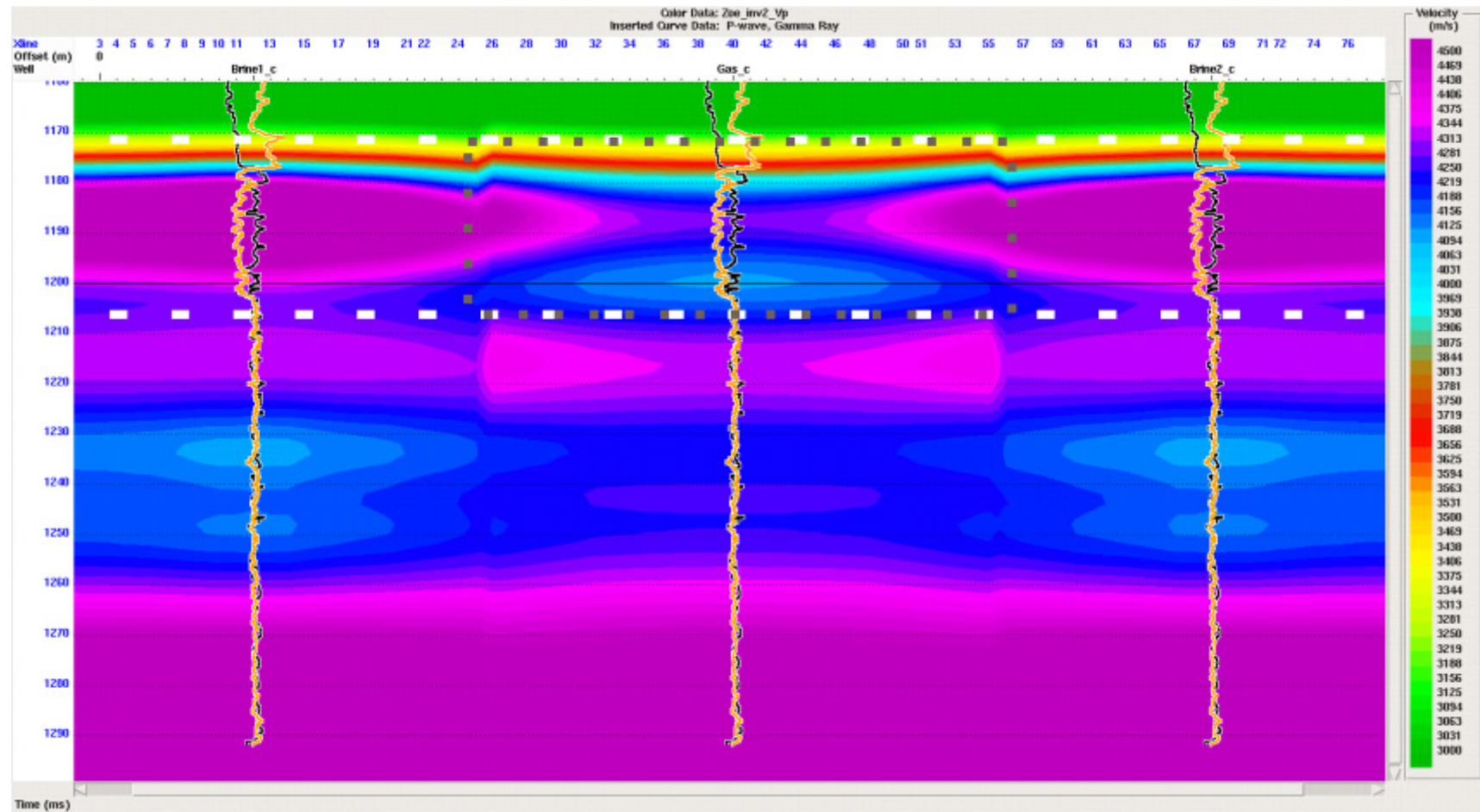


Figura 70 Sección apilada de la velocidad de la onda P (V_p) de los datos sintéticos. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas y el rectángulo a puntos indica la zona de gas. Los registros de color anaranjado y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor

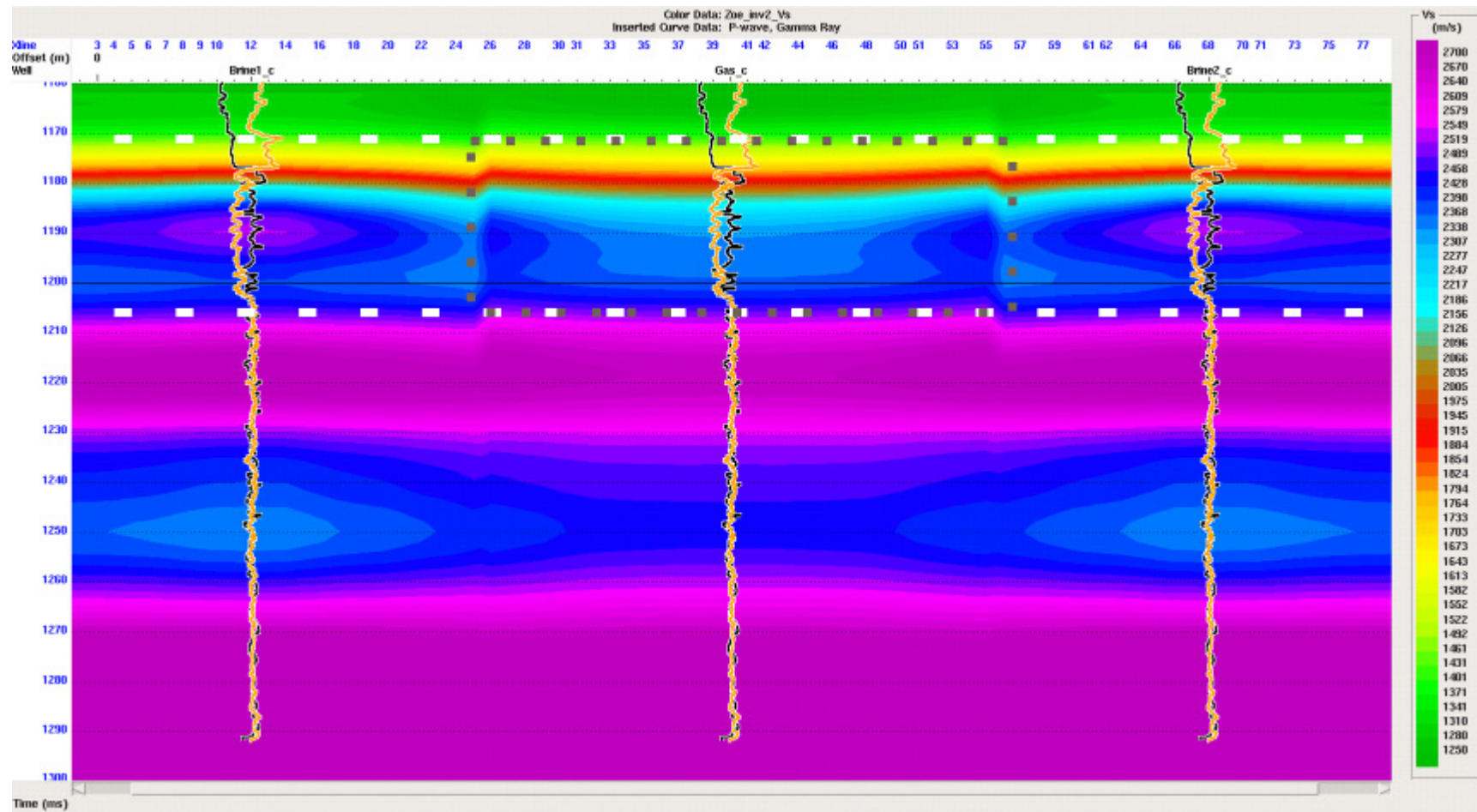


Figura 71 Sección apilada de la velocidad de la onda P (V_s) de los datos sintéticos. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas y el rectángulo a puntos indica la zona de gas. Los registros de color anaranjado y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor

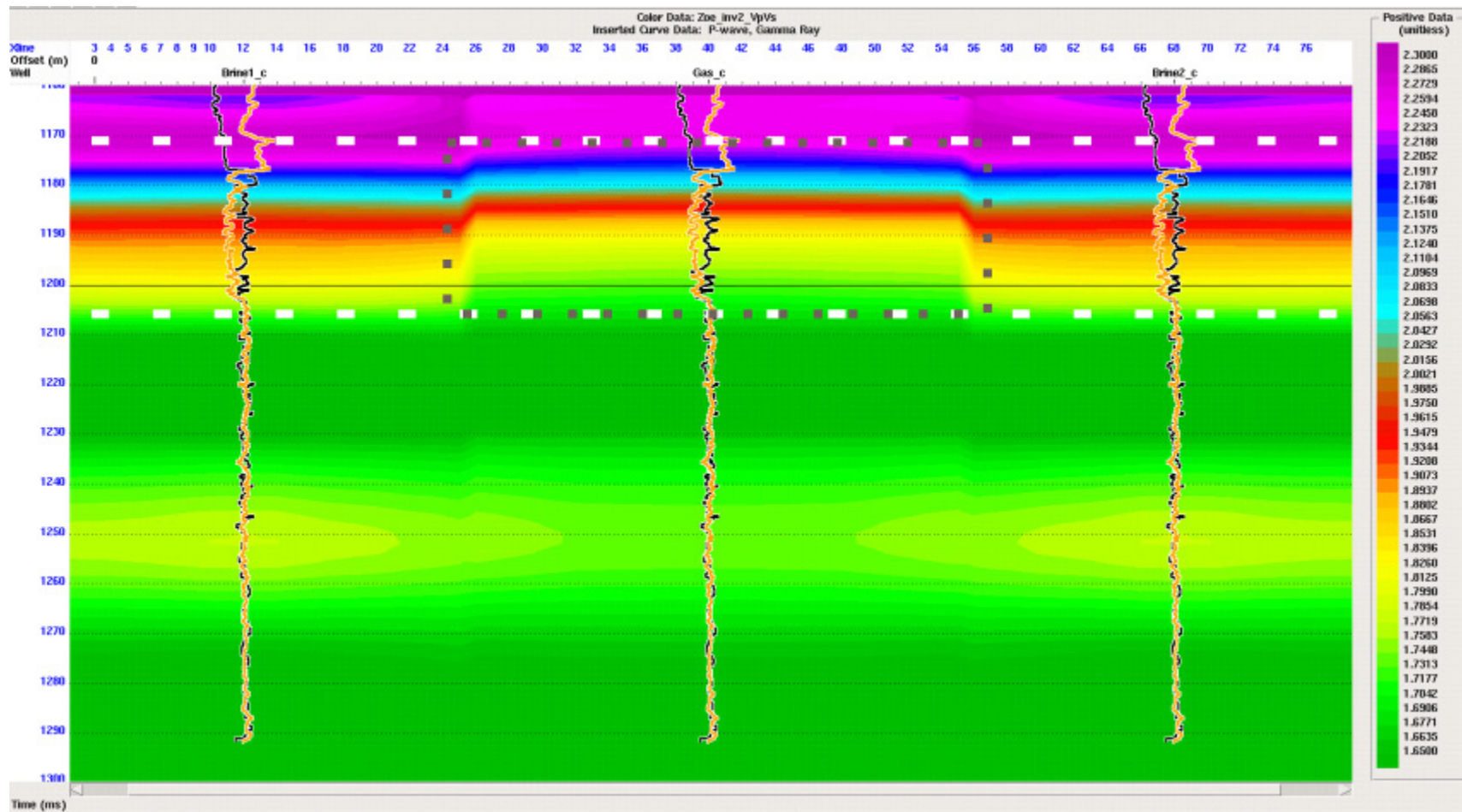


Figura 72 Sección apilada de la relación (V_p/V_s) de los datos sintéticos. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas y el rectángulo a puntos indica la zona de gas. Los registros de color anaranjado y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor

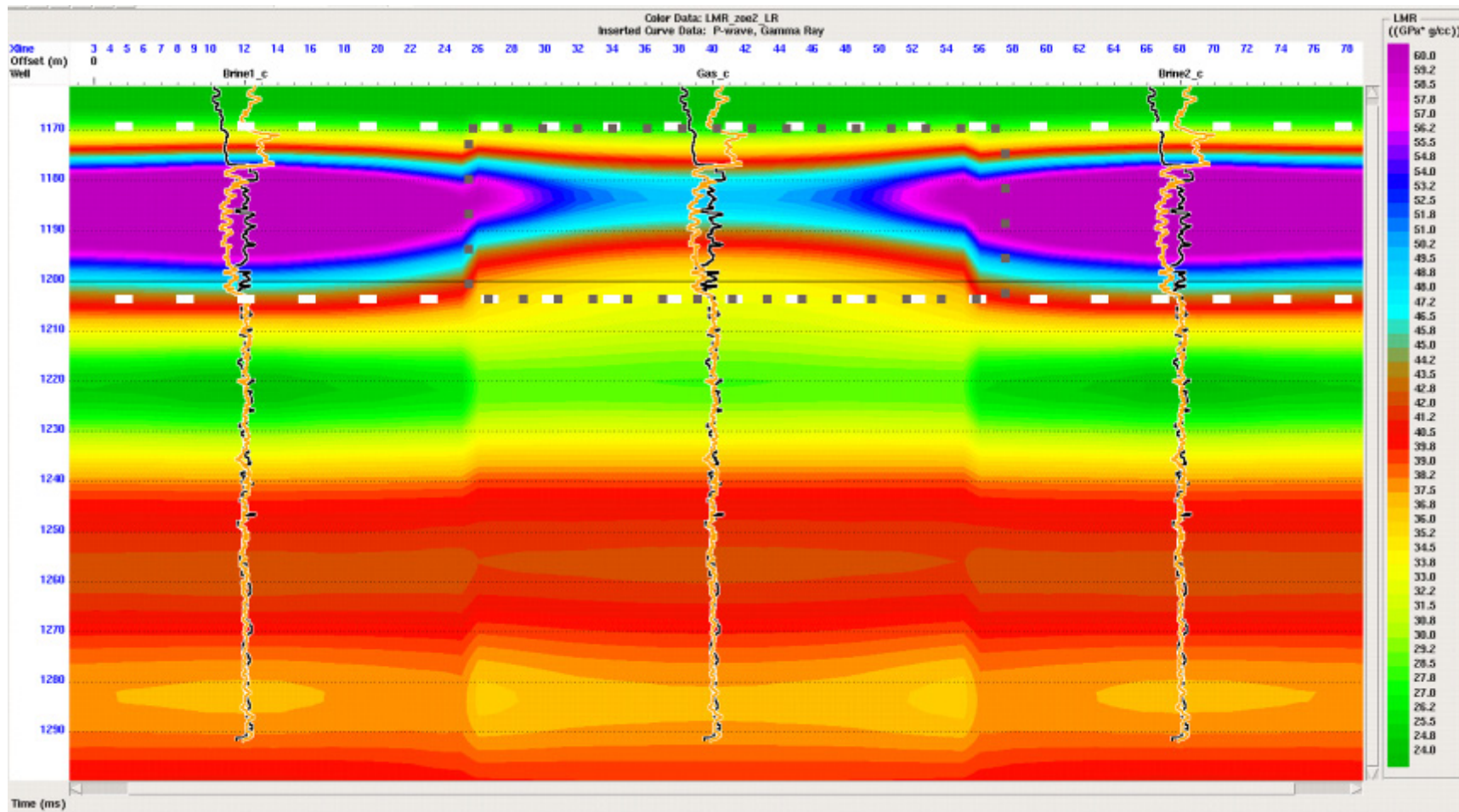


Figura 73 Sección apilada de $\lambda\rho$ de los datos sintéticos.

Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas y el rectángulo a puntos indica la zona de gas. Los registros de color anaranjado y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor.

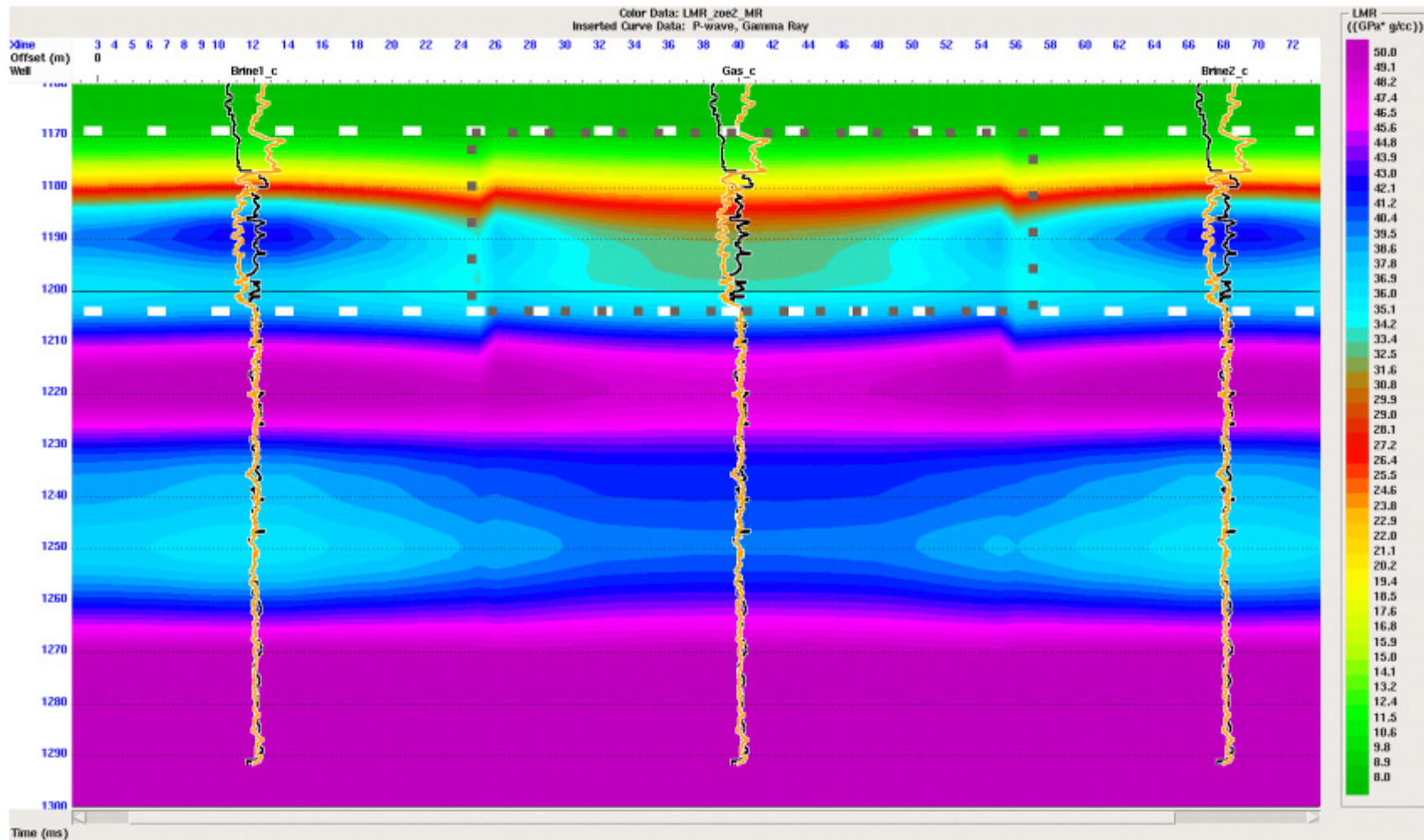


Figura 74 Sección apilada de $\mu\rho$ de los datos sintéticos.

Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas y el rectángulo a puntos indica la zona de gas. Los registros de color anaranjado y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor.

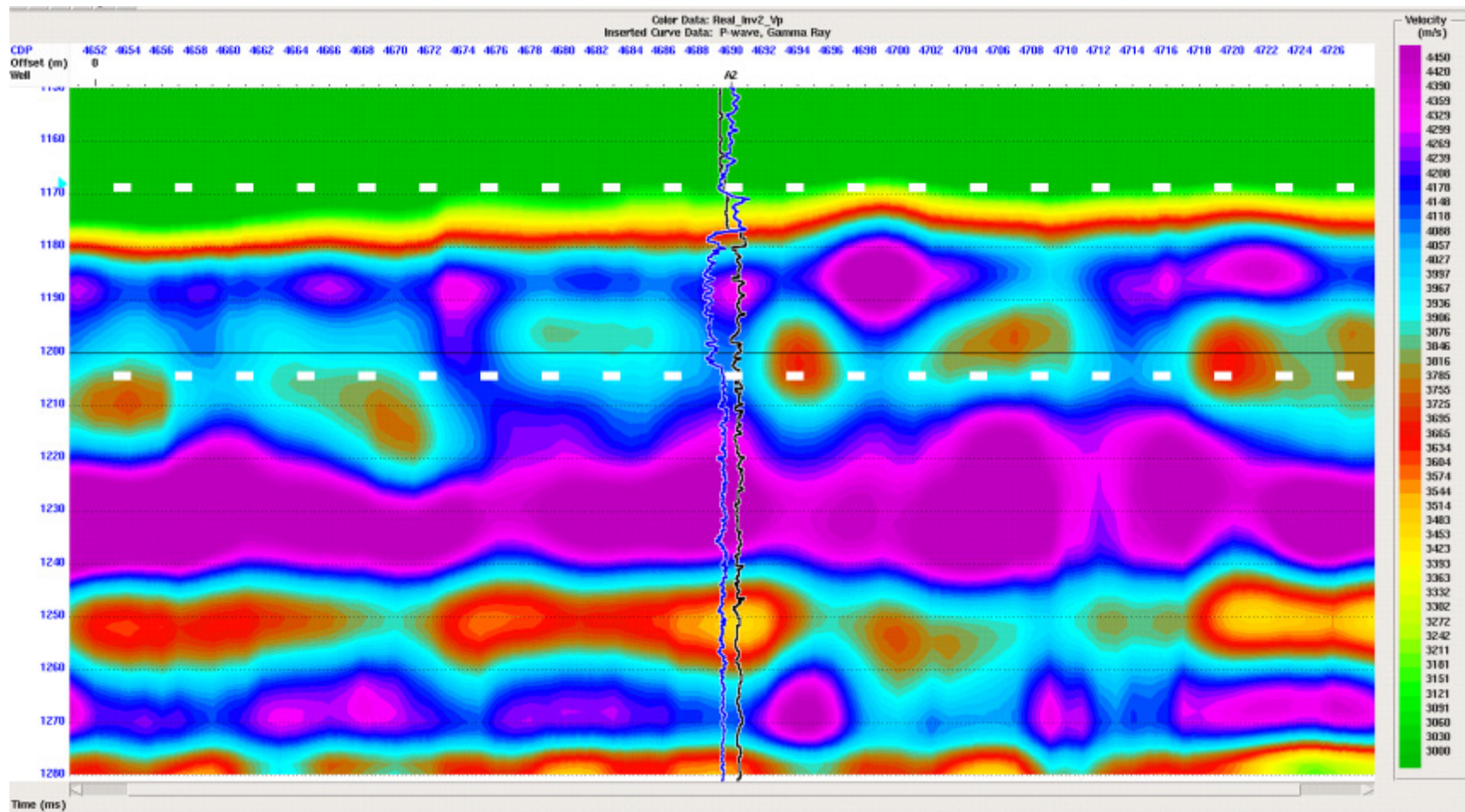


Figura 75 Sección apilada de la velocidad de la onda P (V_p) de los datos reales. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas, los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad, respectivamente. Fuente: Autor

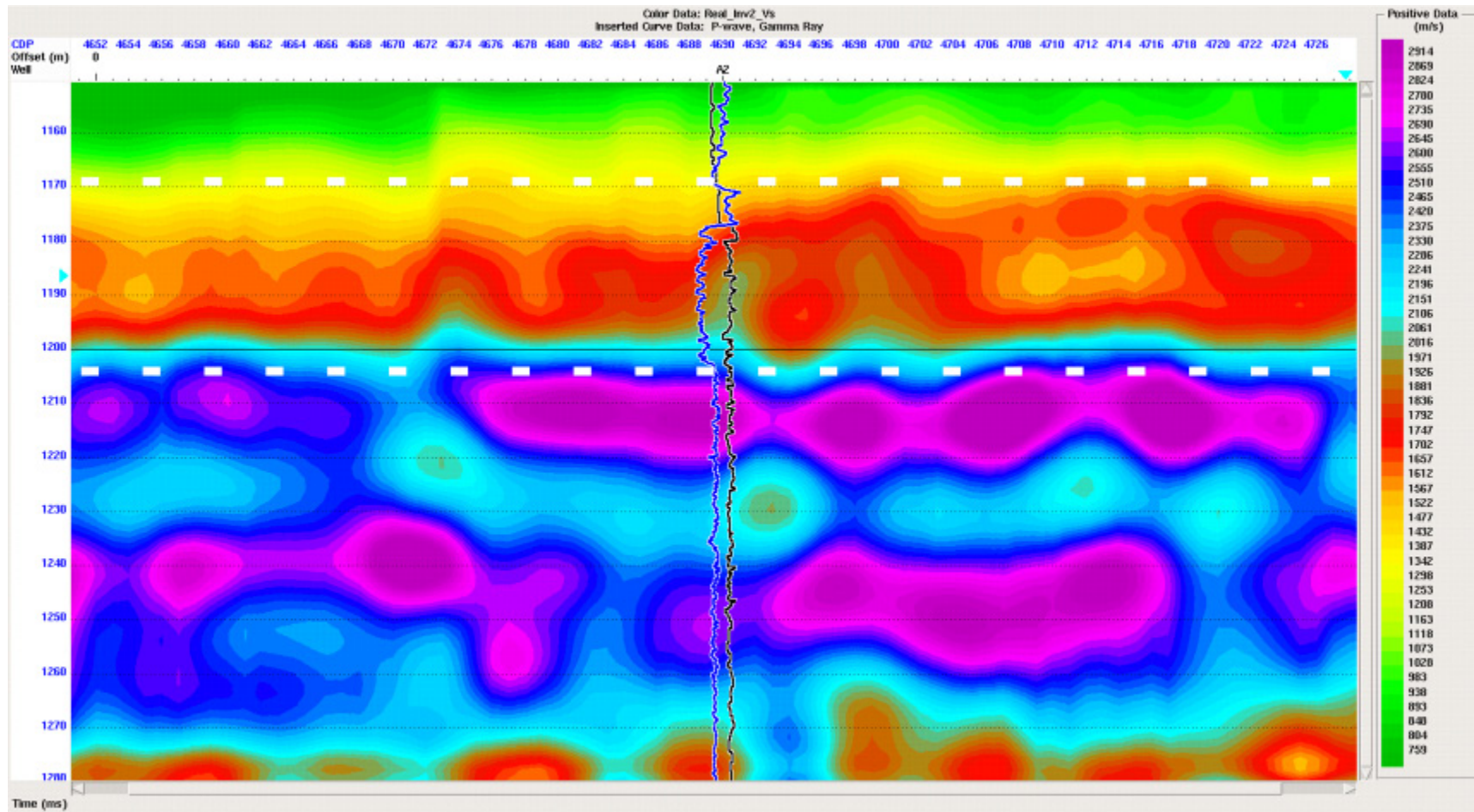


Figura 76 Sección apilada de la velocidad de la onda S (V_s) de los datos reales. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas, los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad, respectivamente. Fuente: Autor

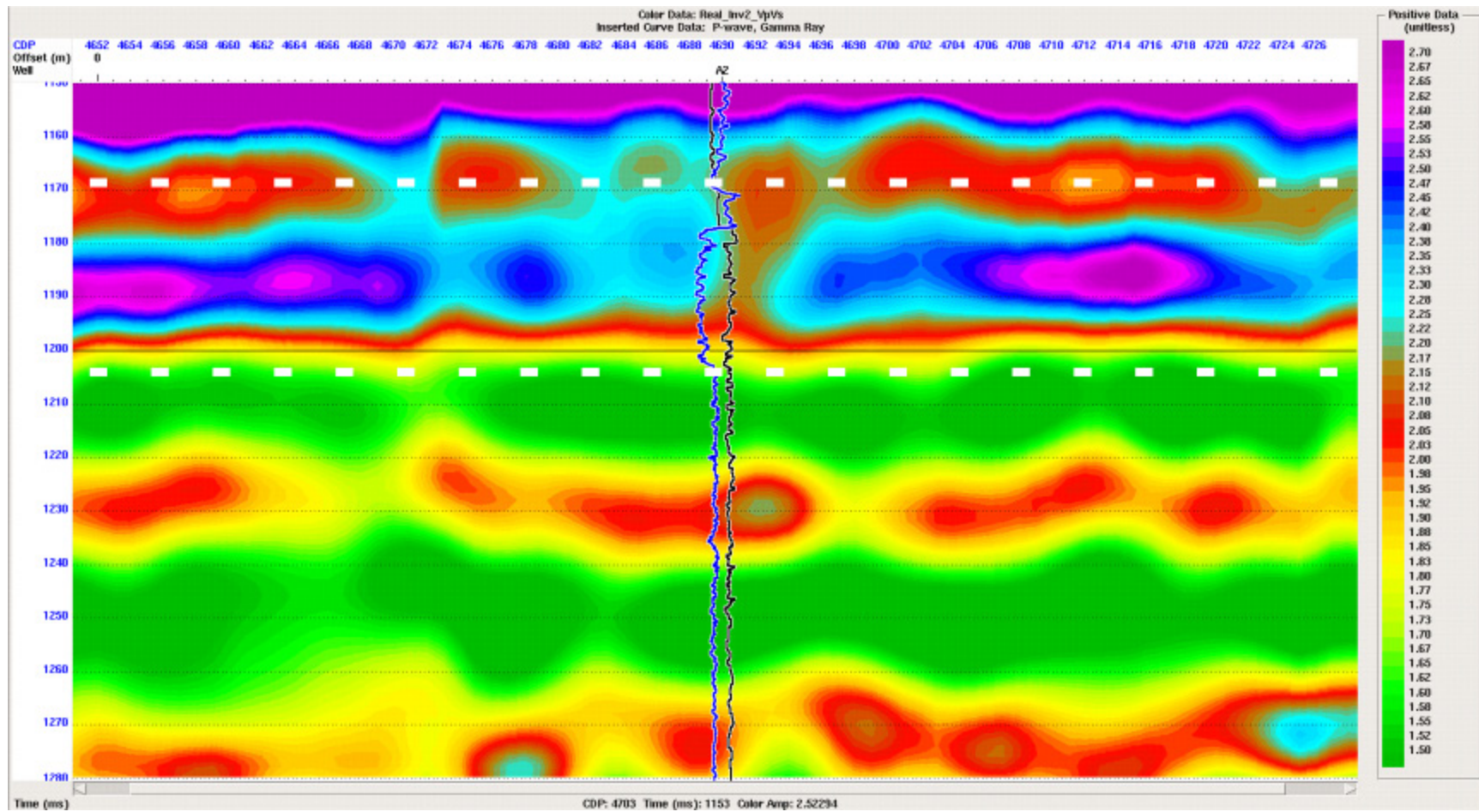


Figura 77 Sección apilada de la relación V_p/V_s de los datos reales. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas, los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad, respectivamente. Fuente: Autor

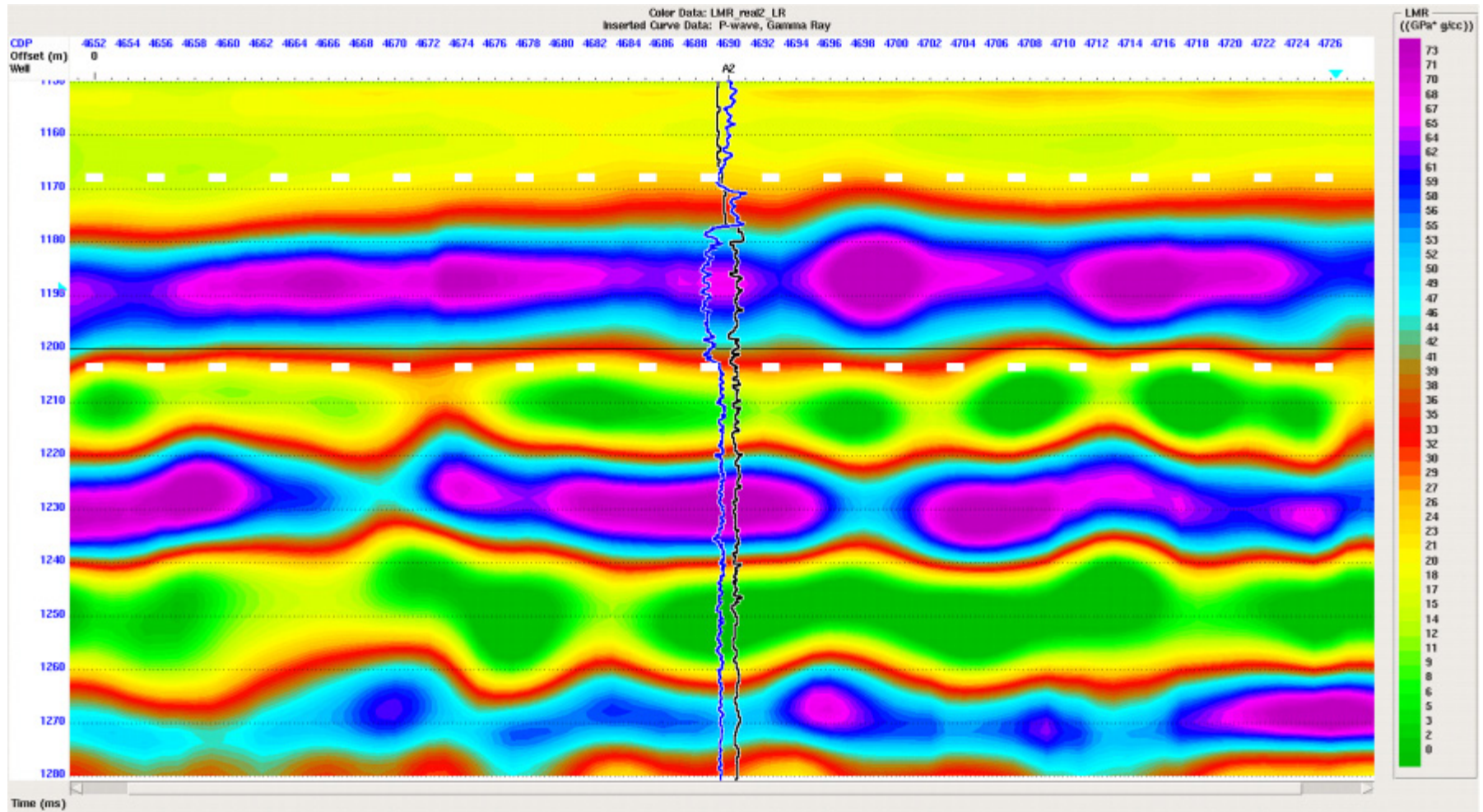


Figura 78 Sección apilada de $\lambda\rho$ de los datos reales.

Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas. Los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor.

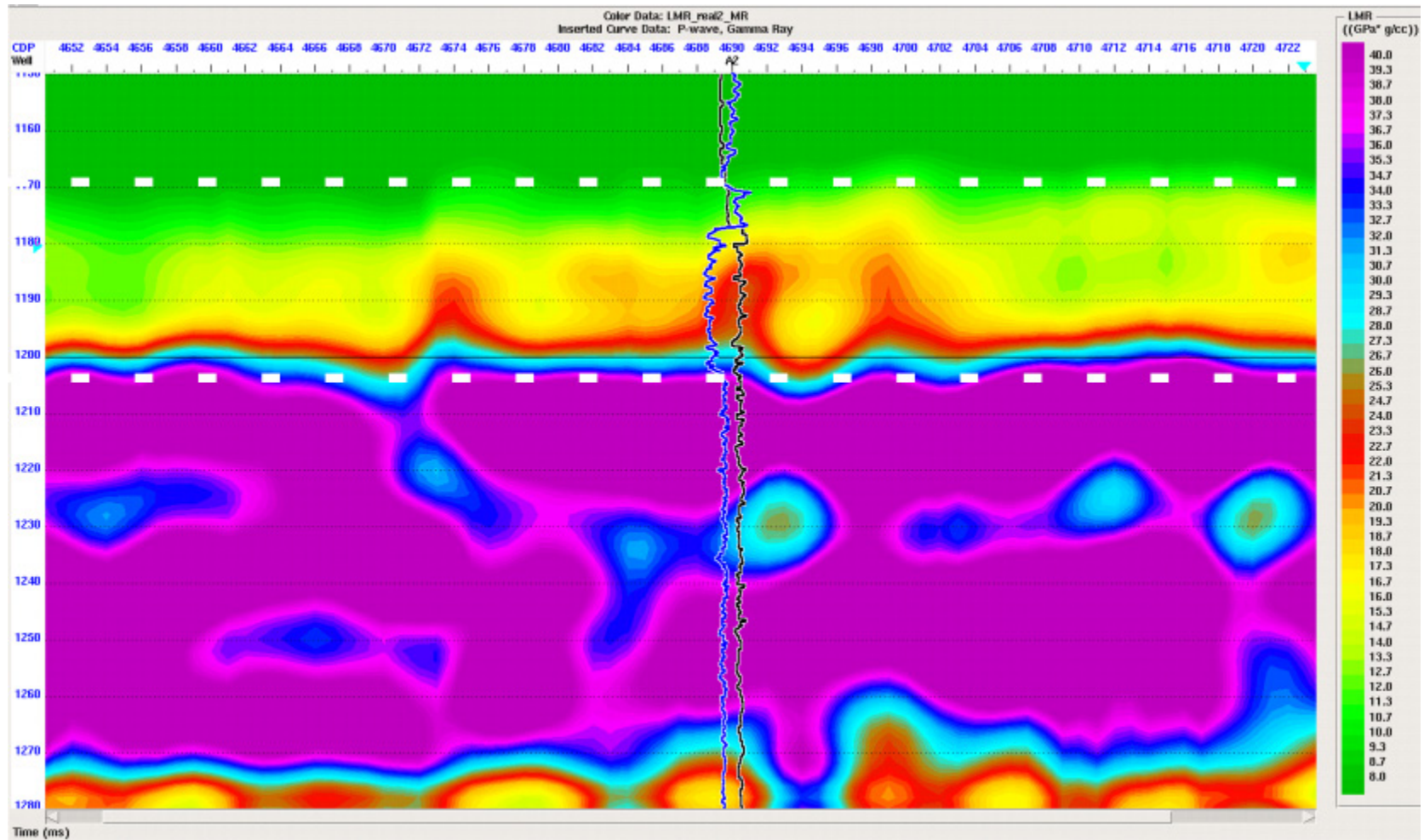


Figura 79 Sección apilada de μ_p de los datos reales. Donde las líneas punteadas blanca son los horizontes de las calizas. Los registros de color azul y negro son los registros de rayo gamma y el de velocidad. Fuente: Autor.

7 ANÁLISIS DE RESULTADOS

En los tres modelos de inversión para los datos reales se observa que las rocas infrayacentes a las calizas, tienen una relación V_P/V_S muy baja llegando a ser menores 1.414. Aunque en la práctica se llega a obtener estos valores, este no es el caso, debido a que desde el principio no se encontró una relación entre la sísmica y los registros después del tope de las calizas (Figura 80). Como no hay una correlación hay una cosa que puede estar mal: o los registros ó la sísmica. Cuando se crea el modelo inicial para la inversión, se grafican logaritmo natural de la velocidad contra el logaritmo natural de la densidad, en esta gráfica se observó ciertas desviaciones que no se deben a fluidos, si no a errores en el registro. Por consiguiente el modelo inicial de la inversión para los datos reales en realidad no es válido. Por ese motivo dan esos valores negativos tanto en la relación de Poisson, como en la $\lambda\rho$.

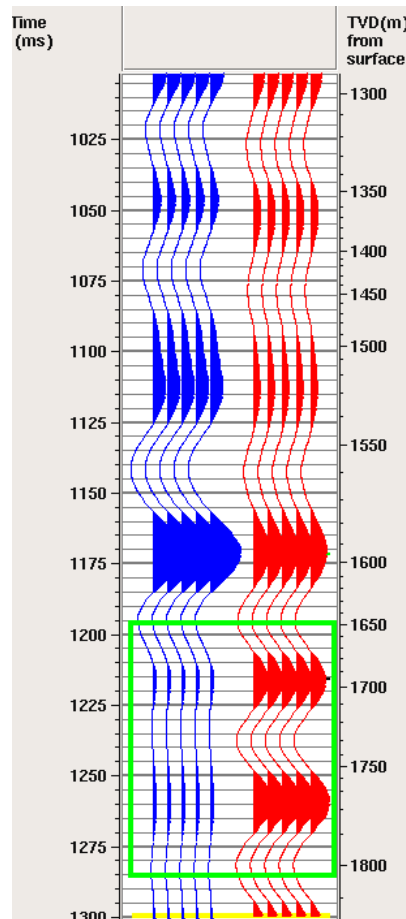


Figura 80 Comparación entre el sismograma sintético y un CMP. La Traza en azul es el sismograma sintético y la traza roja es la traza sísmica a cero offset del CMP donde se ubicó el pozo, estas trazas son repetidas varias veces para mejor visualización. El cuadro verde indica la zona donde no se ajusta el sismograma sintético con la sísmica. Fuente: Autor.

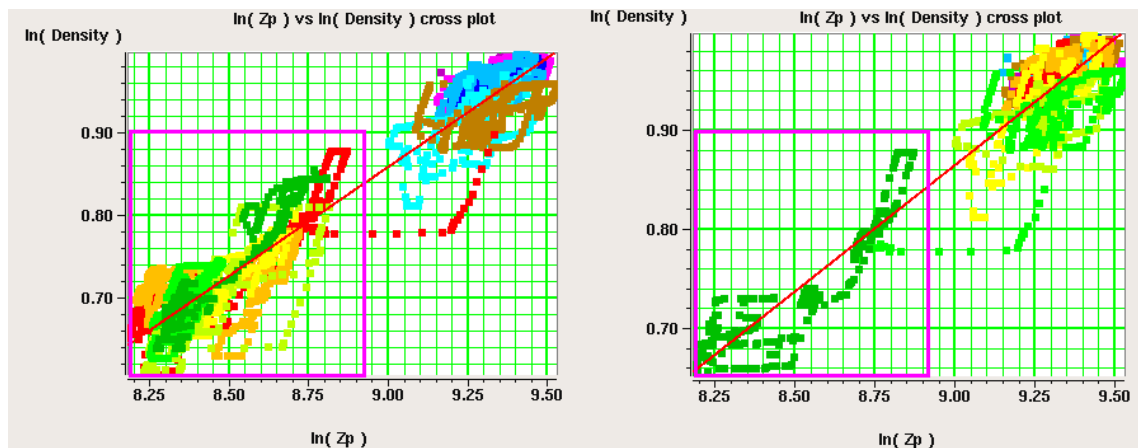


Figura 81 Gráfica de $\ln(\rho)$ vs. $\ln(I_p)$.

En la figura de la izquierda corresponde a las profundidades de 1450- 1900 m y la gráfica de la de derecha corresponden a las profundidades de 1580-1900 m. En esta figura se observa dos tendencias con valores muy dispersos que no cumplen una relación lineal. Fuente: Autor

A pesar de que los datos de entrada mostraron que los resultados no van a ser correctos, se decidió seguir trabajando con estos datos, ya que no se disponía de más información.

De los tres modelos calculados se decidió interpretar el segundo modelo porque relación V_S / V_P de este modelo es 0,465 y la relación V_S / V_P en las calizas es 0,474, según los registros de pozo. Además cuando se hizo el análisis de calidad de los modelos de inversión el modelo 2 fue el que presentó menor error. Los resultados del análisis de calidad fueron los siguientes:

- Modelo inicial: los datos sintéticos dieron un error del 16.44 %, los datos reales del 50.24%
- El modelo dos: Los datos sintéticos mostraron un error del 5.27% y los datos reales mostraron un error del 22.93%
- Modelo tres: Los datos sintéticos mostraron un error del 16.71% y los datos reales mostraron un error del 25,39%

7.1 INTERPRETACIÓN

7.1.1. Interpretación Datos Sintéticos

La interpretación de los datos sintéticos se divide en dos partes. La primera parte se analizan las profundidades entre 1160-1220 m, para caracterizar la roca infra- y supra-yacente a las calizas; y la segunda parte es el análisis solo en el intervalo de las calizas.

7.1.1.1. Interpretación entre las profundidad en ms de 1160 - 1220

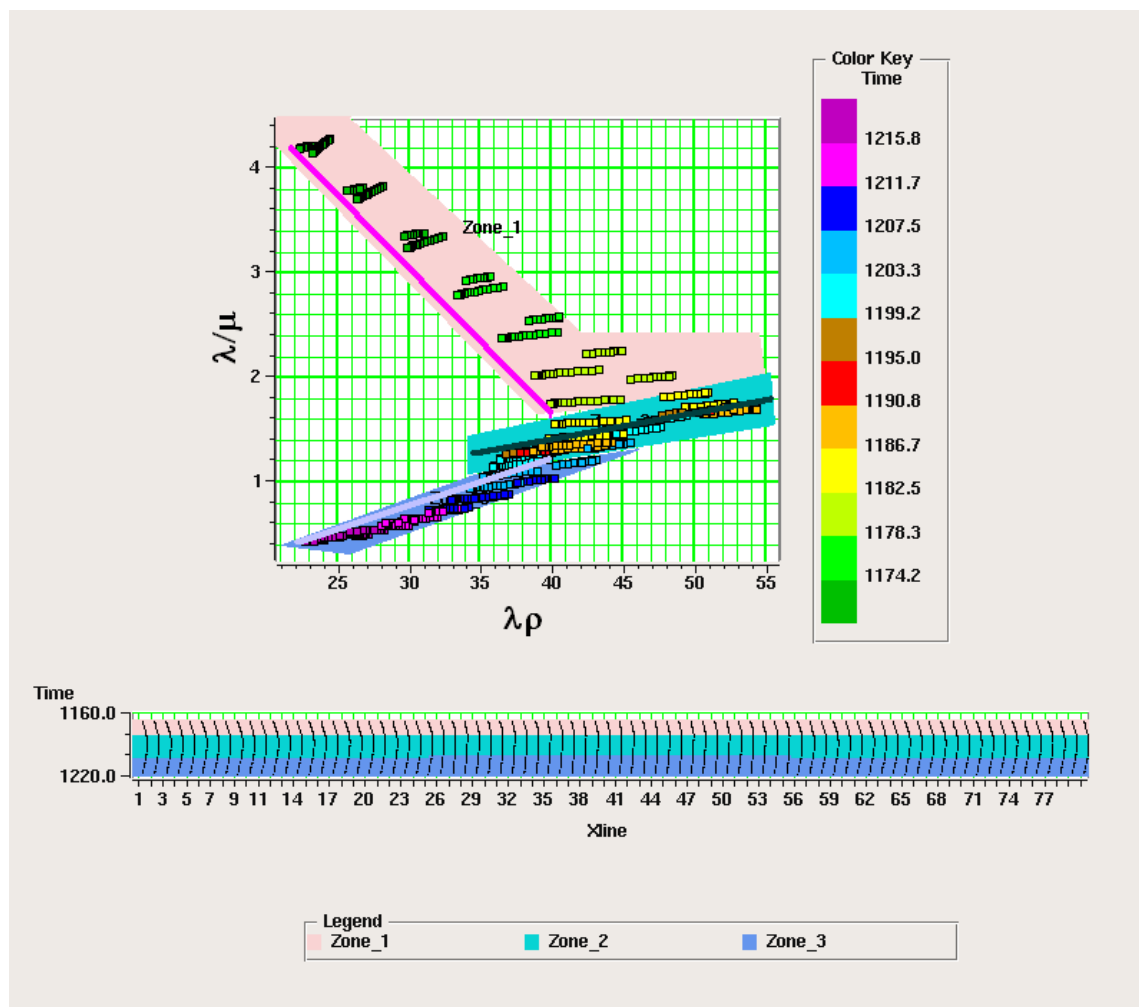


Figura 82 Gráfico de $\lambda\rho$ vs. λ/μ

En la figura de arriba se graficó $\lambda\rho$ vs. λ/μ donde se observan tres zonas, la primera zona (rosada) corresponde a shale, la zona verde corresponde a calizas y la tercera zona azul correspondería a dolomitas. La figura de abajo muestra como se distribuyen la litología interpretada en la sección apilada. Fuente: Autor

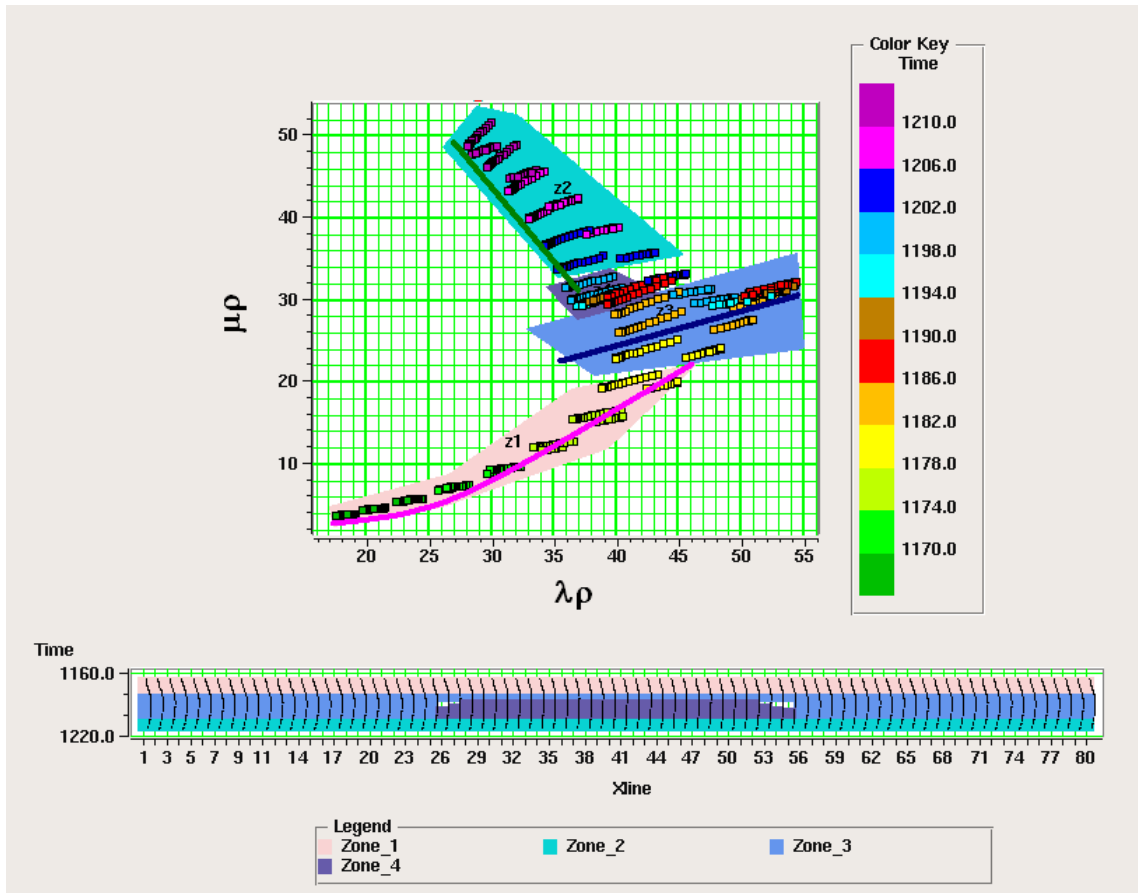


Figura 83 Gráfico de $\lambda\rho$ vs. $\mu\rho$

En la figura de arriba se graficó $\lambda\rho$ vs. $\mu\rho$ donde se observan cuatro zonas, la primera zona (rosada) corresponde a shale, la zona azul corresponde a calizas, la zona morada corresponde a calizas saturadas con gas y la zona verde corresponde a dolomitas. La figura de abajo muestra como se distribuyen la litología interpretada en la sección apilada. Fuente: Autor

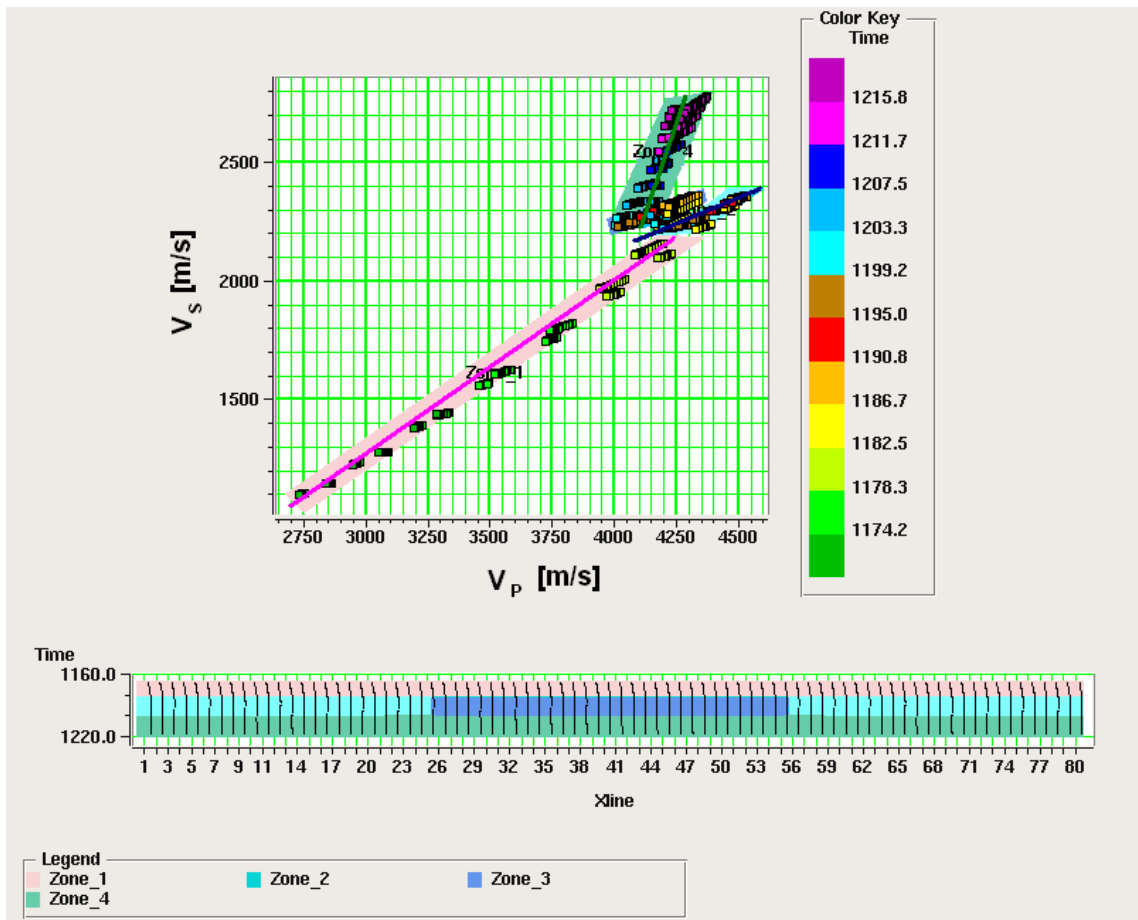


Figura 84 Gráfico de V_P vs. V_S

En la figura de arriba se graficó V_P vs. V_S donde se observan cuatro zonas, la primera zona (rosada) corresponde a shale, la zona aguamarina corresponde a calizas, la zona azul corresponde a calizas saturadas con gas y la zona verde corresponde a una litología que presenta una mayor pendiente. La figura de abajo muestra como se distribuyen la litología interpretada en la sección apilada. Fuente: Autor

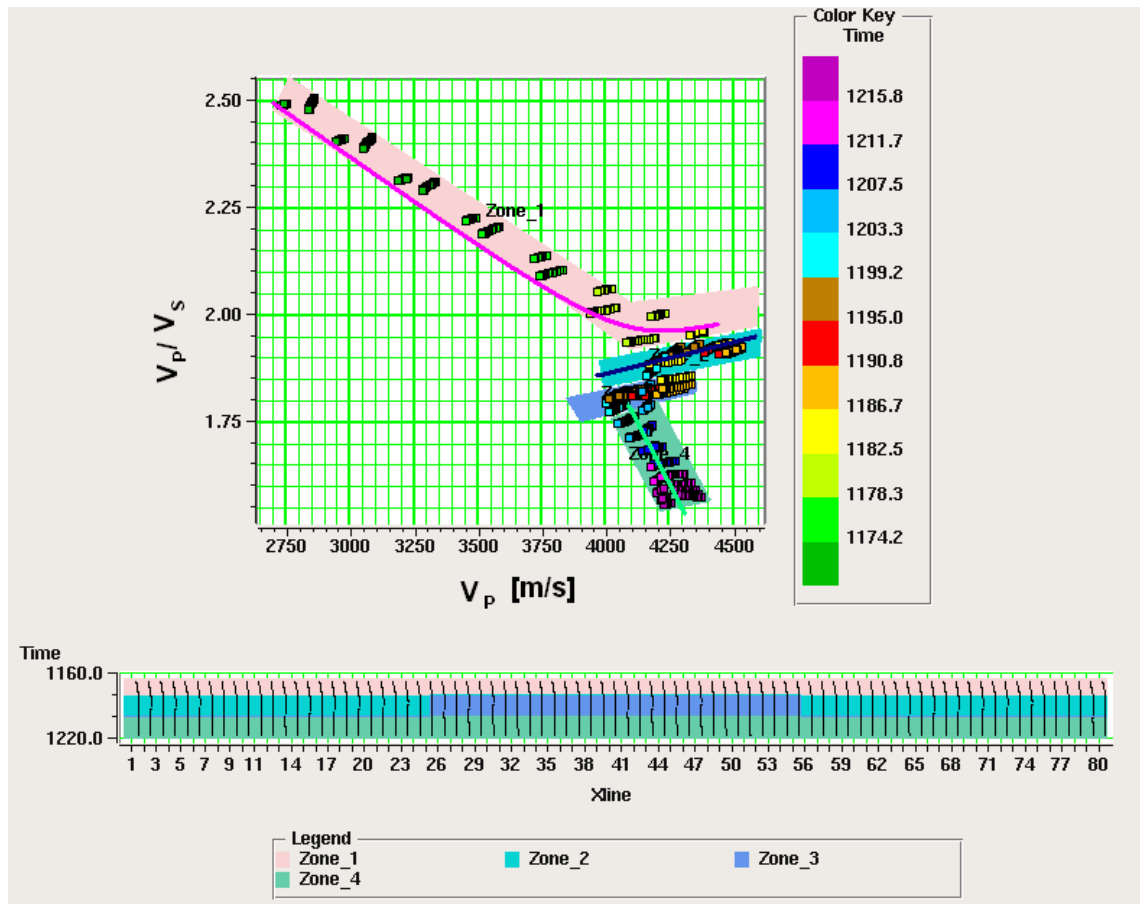


Figura 85 Gráfico de V_P vs. V_P / V_S

En la figura de arriba se graficó V_P vs. V_P / V_S donde se observan cuatro zonas, la primera zona (rosada) corresponde a shale, la zona aguamarina corresponde a calizas, la zona azul corresponde a calizas saturadas con gas y la zona verde corresponde a una litología que presenta una mayor pendiente y no se clasifica no como calizas, ni como shale. La figura de abajo muestra como se distribuyen la litología interpretada en la sección apilada. Fuente: Autor

- En las Figuras 82-85 se mostró las gráficas $\lambda\rho$ vs. $\lambda\mu$, $\lambda\rho$ vs. $\mu\rho$, V_P vs. V_S y V_P vs. V_P / V_S con su respectiva interpretación, En estas gráficas se observan varias tendencias las cuales se agruparon en zonas y se compararon con la gráficas de Li y Rafavich para asociarlas a las litologías, al graficar estas zonas en el apilado se marca bien la capa de calizas y la capa de shale que suprayace las calizas, pero no se pudo determinar el tipo de roca que infrayace las calizas, ya que supuestamente son dolomitas, pero en el registro compuesto donde muestran la columna del pozo, la rocas que infrayacen las calizas son shale. Tomando en cuenta lo que se explicó al principio de esta sección se demuestra una vez más que posiblemente el registro sísmico y de densidad no son confiables, en esa profundidad aunque cabe la posibilidad de que los shale que infrayacen las calizas tengan un comportamiento anómalo y deba ser estudiado.

7.1.1.2. Interpretación De Las Calizas

En las Figuras 86-89 se muestran las gráficas $\lambda\rho$ vs. $\lambda\mu$, $\lambda\rho$ vs. $\mu\rho$, V_P vs. V_S y V_P vs. V_P/V_S con su respectiva interpretación, con base en estos resultados se puede concluir que si se puede diferenciar entre las calizas con gas de las calizas con salmuera, para este modelado. Se debe tener en cuenta que es una muestra local y todo se hizo en base a un solo pozo, por ende no se puede determinar con solo un pozo, el comportamiento de las calizas, además de que los valores de este pozo son poco confiables.

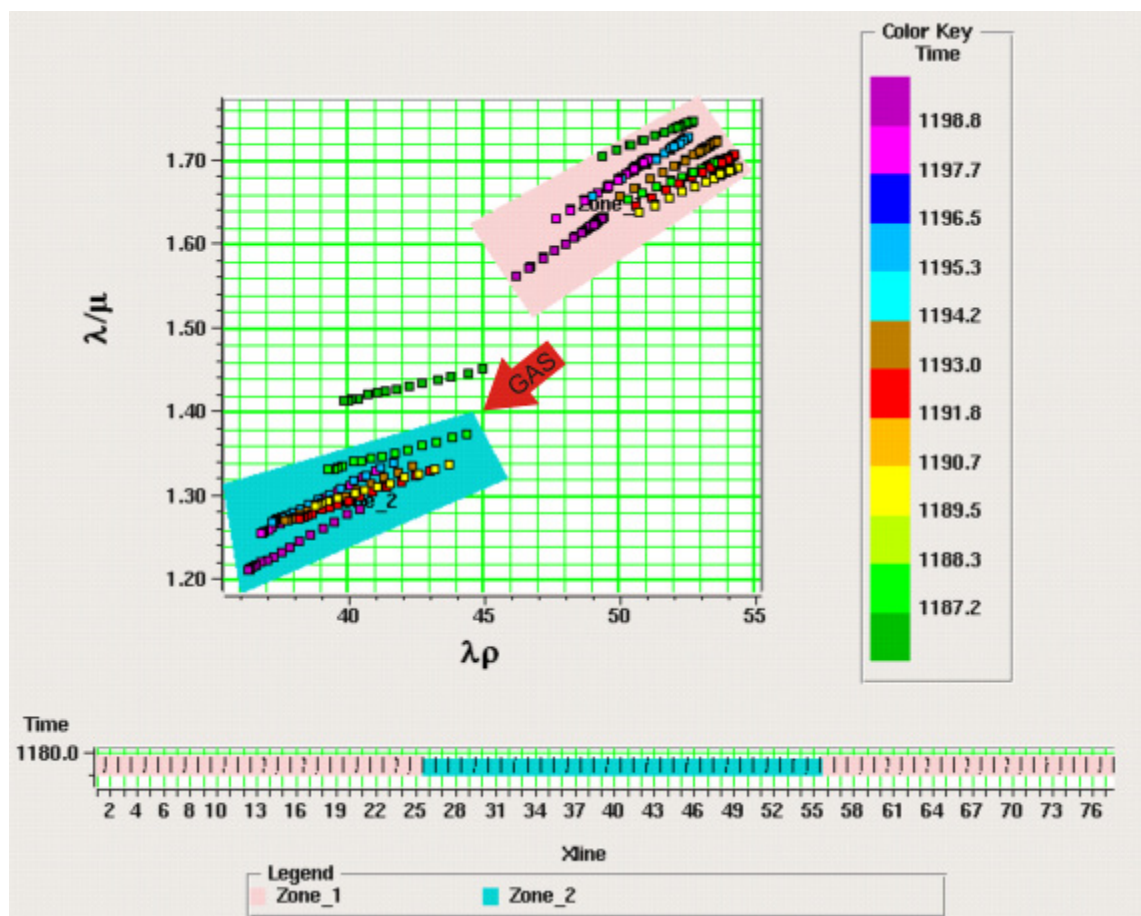


Figura 86 Gráfico de $\lambda\rho$ vs. $\lambda\mu$

En la figura de arriba se observa que las calizas con gas se desvían hacia la izquierda y hacia abajo de la tendencia de base de las calizas. La figura de abajo muestra como la zona de gas y salmuera en el apilado. Fuente: Autor

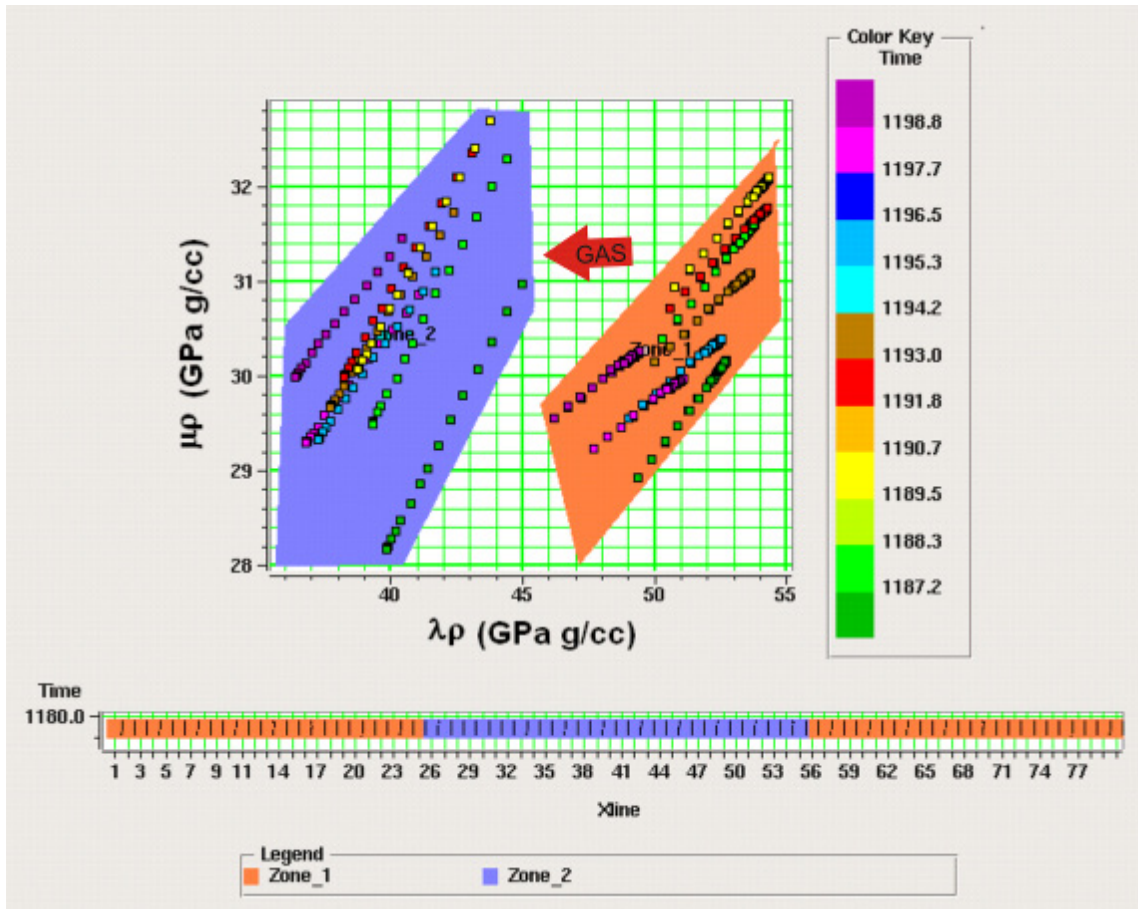


Figura 87 Gráfico de $\lambda\rho$ vs. $\mu\rho$

En la figura de arriba se observa que las calizas con gas se desvían hacia la izquierda de la tendencia de base de las calizas. La figura de abajo muestra como la zona de gas y salmuera en el apilado. Fuente: Autor

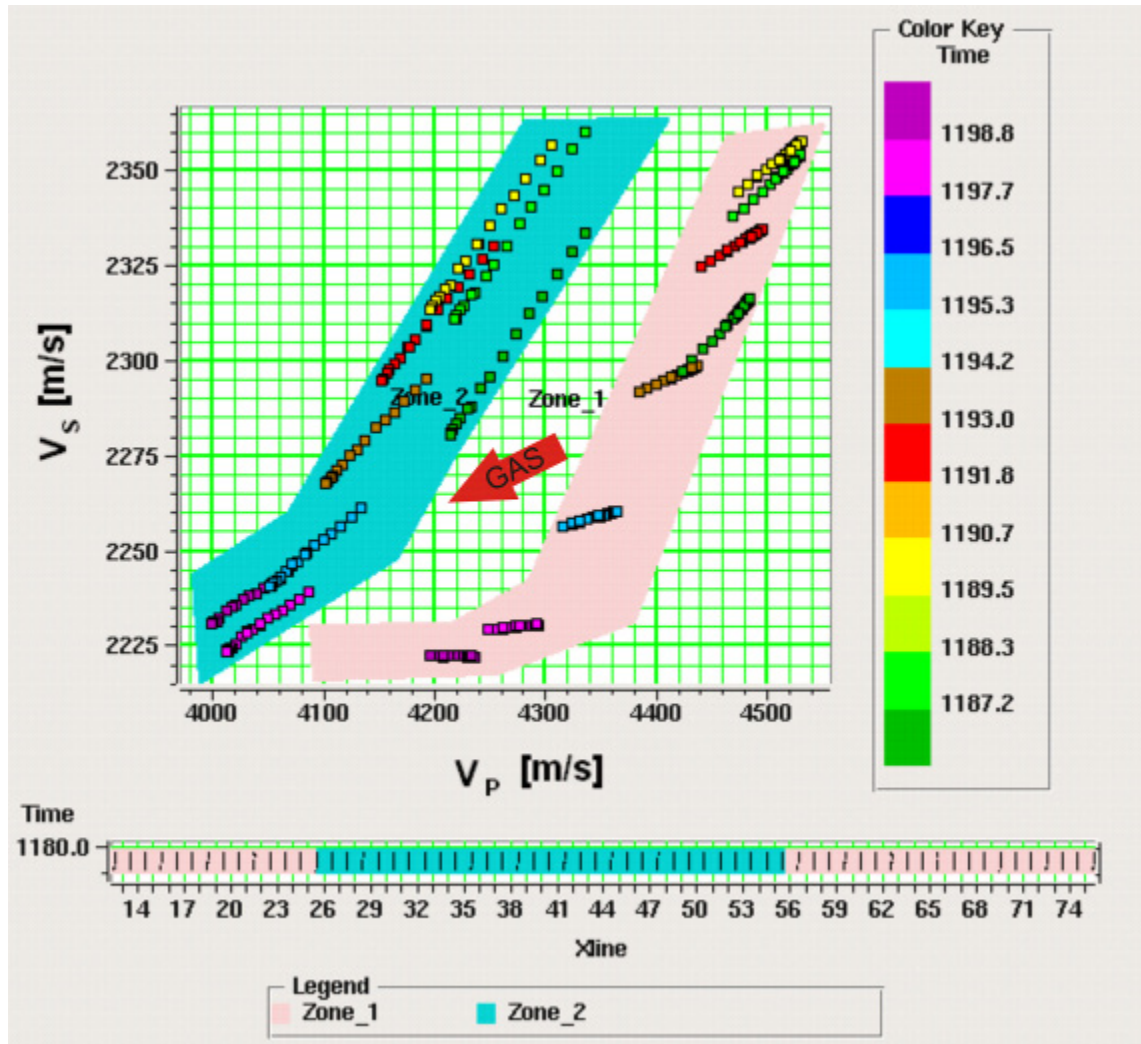


Figura 88 Gráfica V_p vs. V_s para la zona de las calizas

En la figura de arriba se observa que las calizas con gas se desvían hacia la izquierda y hacia abajo de la tendencia de base de las calizas. La figura de abajo muestra como la zona de gas y salmuera en el apilado. Fuente: Autor

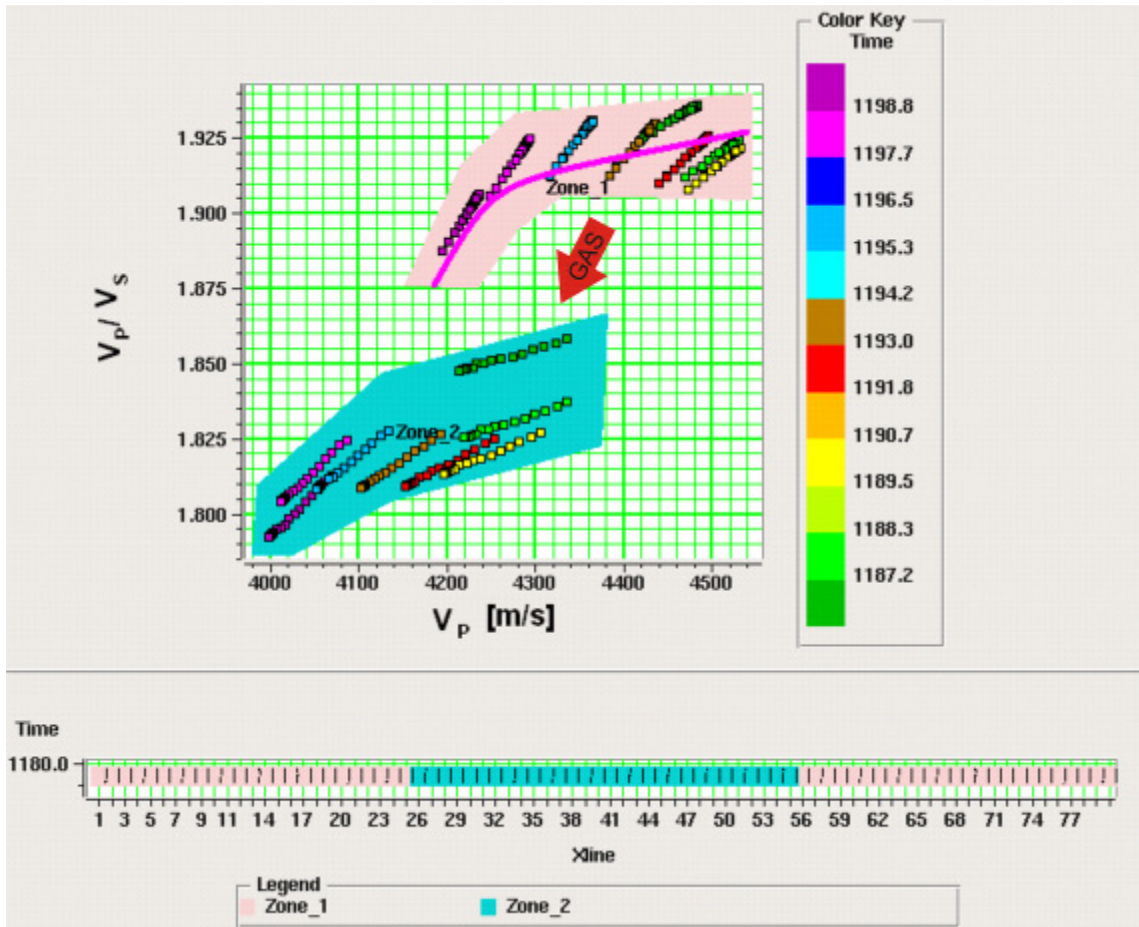


Figura 89 Gráfico de V_p vs. V_p/V_s

En la figura de arriba se observa que las calizas con gas se desvían hacia la abajo y hacia izquierda de la tendencia de base de las calizas. La figura de abajo muestra como la zona de gas y salmuera en el apilado. Fuente: Autor

7.1.2. Interpretación De los Datos reales.

En las Figuras 90-93 se muestran las gráficas $\lambda\rho$ vs. $\lambda\mu$, $\lambda\rho$ vs. $\mu\rho$, V_P vs. V_S y V_P vs. V_P/V_S con su respectiva interpretación, con base en estos resultados se puede concluir que se puede diferenciar las calizas de los shale, las rocas que infrayacen las calizas muestran dos tendencias, al comparar estas tendencias con los valores obtenidos por Li, las rocas infrayacentes se podrían agrupar como dolomitas. Pero como en esta zona no hay reporte de dolomitas, estos resultados se deben a los errores antes mencionados.

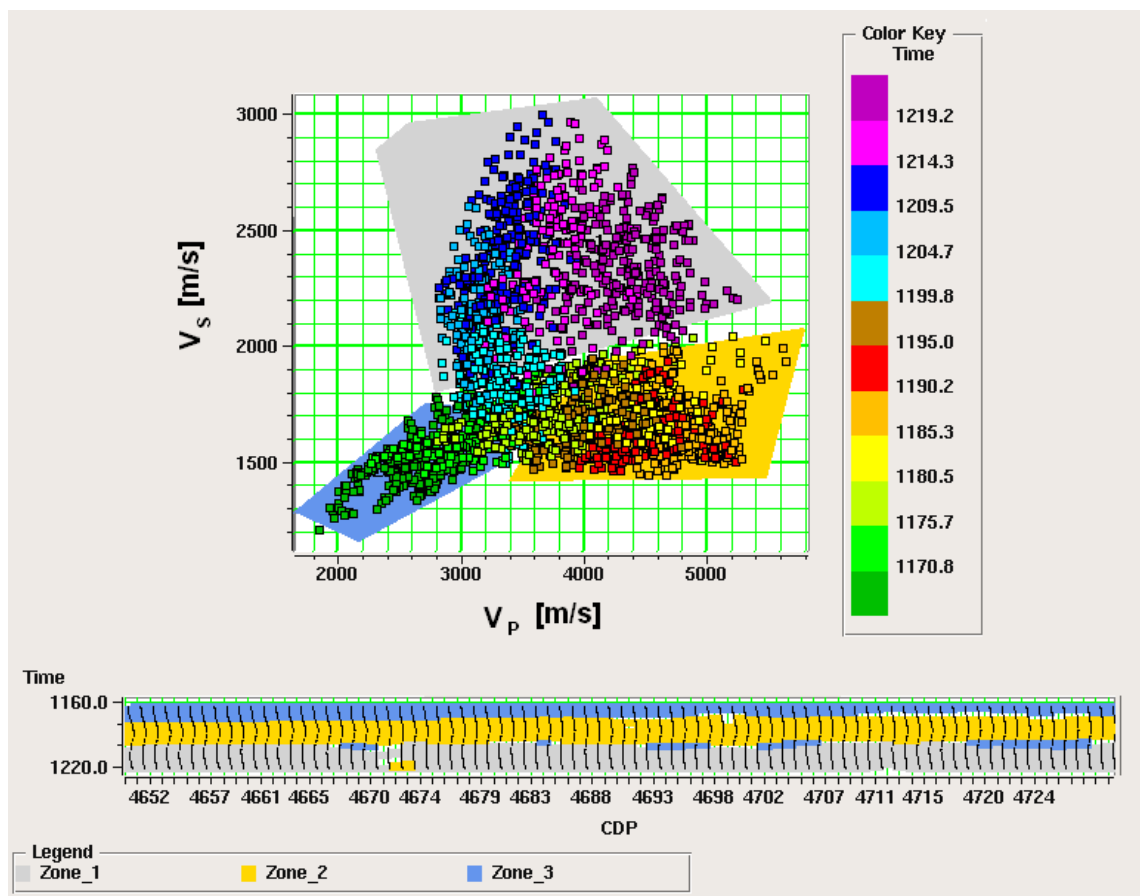


Figura 90 Gráfico de V_P vs. V_S

En la figura de arriba se graficó V_P vs. V_S donde se observan tres zonas, la primera zona (azul) corresponde a shale, la zona amarilla corresponde a calizas, y la zona gris muestra valores muy dispersos, a pesar de esto puede decir que tiene una alta pendiente. La figura de abajo muestra como se distribuyen la litología interpretada en la sección apilada. Fuente: Autor

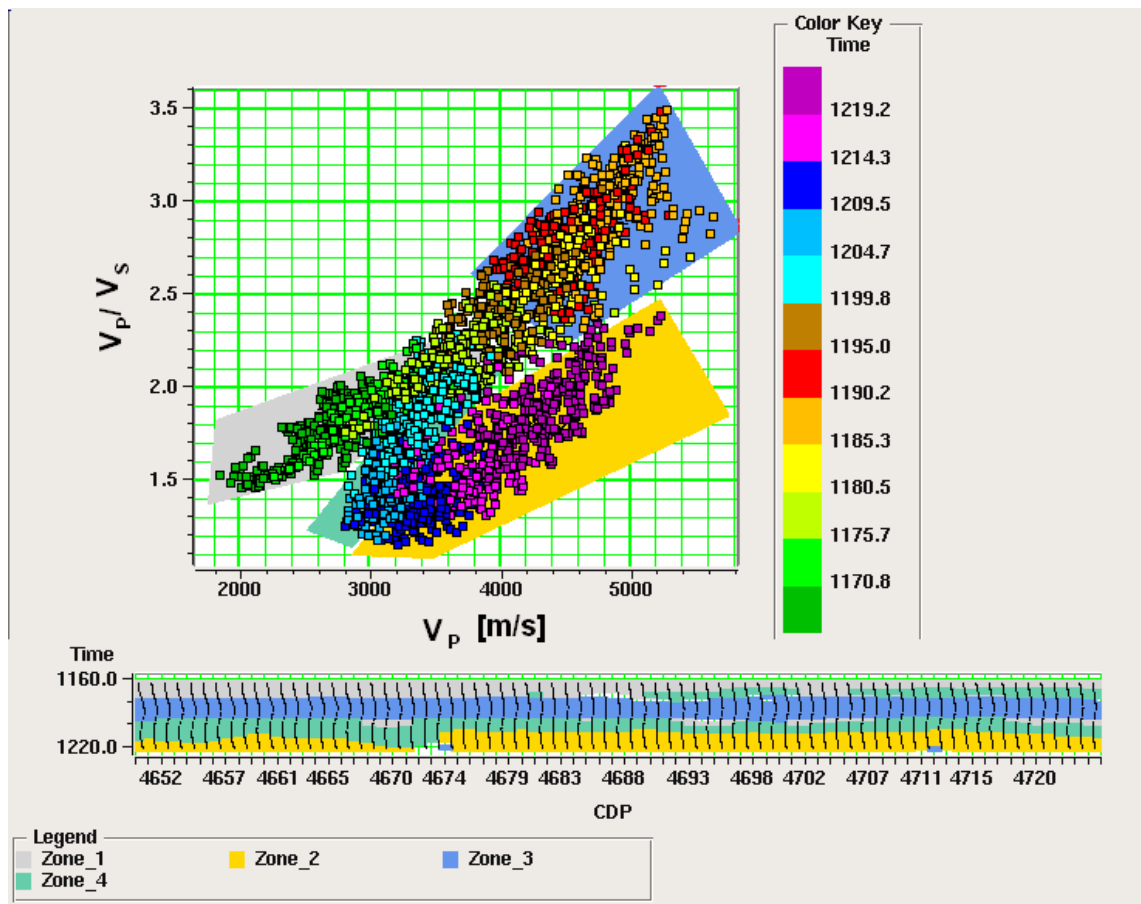


Figura 91 Gráfico de V_P vs. V_P / V_S

En la figura de arriba se graficó V_P vs. V_P / V_S donde se observan cuatro zonas, la primera zona gris corresponde a shale, la zona azul corresponde a calizas, y la zona verde y amarilla corresponde a una litología que presenta una mayor pendiente y no se clasifica ni como calizas, ni como shale. La figura de abajo muestra como se distribuyen la litología interpretada en la sección apilada. Fuente: Autor

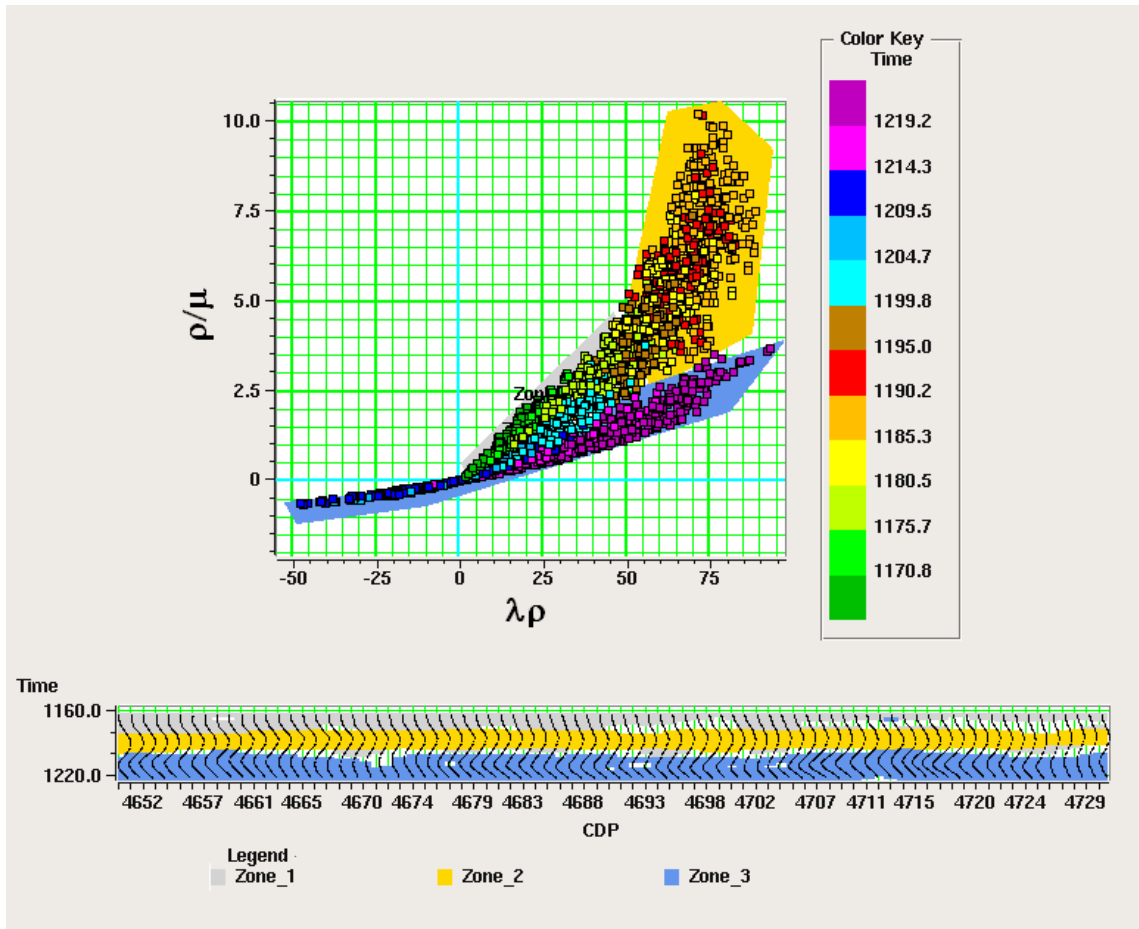


Figura 92 Gráfico de $\lambda\rho$ vs. λ/μ

En la figura de arriba se graficó $\lambda\rho$ vs. λ/μ donde se observan tres zonas, la primera zona gris corresponde a shale, la zona amarilla corresponde a calizas y la tercera zona azul correspondería a dolomitas. La figura de abajo muestra como se distribuyen la litología interpretada en la sección apilada. Fuente: Autor

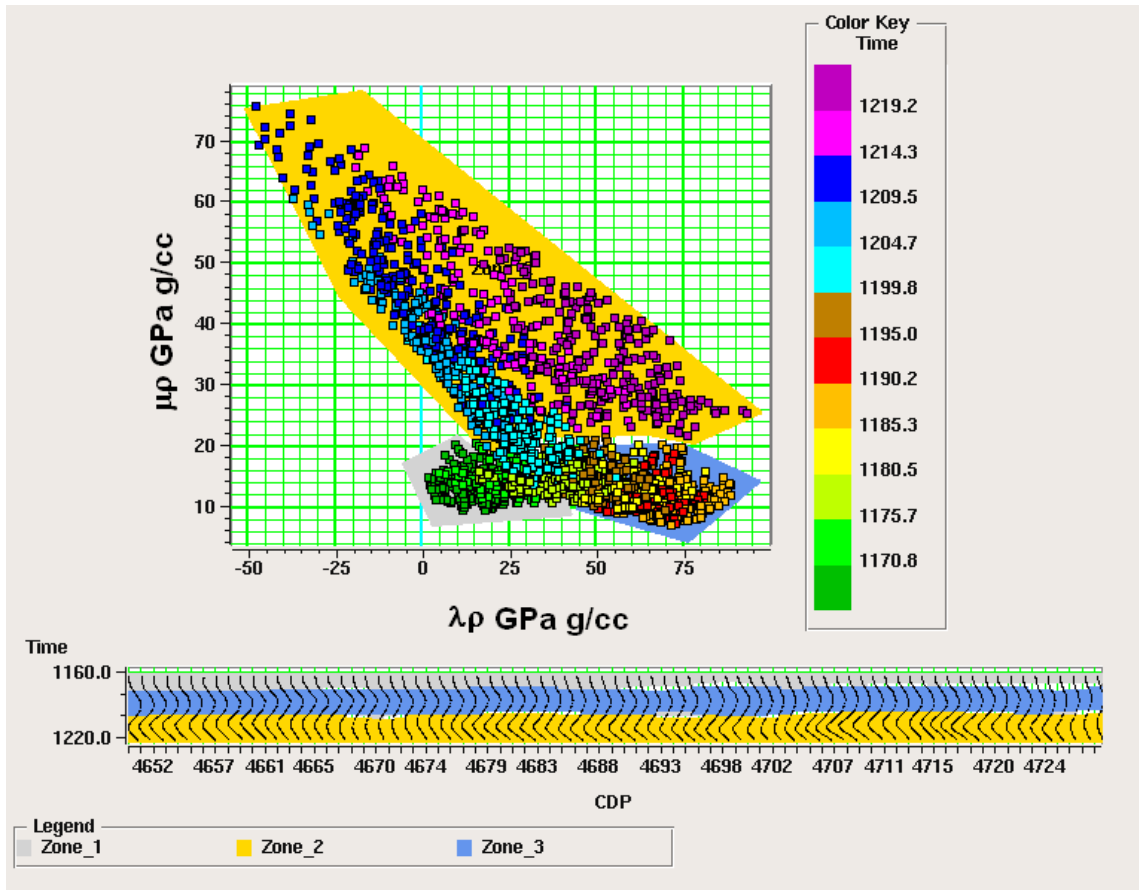


Figura 93 Gráfico de $\lambda\rho$ vs. ν_p

En la figura de arriba se graficó $\lambda\rho$ vs. ν_p donde se observan tres zonas, la primera zona (gris) corresponde a shale, la zona azul corresponde a calizas, y la zona amarilla corresponde a dolomitas. La figura de abajo muestra como se distribuyen la litología interpretada en la sección apilada. Fuente: Autor

8 CONCLUSIONES

- Los datos sintéticos obtenidos por el modelado de un solo pozo muestran que el análisis AVO es una herramienta de gran potencial para la caracterización del yacimiento. Sin embargo, es necesario calibrar estos resultados con la verdadera composición de la roca y más registros de pozos, para así obtener valores adecuados de las tendencias base.
- No se determinó cualitativamente la sensibilidad del análisis AVO para las calizas de la formación Jimol, debido a que con los datos suministrados, los resultados mostraron un grado de incertidumbre que no se pudo cuantificar.
- No se logró establecer la relación entre las propiedades físicas de las rocas del reservorio y la variación de la amplitud con el offset debido a que no se encontró una correlación entre las amplitudes del sismograma sintético y las amplitudes de los datos sísmicos
- Los resultados obtenidos de V_P , V_S , $\lambda\rho$, $\mu\rho$ y λ/μ tienen un grado de incertidumbre que no se puede medir, ya que se partió de varias suposiciones como la composición litológica de las calizas y la relación lineal entre velocidades. Además los parámetros con los que se formó el modelo inicial para la inversión, fueron tomados de un solo registro de pozo el cual mostró dos tendencias completamente diferentes, que fueron forzadas a formar una sola tendencia, con un alto grado de error, debido a que el modelo solo acepta una sola tendencia.
- Por la conclusión anterior y los resultados obtenidos se deduce que el registro de pozo utilizado no es confiable.

9 RECOMENDACIONES

- Se recomienda utilizar otra zona donde estén disponibles datos de corazones, registros de pozo confiables, y un línea sísmicas que pase por un campo de gas.
- Se recomienda modelar todos los registros de pozos disponibles en el campo para hallar las tendencias bases de las características petrofísicas de la formaciones de interés de la zona.
- Se recomienda un estudio petrográfico detallado donde describan los cambios composicionales, el porcentaje mineralógico, el grado de compactación de la roca, el tipo de porosidad, el porcentaje de porosidad.
- Se recomienda hacer pruebas de laboratorio a los corazones en buen estado de las rocas de la formación Jimol, para calcular el coeficiente de Poisson de dichas rocas.

BIBLIOGRAFÍA

- AKI, Keiiti, and RICHARDS, Paul. Quantitative Seismology: Theory and Methods. San Francisco: W.H. Freeman and Co, 1980. 932p.
- BARRERO, Dario. et al. Colombian Sedimentary Basins: Nomenclature, Boundaries and Petroleum Geology, A New Proposal. [Artículo en Internet] http://www.anh.gov.co/html/cache/gallery/GC-2/G-10/colombian_sedimentary_basins.pdf. [Consulta: 2 de Febrero de 2008]
- BIOT, M. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. En: Journal of Acoustical Society of America, Vol. 28, No 2 (Marzo 1956), p. 168-191.
- CASE, J.E; MACDONALD, W.D., and OX, P.J. Caribbean Crustal provinces: Seismic and gravity evidence, En: DENGO, G. and CASE, J.E. Case eds., The Caribbean Region: Geological Society of America, 1990, p. 15-36
- CASTAGNA, John y BACKUS, Milo. Offset dependent reflectivity- Theory and practice of AVO. Houston: SEG, 1993, p. 3-36
- CASTAGNA, John y SWAN, Herbert. Principles of AVO crossplotting. En: Leading Edge, Vol. 16, N° 4 (Abril 1997); p. 337-344
- _____. Framework for AVO gradient and intercept interpretation. En: GEOPHYSICS, Vol. 63, N° 3 (Mayo-Junio 1998); p. 948-956
- CASTRO. Interpretación Sismo- Estratigráfica de la Subcuenca de la Baja Guajira. Bogota, Colombia: Reporte interno ECOPEPETROL, 1991.
- CHACKO, S. Porosity identification using amplitude variations with offset: Examples from South Sumatra. En: Geophysics, Vol. 54, No 8 (Agosto de 1989) p 942-951.
- CONOLLY, Patrick. Elastic Impedance. En: The Leading Edge, Vol. 18, N° 4 (1999); p. 438-452.
- ESCALANTE, Carlos. Integrated seismic stratigraphic and 1-D basin analysis of the Tayrona depression, offshore Baja Guajira Basin, Colombia .Norman, OK, 2005, 134 p. Master Thesis (Master of Science): University of Oklahoma.

- FATTI, Jan et al. Detection of gas in sandstone reservoirs using AVO analysis: A 3D seismic case history using the Geostack technique. En: Geophysics, Vol. 59, No 9 (Septiembre 1994); p 1392 - 1376.
- GASSMANN, Fritz. Elastic waves through a packing of spheres. En: Geophysics, Vol. 16, No 4 (Abril de 1951), p. 673-685
- GAYA, M. y TEIXIDO, T. Procesado de Sísmica de reflexión Superficial en el Complejo Turbidítico de Ainsa (Huesca- España). España, 2004, p. 100. :Universidad Politecnica de Cataluña
- GOODWAY, Bill, CHEN, Taiwen, and DOWNTON, Jon. Improved AVO fluid detection and lithology discrimination using Lamé petrophysical parameters; “ $\lambda\rho$ ”, “ $\mu\rho$ ”, & “ λ/μ fluid stack”, from P and S inversions. En: SEG, Expanded Abstracts, Volumen 16 No. 1 (1997), p 183-187.
- Google Earth, Explore, Search, and Discover [en línea] URL: <<http://earth.google.com/>> (consultado el: 01/01/2009"
- GRETERER, Peter. Summary of poisson's Ratio Debate 1990-2003. En: CSEG Recorder, Septiembre de 2003, p. 44-45.
- HAMPSON, Daniel P., RUSSELL, Brian H. and BANKHEAD, Brad. Simultaneous inversion of pre-stack seismic data. En: SEG, Expanded Abstracts, Vol 24, N° 1 (2005) ; p 1633-1637.
- HARVEY, P. J. Porosity identification using amplitude variations with offset in Jurassic carbonate, offshore Nova Scotia. En: The Leading Edge, Vol. 12, N° 3 (1993); p. 180–184.
- HILTERMAN, Fred J. Seismic Amplitude Interpretation. En: Distinguished Instructor Series N° 4, 2001; p 2-1 a 2-42 y 3-1 a 3-39.
- HOSIE, Alfredo. Seismic Stratigraphy of the Southern offshore Guajira Basin, Colombia, Norman, OK, 1994, 141 p. Master Thesis (Master of Science) : University of Oklahoma.
- INGEOMINAS. Memoria Explicativa del Mapa Geológico del departamento de la Guajira, versión 2 [artículo en Internet] http://www.ingominas.gov.co/component/option,com_docman/task,doc_download/gid,948/ [Consulta: 26 de Enero 2008]
- KRAUSE; D. Bathymetry, Geomagnetism, and Tectonics of the Caribbean Sea North of Colombia. Geological Society of America, Inc. Memoir 130, p 35-53

- LI, Yongyi and DOWNTON, Jonathan. Application of amplitude versus offset in carbonate reservoirs: Re-examining the potential: 70th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2000. 166–169.
- _____ . Recent applications of AVO to carbonate reservoirs in the Western Canadian Sedimentary Basin. En: Leading Edge. Vol. 22 N° 7 (Julio 2003): p670-674
- MACERALLI, C.E. Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern Caribbean pull-apart basin, Venezuela and Colombia, En : TANKARD, A.J.; SUAREZ, R. and WELSINK H.J., Petroleum basins of South America, American Association of Petroleum Geologist, Memoir 62, 1995.
- MADIBA, Gislain, y MACMECHAN, George A. Case History: Seismic impedance inversion and interpretation of a gas carbonate. En: GEOPHYSICS, VOL. 68, N°. 5 (Septiembre-Octubre 2003); p. 1460–1469
- MAVKO, Gary, MUKERJI, Tapan, y DVORKIN, Jack. The rock physics handbook: Tools for seismic analysis in porous media, Cambridge, UK: Cambridge University Press, October 2003. 339 p
- MAVKO, Gary. Expert answers. En: CSEG Recorder. Mayo 2005, p 8-10.
- OSTRANDER, W.J. Plane-wave reflection coefficients for gas sands at nonnormal angles of incidence. En: Geophysics. Vol. 49, N° 10 (Octubre de 1984): p 1637-1648.
- RAFAVICH, F., KENDALL, C. H. St. C., and TODD, T. P. The Relationship between acoustic properties and the petrographic character of carbonate rocks. En: Geophysics, Vol. 49, No 10 (Octubre de 1984), p 1622 - 1636.
- RAMIREZ, Víctor. Geological Setting and Hydrocarbon Occurrences, Guajira Basin, Offshore Northern Colombia. Ibama, 2007, 185 p. Master Thesis (Master of Science in Geology) : Department of Geological Sciences of The University of Alabama
- RENZ, O. Geología de la parte sureste de la Península de La Guajira (República de Colombia). En: Bol. Geol., Publ. Esp. Venezuela, V 1 N° 3 (1960); p 317-349
- ROLLINS, J. F. Stratigraphy and structure of the Guajira Peninsula, northwestern Venezuela and northeastern Colombia. Lincoln: Univ. Nebraska Studies, New Ser., 30, 1965. 102 p.

- RUBIANO, Jorge. et al. Evaluación regional de la cuenca de La Baja Guajira. Informe interno ECOPETROL, 1998.
- SAYER, Colin M. The elastic properties of carbonates. En: The Leading Edge, Vol. 27 No. 8 (2008), p 1020-1024.
- SHERIFF, Robert E. Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics. Cuarta Edición. Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicists;2002. 429 p.
- SHUEY, R.T. A simplification of the Zoeppritz equations. En: Geophysics, Vol. 50, No 4 (Abril 1985); p 609-614.
- SMITH, Tad, SONDERGELD, Carl, and RAI, Chandra. Gassmann Fluid Substitutions: A Tutorial. En: Geophysics, Vol. 68, No. 2 (Marzo-Abril 2003), p 430-440.
- STAINFORTH, M. The Upper Eocene of the Guajira Peninsula, Boletín Informativo, Asociación Venezolana de Geología, Min. de Petróleo, Vol. 5, No. 8, 1962, En: J. DE PORTA. Lexique Stratigraphique Internacional, Vol. V. 1974.
- THOMSEN, Leon and GRETERNER, Peter. AVO and Poisson,s Ratio. En: The Leading Edge, Enero de 2003.
- THOMAS, D. El Eoceno de la Peninsula de la Guajira. En: Boletín de Geología, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Caracas, Pub. Esp. 05, 1972. p 951-962.
- YILMAZ, Öz. Seismic Data processing. Segunda edición. Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicist ;2001, p. 25-1000 ZOEPPRITZ, K. Erdbebenwellen VIII B, On the reflection and propagation of seismic waves. Göttinger Nachrichten, 1919, I, p 66-88.

ANEXOS

1 ECUACIÓN DE ZOEPPRITZ

Aki y Richard (1980) muestran las ecuaciones de Zoeppritz en forma de matriz.

Para una interface entre dos espacios elásticos seminfinitos, hay 16 coeficientes de reflexión y transmisión (ver Figura A. 1)

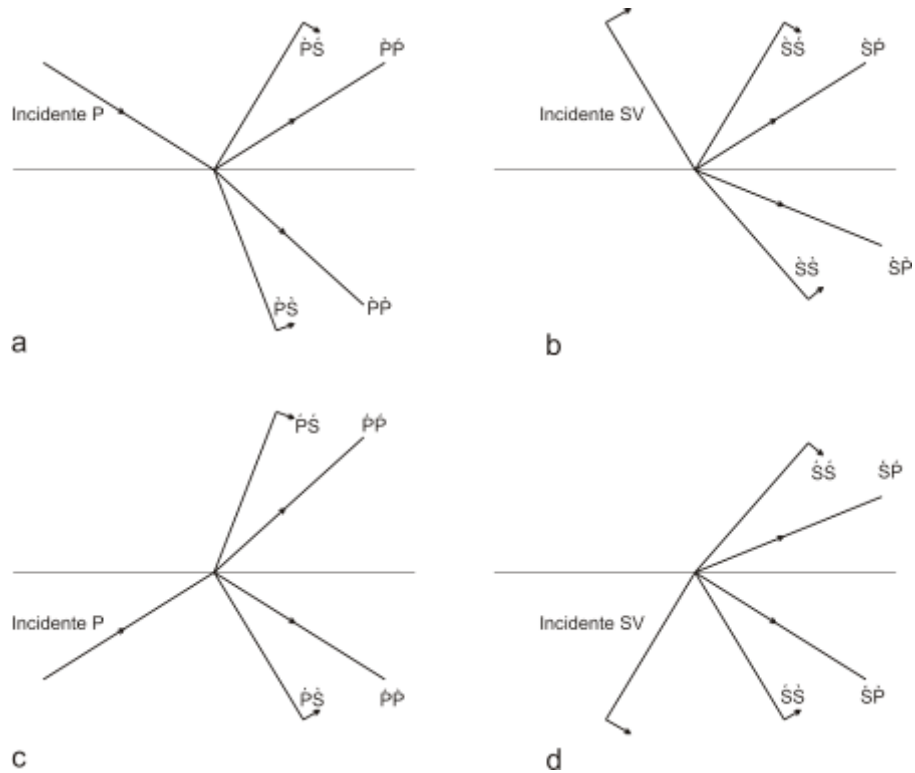


Figura A. 1 Coeficientes de reflexión y transmisión por ondas P-SV.
Las flechas indican la dirección de movimiento de la partícula.
Fuente Castagna (1993).

Los coeficientes están representados por dos letras, la primera indica el tipo de onda incidente y la segunda indica el tipo de onda derivada. El acento agudo (´) indica una onda subiendo, mientras que el acento grave (̀) indica una onda bajando.

Onda bajando	P	S	Onda Subiendo
Onda incidente	P	S	Onda derivada

Con esta notación la matriz de dispersión es:

$$Q = \begin{pmatrix} \begin{matrix} \backslash \backslash \\ PP \\ \backslash \backslash \\ PS \\ \backslash \backslash \\ PP \\ \backslash \backslash \\ PS \end{matrix} & \begin{matrix} \backslash \backslash \\ SP \\ \backslash \backslash \\ SS \\ \backslash \backslash \\ SP \\ \backslash \backslash \\ SS \end{matrix} & \begin{matrix} \backslash \backslash \\ PP \\ \backslash \backslash \\ PS \\ \backslash \backslash \\ PP \\ \backslash \backslash \\ PS \end{matrix} & \begin{matrix} \backslash \backslash \\ SP \\ \backslash \backslash \\ SP \\ \backslash \backslash \\ SP \\ \backslash \backslash \\ SS \end{matrix} \end{pmatrix} = P^{-1}R$$

(A1. 1)

Donde P es la matriz

$$\begin{pmatrix} -\sin\Theta_1 & -\cos\Phi_1 & \sin\Theta_2 & \cos\Phi_2 \\ \cos\Theta_1 & -\sin\Phi_1 & \cos\Theta_2 & -\sin\Phi_1 \\ 2\rho_1V_{S1}\sin\Phi_1\cos\Theta_1 & \rho_1V_{S1}(1-2\sin^2\Phi_1) & 2\rho_2V_{S2}\sin\Phi_2\cos\Theta_2 & \rho_2V_{S2}(1-2\sin^2\Phi_2) \\ -\rho_1V_{P1}(1-2\sin^2\Phi_1) & \rho_1V_{S1}\sin2\Phi_1 & \rho_2V_{P2}(1-2\sin^2\Phi_2) & -\rho_2V_{S2}\sin2\Phi_2 \end{pmatrix}$$

Y R es la matriz

$$\begin{pmatrix} \sin\Theta_1 & \cos\Phi_1 & -\sin\Theta_2 & -\cos\Phi_2 \\ \cos\Theta_1 & -\sin\Phi_1 & \cos\Theta_2 & -\sin\Phi_1 \\ 2\rho_1V_{S1}\sin\Phi_1\cos\Theta_1 & \rho_1V_{S1}(1-2\sin^2\Phi_1) & 2\rho_2V_{S2}\sin\Phi_2\cos\Theta_2 & \rho_2V_{S2}(1-2\sin^2\Phi_2) \\ \rho_1V_{P1}(1-2\sin^2\Phi_1) & -\rho_1V_{S1}\sin2\Phi_1 & -\rho_2V_{P2}(1-2\sin^2\Phi_2) & \rho_2V_{S2}\sin2\Phi_2 \end{pmatrix}$$

2 MÓDULOS ELÁSTICOS

2.1 Módulo de volumen [κ]:

Es la relación entre la deformación y el esfuerzo bajo una presión hidrostática.

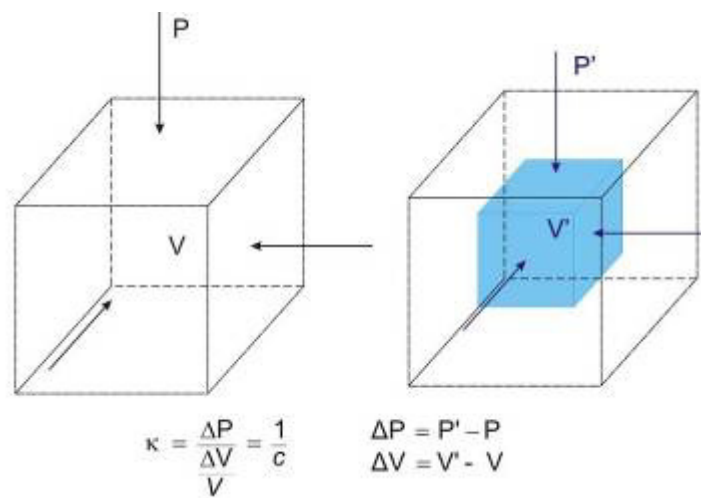


Figura A. 2 Módulo de volumen.

Donde ΔP = Cambio en presión, V = Volumen, ΔV = Cambio en volumen, y c = Compresibilidad. $\Delta V/V$ = es llamado *dilatación*.

2.2 Módulo de cizalla, Módulo de rigidez o constante de Lamé [μ]:

Es la relación entre esfuerzo y deformación por cizalla simple.

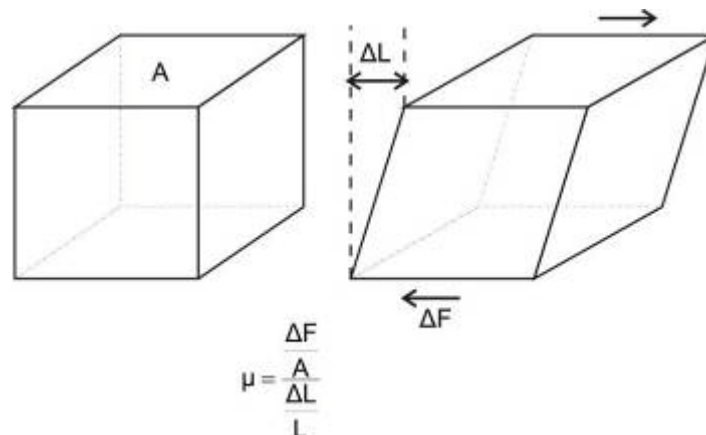


Figura A. 3 Módulo de Cizalla

Donde ΔF = fuerza de cizalla (tangencial), A = área de sección tangencial, L = distancia entre los planos de cizalla, ΔL = desplazamiento de los planos de cizalla.

2.3 Módulo de Young [E]:

Es la relación entre esfuerzo uniaxial y la deformación en la misma dirección.

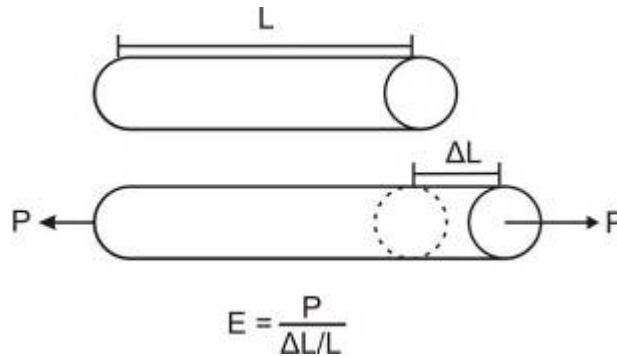


Figura A. 4 Módulo de Young

Donde P= esfuerzo, L = longitud original, ΔL = cambio en longitud

2.4 Incompresibilidad [λ]:

No tiene significado físico pero en gran parte simplifica la Ley de Hooke.

2.5 Relación de Poisson [ν]:

Es la relación entre la deformación tangencial y la deformación longitudinal, cuando un esfuerzo uniaxial es aplicado

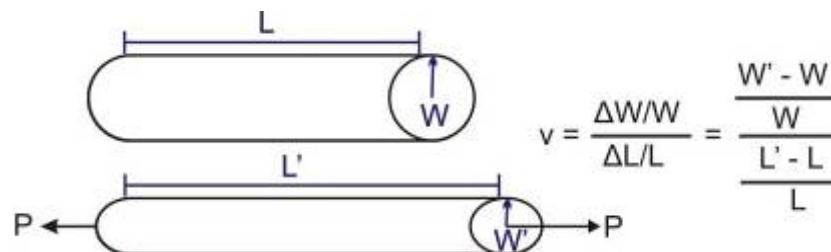


Figura A. 5 Relación de Poisson

Donde W es el radio y L es la longitud.

3 SUSTITUCIÓN DE FLUIDOS

La sustitución de fluidos es modelado de los efectos de la composición mineral, la porosidad y los fluidos en las velocidades sísmicas, estas se basa generalmente en unas formulaciones teóricas y empíricas. La aproximación teórica más utilizada es la teoría de Biot-Gassmann.

Independientemente Gassmann (1951) y Biot (1956) desarrollaron una completa teoría de la propagación de ondas en rocas saturadas de fluidos, ellos incluyeron dos términos roca saturada (roca con fluidos) y roca seca (roca drenada).

La ecuación que relaciona las velocidades con los parámetros de Lamé para un medio isótropo y homogéneo (ecuaciones (3.5) y (3.6)), la expresan en función de la saturación de los módulos de volumen, cizalla y densidad:

$$V_{P_sat} = \sqrt{\frac{K_{sat} + \frac{4}{3}\mu_{sat}}{\rho_{sat}}} \quad (A3. 1)$$

$$V_{S_sat} = \sqrt{\frac{\mu_{sat}}{\rho_{sat}}} \quad (A3. 2)$$

Donde K_{sat} = módulo de volumen saturado, μ_{sat} = módulo de cizalla saturado ρ_{sat} = densidad saturada

3.1 Módulo de Volumen

La teoría de Gassmann relaciona el módulo de volumen saturado de la roca con: la porosidad, el módulo de volumen del armazón de la roca, el módulo de volumen de la matriz mineral, y el módulo de volumen del fluido

$$K_{sat} = K^* + \frac{\left(1 - \frac{K^*}{K_0}\right)^2}{\frac{\phi}{K_{fl}} + \frac{(1-\phi)}{K_0} - \frac{K^*}{K_0^2}} \quad (A3. 3)$$

Donde K_{sat} = el módulo de volumen saturado, K_0 = el módulo de volumen de la matriz mineral, K_{fl} = el módulo de volumen de fluido, K^* = El módulo de volumen del armazón de la roca más espacio poroso vacío y Φ = porosidad.

3.1.1. El módulo de volumen de la matriz (K_0)

Se determina tomando los minerales más importantes de la roca (entre 3 y 4 minerales), con el porcentaje de cada mineral y el módulo de cada mineral se calcula K_0 promediando, la ecuación más utilizada es el promedio de Voigt-Reuss-Hill (VHR), la cual consiste en el promedio de la armónica de Reuss y la aritmética de Voigt (Smith, 2003):

$$K_{\text{Reuss}} = \left[\sum_{i=1}^n \frac{F_i}{K_i} \right]^{-1} \quad (\text{A3. 4})$$

$$K_{\text{Voigt}} = \left[\sum_{i=1}^n F_i K_i \right] \quad (\text{A3. 5})$$

$$K_{\text{VHR}} = \frac{1}{2} [K_{\text{Voigt}} + K_{\text{Reuss}}] \quad (\text{A3. 6})$$

Donde F_i = la fracción volumétrica del mineral i ; K_i = módulo de volumen de mineral i .

3.1.2. Módulo de Volumen del fluido

El valor de módulo de volumen del fluido se puede determinar de varias formas, ya sea por muestras de fluidos recuperados de el espacio poros del reservorio, a través de las ecuaciones de estado o el más utilizado calcular las propiedades por medio de ecuaciones empíricas (Smith, 2003).

Para el modelado generalmente se usa la ecuación (A3. 7), esta ecuación es la técnica de promedio de Reuss, aquí se asume que la distribución del fluido es uniforme a través del espacio poroso y el fluido es homogéneo.

$$\frac{1}{K_{\text{fl}}} = \sum_{i=1}^n \frac{S_i}{K_i} \quad (\text{A3. 7})$$

Donde K_i es el módulo de volumen del fluido, K_i = Módulo de volumen del fluido i (agua, gas, aceite), S_i = Saturación del fluido i (agua, gas o aceite)

3.1.3. Módulo de volumen de la roca seca

Para calcular el módulo de volumen de la roca seca, se utiliza la ecuación de Mavko (A3. 8) y se deja K_{dry} en función de K_{sat} .

$$\frac{K_{sat}}{K_0 - K_{sat}} = \frac{K^*}{K_0 - K^*} + \frac{K_f}{\phi(K_0 - K_{fl})} \quad (A3. 8)$$

Para calcular K_{sat} y K_{dry} es necesario conocer tanto la velocidad de la onda P, como la S, debido a que la velocidad de la onda S no se tiene en algunos casos se utiliza la ecuación de mudrock para hallar a partir de V_P la velocidad de la onda S

3.1.4. Porosidad

La porosidad es medida de corazones o de registros de pozos. Lo ideal sería la medida en los corazones ya que tiene en cuenta la porosidad secundaria

3.2 Módulo de Cizalla

La teoría de Gassmann no cambia para una saturación variante y una porosidad constante

$$\mu_{sat} = \mu^* \quad (A3. 9)$$

3.3 Densidad de Saturación

Para la densidad una simple mezcla volumétrica de los componentes es usada para calcular la densidad de mezcla de fluidos:

$$\rho_{sat} = \rho_m(1 - \phi) + \rho_w S_w \phi + \rho_{hc}(1 - S_w)\phi \quad (A3. 10)$$

4 TIPOS DE RUIDOS SÍSMICOS

En general existen dos clases de ruido: El ruido aleatorio y el ruido coherente. (Yilmaz, 2001; Sheriff, 2002)

4.1 Ruido Aleatorio

Es la energía que no se correlaciona entre los distintos canales receptores, por ejemplo ruido por oleaje, ruido del instrumento, ruido del viento y otras fuentes de energía no coherente

4.2 Ruido Coherente

La ondícula ruidosa presenta una relación de fase sistemática (coherencia) entre las trazas adyacentes. El ruido coherente esta subdivido en otras clases de ruido

Para datos sísmicos marinos someros se presentan los siguientes tipos de ruido coherente:

4.2.1. *Refracciones de ángulo crítico (Head waves)*

Ondas caracterizadas por que inciden a un ángulo crítico, viajan a lo largo de la interface con la velocidad del medio de mayor velocidad y se reflejan con el ángulo crítico (Figura A. 6). Son comúnmente llamadas refracciones

4.2.2. *Ondas Guiadas (Guided waves)*

Se generan por un fuerte contraste de velocidades entre la capa de agua y el substrato, por este fuerte contraste los ángulos críticos son pequeños, entonces la mayor parte de la energía es atrapada en la región subcrítica y se propaga en forma de ondas de refracción de ángulo crítico (head waves). En algunos casos este tipo de ondas se presentan en paquetes de frecuencia (se observa una banda de ruido lineal que tiene un amplio rango de frecuencias)

4.2.3. *Dispersión fuera del plano (side scattered)*

Comúnmente ocurre cuando el fondo marino no es plano, la suave topografía y las irregularidades de variación del tamaño actúa como punto de dispersión, los cuales causan arribos de difracción con la trayectoria table-top.

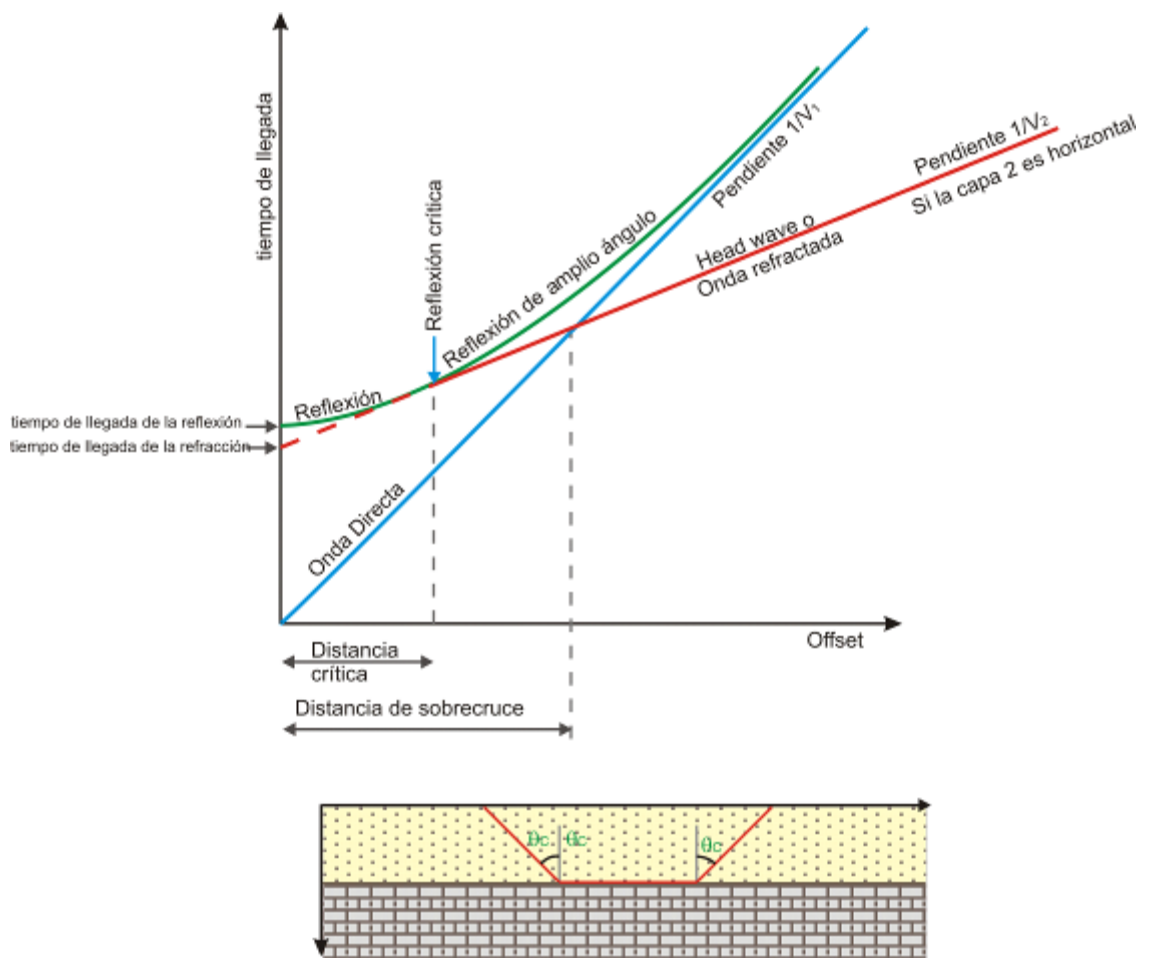


Figura A. 6 Principales tipos de ondas.

En la parte superior se muestran los principales tipos de ondas que se generan para un medio de una interface y horizontal. En la parte inferior se muestra la trayectoria de la onda refracción.

Fuente: Sheriff (2002)

4.2.4. Múltiples

Energía sísmica que ha sido reflejada más de una vez, llegando a los receptores en un tiempo posterior que los eventos primarios. La energía del múltiple resulta, entre otros factores de la intensidad de los coeficientes de reflexión: cuanto mayor es el contraste de impedancias entre las interfaces envueltas, más fuertes serán los múltiples generados.

En general existen dos clases de múltiples: múltiples de corto periodo y múltiples de largo periodo.

4.2.4.1. Múltiples de corto periodo

Los múltiples de corto periodo llegan en un tiempo poco después del evento primario. Estos múltiples oscurecen los detalles estratigráfico aún donde los aspectos estructurales no son significativamente afectados.

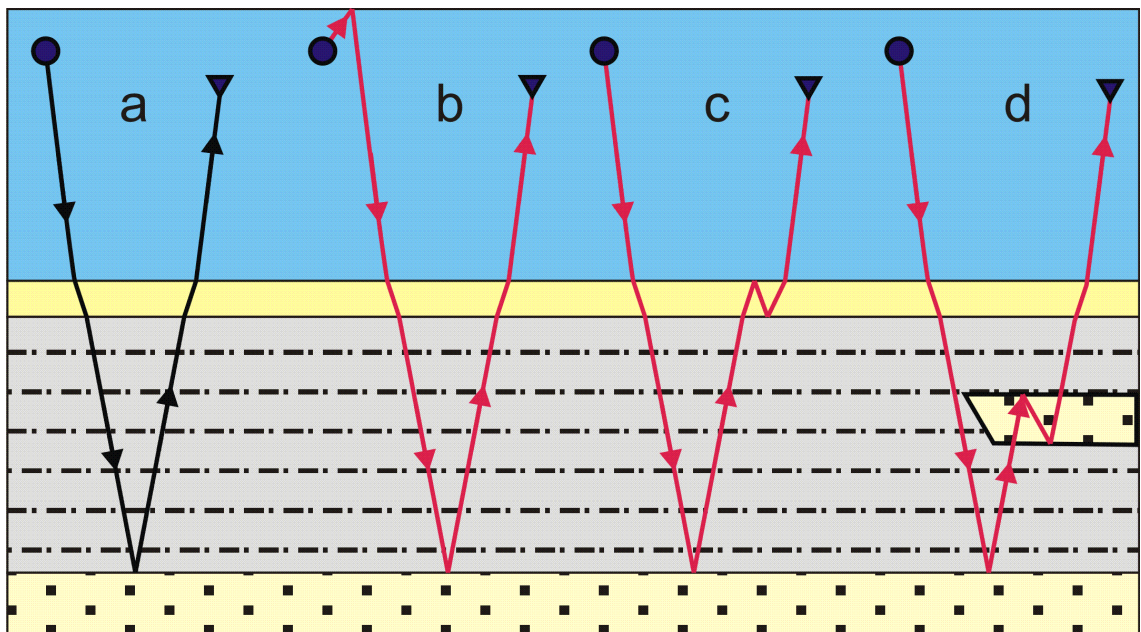


Figura A. 6 Trayectoria de múltiples de corto periodo.

a) Simple reflexión; Trayectorias de los múltiples de corto periodo: b) **Fantasma**, c) Múltiple cerca a la superficie y d) múltiple peg-leg (tipo I). Los círculos y los triángulos azules representan la fuente y el receptor respectivamente, el color celeste es agua; los demás bloques representan litología, el color amarillo es el suelo marino.

Fuente: Autor

En los datos marinos también se observa el efecto de reverberaciones, **las reverberaciones** son reflexiones múltiples en una capa, donde la energía queda oscilando. También reciben el nombre de ringing o singing

4.2.4.2. Múltiples de Largo Periodo

Los múltiples de largo periodo llegan en un tiempo posterior que el evento primario por la trayectoria de la energía. Estos múltiples se observan en la sección sísmica como otro evento, el cual se caracteriza por tener la misma velocidad del evento primario, por esta características se puede diferenciar entre los eventos primarios y los múltiples.

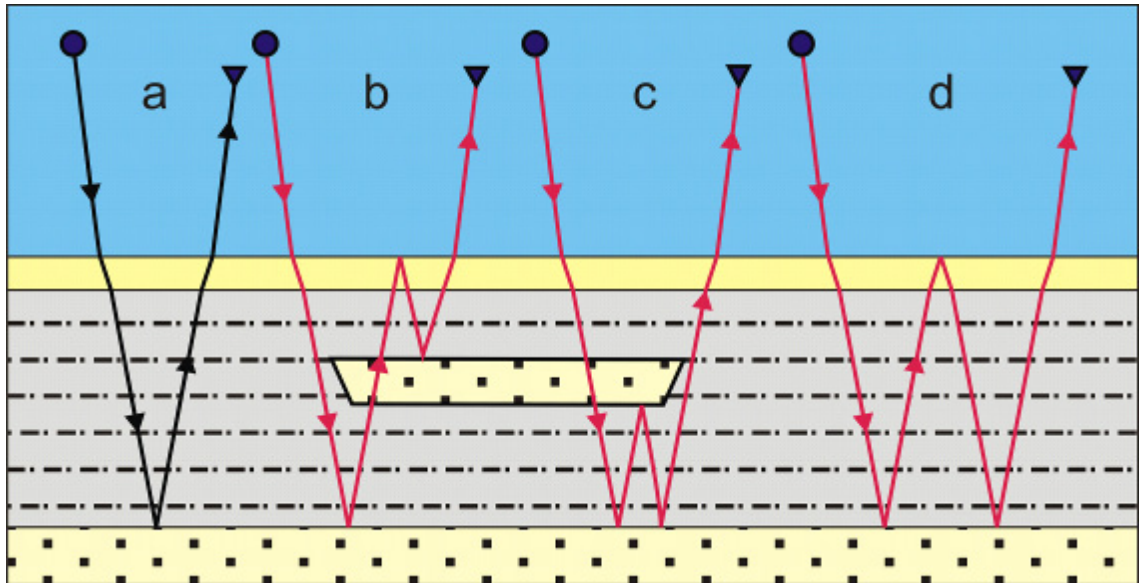


Figura A. 7 Trayectorias de múltiples de largo periodo

a) Simple reflexión; Trayectorias de los múltiples de corto periodo: b) Múltiple cerca a la superficie, c) múltiple peg-leg (tipo II) y d) Múltiple doble. Los círculos y los triángulos azules representan la fuente y el receptor respectivamente, el color celeste es agua; los demás bloques representan litología, el color amarillo es el suelo marino.
Fuente: Autor

5 ANALISIS AVO EN ARENAS

El análisis AVO es una técnica utilizada en exploración como un directo indicador de hidrocarburos. Fue propuesta por Ostrander (1984) quien demostró que los coeficientes de reflexión en arenas saturadas de gas varían de una forma anómala con el incremento de la distancia fuente-receptor (offset). (Figura A. 8)

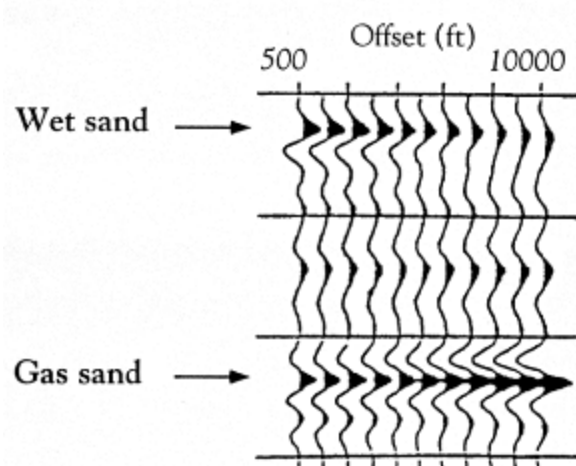


Figura A. 8 Ejemplo de la variación de amplitudes en arenas en un gathers.
Fuente: Castagna (1993)

5.1 CLASES DE ANOMALIAS AVO PARA ARENAS

Las reflexiones sísmicas de arenas con gas muestran un amplio rango de características AVO. Dos factores que determinan fuertemente el comportamiento AVO de reflexiones de arenas con gas son: el coeficiente de reflexión de incidencia normal (R_0) y el contraste en la relación de Poisson del reflector (Rutherford y Williams, 1989).

Rutherford y Williams basados en las características AVO en términos del coeficiente de reflexión R_0 clasificó las anomalías de arenas con gas en:

5.1.1. Clase I Arenas de Alta impedancia

La clase I son arenas de alta impedancia con respecto a la roca suprayacente, Ocurre cuando el coeficiente de reflexión R_0 es fuertemente positivo y muestra un decrecimiento en amplitud con el offset y un posible cambio de fase para offset lejanos. A este tipo de anomalías se asocian a rocas consolidadas (Areniscas). En las secciones sísmicas se conocen como Dim-spot.

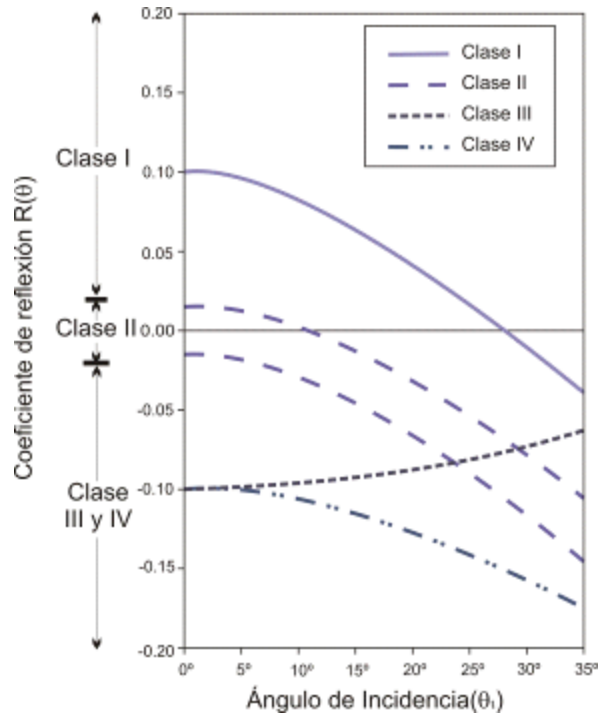


Figura A. 9 Clases de anomalías para el tope de una arena con gas
 En la gráfica Ángulo de incidencia vs. Coeficiente de reflexión se muestra las clases de anomalías y como van decreciendo o aumentando los coeficiente de reflexión con respecto al ángulo de incidencia para el tope de una arena con gas.
 Fuente: Castagna 1997

5.1.2. Clase II Contraste de Impedancias cercanas a cero

La clase dos de arenas tienen casi la misma impedancia que la roca suprayacente. Esta clase se puede subdividir en 2: Clase II-a y Clase II-b, donde la Clase II-a cuando el R_0 es positivo (0-0.02), se observa un pequeño cambio de fase en ángulos cercanos; Clase II-b es R_0 negativo (-0.02-0) se observa que va decreciendo la amplitud con el offset. En ambos casos se observa que la amplitud va es más negativa con el offset (la amplitud va aumentando en valor absoluto con el offset)

5.1.3. Clase III Arenas de baja impedancia

La clase III son arenas de baja impedancia con respecto a la roca suprayacente, El coeficiente R_0 es negativo y se observa que la amplitud se vuelve más negativa con el incremento de offset. Este tipo de anomalía es común para sedimentos o arenas no consolidadas. En las secciones sísmicas se conocen como puntos-brillantes (bright-spot).

Posteriormente en Castagna (1997) definió otro Clase de anomalía AVO que se denominó clase IV

5.1.4. Clase IV Arenas de baja impedancia 2

Clase IV son arenas de baja impedancia con respecto a la roca suprayacente, tiene un valor R_0 negativo igual que la clase tres pero se diferencia en que la amplitud va aumentando ligeramente con el offset (va disminuyendo ligeramente en valor absoluto con el offset), también se observa como un bright spot. Este comportamiento diferente con respecto a las otras clases es debido entre otros factores a que la velocidad de cizalla de las arenas con gas es menor que la velocidad de cizalla de la roca suprayacente.

5.2 INTERPRETACIÓN DE ANOMALÍAS

Los hidrocarburos relacionados anomalías AVO pueden mostrar incremento o decrecimiento en la variación de la amplitud con el offset. Recíprocamente, las arenas saturadas con salmuera pueden mostrar un incremento o decrecimiento AVO. La diferencia entre las arenas saturadas de gas, de las arenas saturadas de salmuera es la baja relación V_P/V_S y también la baja densidad de las arenas con gas.

Zoeppritz demostró que los coeficiente de reflexión están en función de la velocidad compresional (V_P), la velocidad de cizalla (V_S), la densidad (ρ) y ángulo de incidencia (θ), Como estas ecuaciones son muy extensas y en la práctica no se utilizan todos los ángulos, varios investigadores han hecho aproximaciones para agilizar los procesos de cálculo, con base en estas aproximaciones se analiza cómo se diferencia entre arenas saturadas de gas de las saturadas de salmuera. La ecuación más utilizada es la ecuación de dos términos de Shuey.

$$R_{pp} = A + B \sin^2 \theta \tag{A5. 1}$$

Donde:

$$A = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_1 V_1 + \rho_2 V_2} \quad \text{y} \quad B = \frac{1}{2} \frac{\Delta V_P}{\langle V_P \rangle} - 2 \left(\frac{\langle V_S \rangle}{\langle V_P \rangle} \right)^2 \left(2 \frac{\Delta V_S}{\langle V_S \rangle} + \frac{\Delta \rho}{\langle \rho \rangle} \right)$$

Los dos términos de la ecuación de Shuey representan la dependencia angular de los coeficientes de reflexión con dos parámetros: El intercepto AVO (A) y el gradiente AVO (B). En la práctica el intercepto AVO es una medida de banda limitada de amplitud de la incidencia normal, mientras que el gradiente es una medida de la variación de la amplitud con el offset.

Castagna (1997) mostró que una forma práctica de interpretar las variaciones de amplitud con el offset es graficar A vs B, ya que bajo una variedad de razonables circunstancias geológicas, las amplitudes y los interceptos de arenas saturadas de salmuera y los shales muestran una tendencia base bien definida (**Figura A. 10**). La desviación de esta tendencia base son definidos anomalías AVO que pueden relacionarse a hidrocarburos o a factores litológicos.

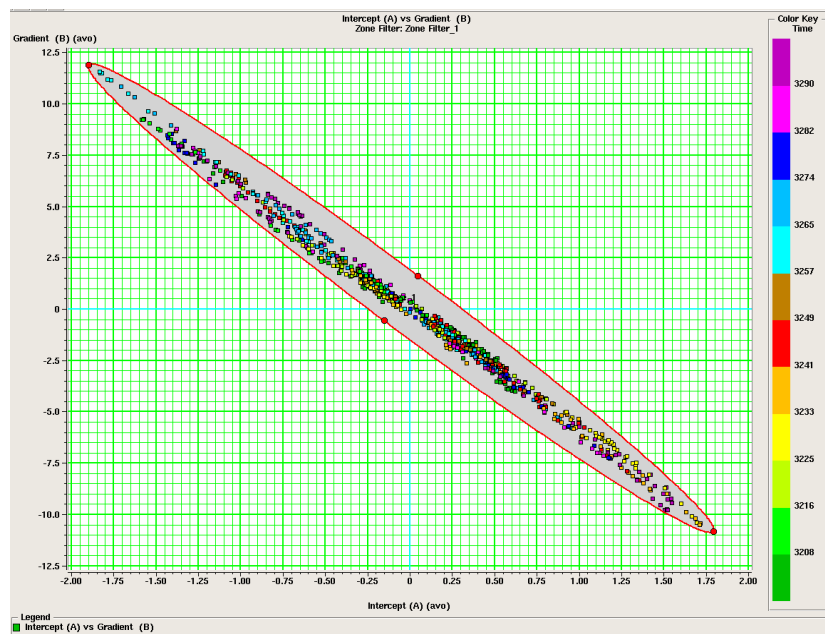


Figura A. 10 Ejemplo de una tendencia base de shale y arenas
 Es una gráfica A vs B, donde se observa la tendencia base (elipse gris)
 Fuente: Autor

En la gráfica A contra B también se pueden diferenciar las clases de anomalías AVO previamente descritas.

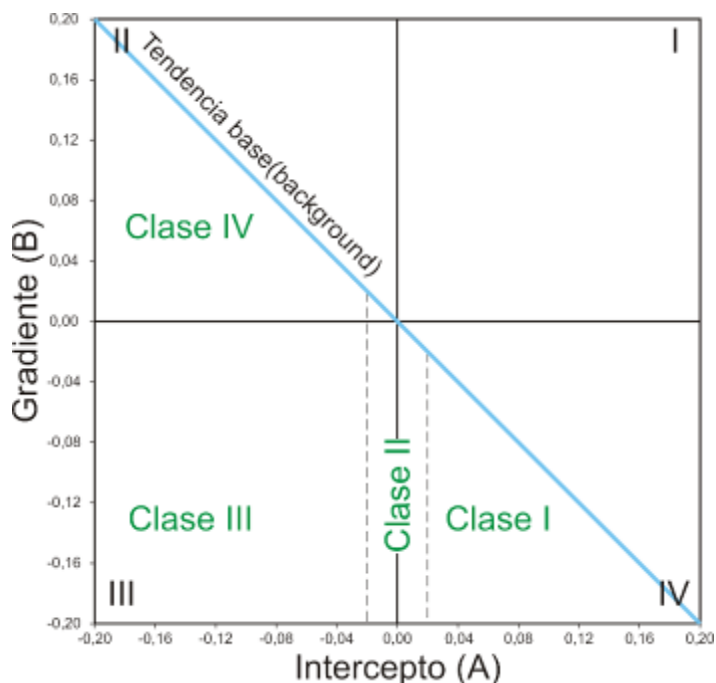


Figura A. 11 Intercepto vs Gradiente
 En esta figura se muestran como se clasifican las anomalías AVO de acuerdo al cuadrante donde se encuentren los puntos desviados de la tendencia base. Esta clasificación es para el tope de las arenas saturadas de gas.
 Fuente Castagna (1998).

6 CONVOLUCIÓN

La convolución es una operación matemática entre dos funciones, $g(t)$ y $h(t)$, frecuentemente simbolizada por un asterisco:

$$g(t) * h(t) = \int_{\tau} g(\tau)h(t - \tau)d\tau \quad (\text{A6. 1})$$

En geofísica se define como el cambio de la forma de la ondícula como resultado del paso a través de un filtro lineal (Sheriff, 2002). La trazas sísmicas las representan a través del modelo convolucional.

6.1 Modelo Convolucional

Una traza sísmica $f(t)$ puede ser representada por la convolución de una ondícula embebida (equivalente) $w(t)$ con la función de reflectividad $r(t)$ más un ruido aleatorio $n(t)$ (Sheriff, 2002):

$$f(t) = w(t) * r(t) + n(t) \quad (\text{A6. 2})$$

Este modelo es una consecuencia del concepto que cada onda reflejada causa su propio efecto en cada receptor (geófono o hidrófono) independiente de la otra onda este afectando el geófono y que la respuesta del geófono simplemente es la suma (superposición lineal) del efecto de todas las ondas.

En sísmica generalmente se asumen modelos de comportamiento de las ondas en el subsuelo tales como (Yilmaz, 2001):

- La tierra en profundidad está hecha de capas horizontales y de velocidad constante.
- La fuente genera una onda compresional con frente de onda plano, que al interactuar con las capas, lo hace de manera normal.
- La forma de la ondícula no cambia mientras se propaga en el subsuelo, es decir, esta es estacionaria.
- La componente del ruido aleatorio $n(t)$ es cero.
- La ondícula de la fuente es conocida.
- El proceso de reflectividad es aleatorio.
- La ondícula sísmica es de fase mínima.

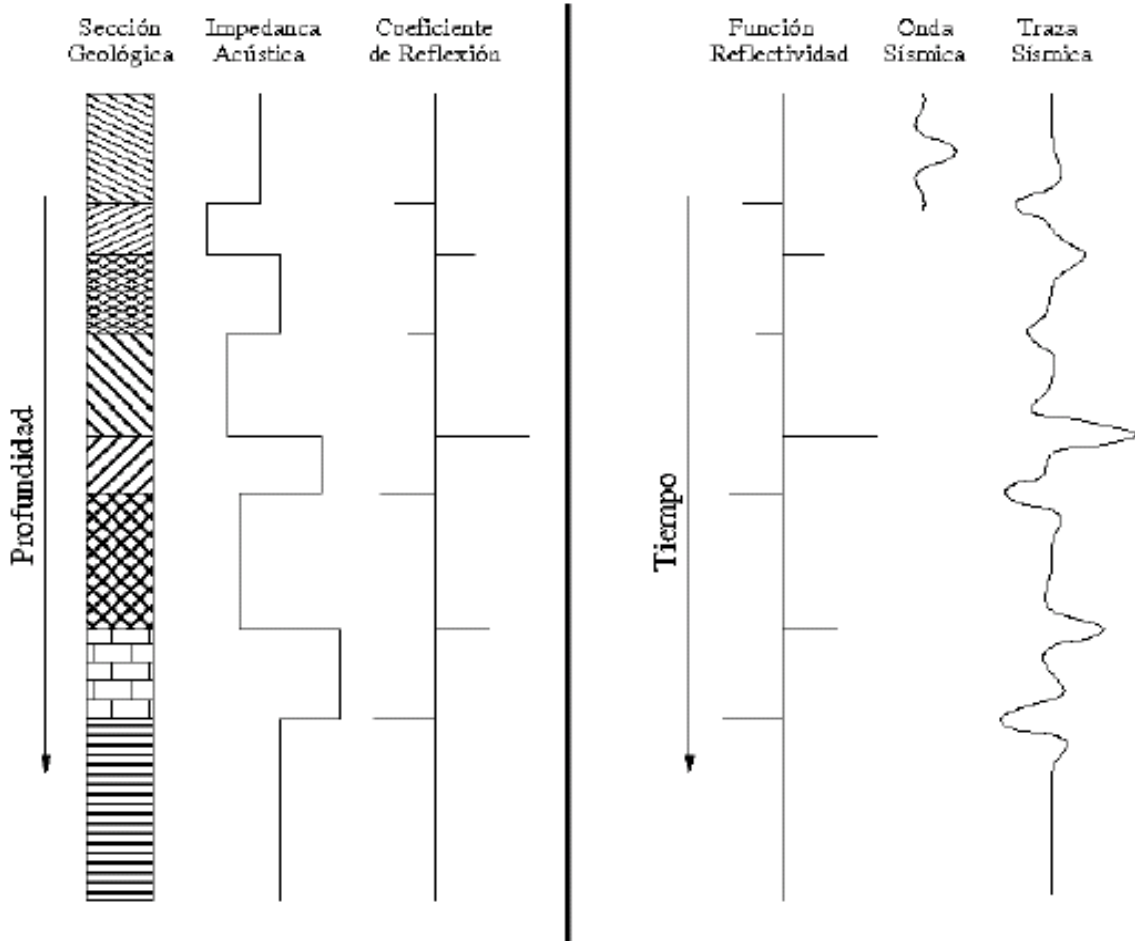


Figura A. 12 Modelo Convolutivo

En la figura de la derecha se muestra como se obtiene la serie de reflectividad a partir de las propiedades de las rocas; en la figura de la izquierda se explica el modelo convolutivo.

7 RELACIONES ENTRE $I_p - I_s$ Y $I_p - \rho$

7.1 Relación entre $I_p - \rho$

Gardner muestra una relación entre la densidad y la velocidad de la onda. (ecuaciones (3. 12) a la (3. 17)). Tomando esa relación como

$$\rho = aV_p^b \Rightarrow \ln(\rho) = \ln(a) + b \ln(V_p) \quad (\text{A7. 1})$$

Donde a y b son constantes empíricas

$$\text{Como } V_p = \frac{I_p}{\rho}$$

$$\ln(\rho) = \ln(a) + b \ln(I_p) - b \ln(\rho) \Rightarrow \ln(\rho)(1+b) = \ln(a) + b \ln(I_p) \Rightarrow \ln(\rho) = \frac{\ln(a)}{(1+b)} + \frac{b}{(1+b)} \ln(I_p)$$

$$\text{Definiendo } kc = \frac{\ln(a)}{(1+b)} \text{ y } k = \frac{b}{(1+b)}$$

$$\ln(\rho) = mc + m \ln(I_p) \quad (\text{A7. 2})$$

La ecuación A7.2 se demuestra que hay relación lineal entre logaritmos natural de la impedancia con la densidad.

7.2 Relación entre $I_p - I_s$

Como Impedancia es el producto entre velocidad y densidad, entonces, partiendo de la relación lineal de velocidades, la relación entre velocidad y densidad. Gráficamente se obtiene que existe una relación lineal entre impedancias.

Las ecuaciones de la tendencia base son :

$$\rho = .23V_p^{.25}$$

$$V_s = -3845,52 + 0.862V_p$$

Donde ρ [g/cc] y V [ft/s]

Tomando un rango de velocidades (V_P) y calculando ρ , V_S , I_P , I_S , $\ln(I_P)$ y $\ln(I_S)$
 Se obtiene una relación lineal entre $\ln(I_P)$ y $\ln(I_S)$

$$\ln(I_S) = kc + k \ln(I_P)$$

(A7. 3)

Tabla A7 1 Cálculo de Impedancias a partir de las ecuaciones empíricas y rangos de velocidades

V_P [ft/s]	ρ	V_S [ft/s]	I_P [ft/s g/cc]	I_S [ft/s g/cc]	$\ln(I_P)$	$\ln(I_S)$
5000	1,934	4309,172	9670,309	8334,206	9,177	9,028
6000	2,024	5171,241	12145,542	10467,922	9,405	9,256
7000	2,104	6033,310	14726,529	12692,817	9,597	9,449
8000	2,175	6895,379	17401,646	14998,868	9,764	9,616
9000	2,240	7757,448	20161,878	17378,302	9,912	9,763
10000	2,300	8619,517	23000,000	19824,890	10,043	9,895
11000	2,355	9481,586	25910,076	22333,511	10,162	10,014
12000	2,407	10343,655	28887,130	24899,876	10,271	10,123
13000	2,456	11205,724	31926,920	27520,328	10,371	10,223
14000	2,502	12067,793	35025,785	30191,709	10,464	10,315
15000	2,545	12929,862	38180,526	32911,263	10,550	10,402
16000	2,587	13791,931	41388,322	35676,555	10,631	10,482
17000	2,626	14654,000	44646,661	38485,422	10,707	10,558

Fuente: Autor

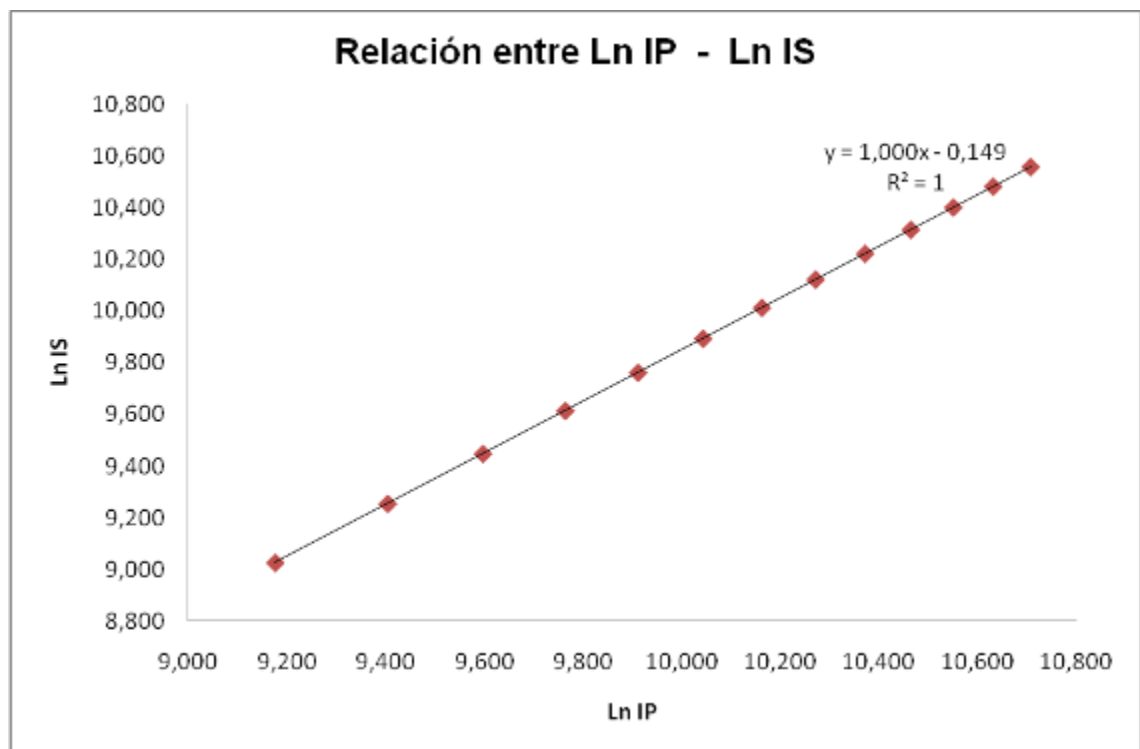


Figura A7 1 Relación Logarítmica entre impedancias

Fuente: Autor

7.3 Relación $\langle V_S \rangle / \langle V_P \rangle$

Con base en las relaciones anteriores entre $I_P - I_S$ e $I_P - \rho$. Se calcula la relación $\langle V_S \rangle / \langle V_P \rangle$

$$V_P = \frac{I_P}{\rho} \Rightarrow \ln(V_P) = \ln(I_P) - \ln(\rho) \quad (A7.4)$$

$$V_S = \frac{I_S}{\rho} \Rightarrow \ln(V_S) = \ln(I_S) - \ln(\rho) \quad (A7.5)$$

Derivando (A7.2, A7.3, A7.4, y A7.5)

$$\frac{\partial \rho}{\rho} = m \frac{\partial I_P}{I_P} \quad (A7.6)$$

$$\frac{\partial I_S}{I_S} = k \frac{\partial I_P}{I_P} \quad (A7.7)$$

$$\frac{\partial V_P}{V_P} = \frac{\partial I_P}{I_P} - \frac{\partial \rho}{\rho} \quad (A7.8)$$

$$\frac{\partial V_S}{V_S} = \frac{\partial I_S}{I_S} - \frac{\partial \rho}{\rho} \quad (A7.9)$$

Reemplazando (A7.6 en A7.8) y (A7.6 y A7.7 en A7.9)

$$\frac{\partial V_P}{V_P} = \frac{\partial I_P}{I_P} - k \frac{\partial I_P}{I_P} \Rightarrow \frac{\partial V_P}{V_P} = \frac{\partial I_P}{I_P} (1-m) \quad (A7.10)$$

$$\frac{\partial V_S}{V_S} = m \frac{\partial I_P}{I_P} - k \frac{\partial I_P}{I_P} \Rightarrow \frac{\partial V_S}{V_S} = \frac{\partial I_P}{I_P} (k-m) \quad (A7.11)$$

Dividiendo (A7.10 entre A7.11)

$$\frac{\frac{\partial V_P}{V_P}}{\frac{\partial V_S}{V_S}} = \frac{\frac{\partial I_P}{I_P} (1-m)}{\frac{\partial I_P}{I_P} (k-m)} \Rightarrow \frac{\partial V_P}{V_P} \cdot \frac{V_S}{V_P} = \frac{(1-m)}{(k-m)} \Rightarrow \frac{V_S}{V_P} = \frac{(1-m)}{(k-m)} \cdot n \quad (A7.12)$$

Donde $n = \frac{\Delta V_S}{\Delta V_P}$