

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS GEOMECÁNICOS A PARTIR DE SÍSMICA 3D EN EL CAMPO MOPORO UBICADO AL SURESTE DEL LAGO DE MARACAIBO, ESTADO ZULIA

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Br. Rodríguez Pascal, Alexsay G.
Para optar al Título
De Ingeniera Geofísica

Caracas, 2013

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS GEOMECÁNICOS A PARTIR DE SÍSMICA 3D EN EL CAMPO MOPORO UBICADO AL SURESTE DEL LAGO DE MARACAIBO, ESTADO ZULIA

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Andrés Espeso

TUTOR INDUSTRIAL: Dr. Jorge Reverón

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Br. Rodríguez Pascal, Alexsay G.
Para optar al Título
De Ingeniera Geofísica

Caracas, 2013

CONSTANCIA DE APROBACIÓN

Caracas, 14 de junio de 2013

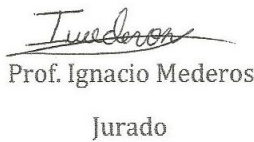
Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bachiller **RODRÍGUEZ PASCAL, ALEXSAY G.**, titulado:

"ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS GEOMECÁNICOS A PARTIR DE SÍSMICA 3D EN EL CAMPO MOPORO UBICADO AL SURESTE DEL LAGO DE MARACAIBO, ESTADO ZULIA"

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



Prof. Ángela Rojas
Jurado



Prof. Ignacio Mederos
Jurado



Prof. Andrés Espeso
Tutor Académico

DEDICATORIA

*A mi madre,
la mujer más sabia del planeta*

*A mi padre,
el hombre más carismático que he conocido*

AGRADECIMIENTOS

A Dios, por hacerme parte de su creación.

A mis padres, por todas las oportunidades y apoyo que me han brindado.

A la Universidad Central de Venezuela, por enseñarme a vencer las sombras.

Al Departamento de Geofísica, por darme una educación de primera.

A PDVSA-Intevep, por brindarme la oportunidad de vivir nuevas experiencias.

A mi tutor Jorge Reverón, por toda su ayuda y dedicación.

Al profesor Andrés Espeso, por ser más que un guía y un buen amigo.

A los integrantes de CPDG, por permitirme ser parte de tan grato grupo.

A mis panas de La Rosaleda, por ofrecerme excelentes momentos.

Al barrio, por brindarme su amistad y gratas experiencias.

A Pollito, por darme su cariño, paciencia y comprensión.

A todas las personas que directa o indirectamente estuvieron presentes durante esta etapa de mi vida.

¡Muchísimas Gracias!

Rodríguez Pascal, Alexsay G.

**ESTIMACIÓN DE PROPIEDADES GEOMECÁNICAS A PARTIR DE
SÍSMICA 3D EN EL CAMPO MOPORO UBICADO AL SURESTE
DEL LAGO DE MARACAIBO, ESTADO ZULIA.**

Tutor Académico: Prof. Andrés Espeso.

Tutor Industrial: Dr. Jorge Reverón.

**Tesis. Caracas, UCV. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. 2013, 161 pp.**

Palabras Claves: Campo Moporo, Lago de Maracaibo, Geomecánica, Inversión sísmica simultánea.

Resumen

En la Cuenca del Lago de Maracaibo, específicamente el campo Moporo, se hace necesario la realización de estudios aplicados a la determinación de las propiedades mecánicas y comportamiento de las formaciones geológicas que influyen en la exploración, desarrollo y producción de yacimientos de esta zona, ya que estos permitirán la reducción de la ocurrencia de problemas operacionales y la disminución de los tiempos no productivos. En vista a lo anterior, se hace necesaria la estimación de parámetros geomecánicos a partir de sísmica 3D, con la finalidad de poseer información de todo el volumen correspondiente al campo Moporo. La metodología para la estimación de las propiedades geomecánicas consistió en la realización del modelo geomecánico 1D calibrados con datos de laboratorio e inversión sísmica simultánea y así posteriormente estimar los volúmenes de módulo de Young y coeficiente de Poisson. El modelo geomecánico 1D, permitió caracterizar la resistencia de las rocas presentes en las formaciones del campo y además, fue utilizado para calibrar los volúmenes estimados a partir de la inversión sísmica. Además, fueron obtenidos volúmenes de impedancia acústica, de corte y densidad los cuales fueron comparados con los registros de pozos correspondientes al “pozo ciego” (TOM-0009), teniéndose coeficientes de correlación mayores a 0,7, para los valores de impedancia y de 0,64 para el atributo de densidad. Por último, los volúmenes de propiedades geomecánicas estimados fueron estimados y estos arrojaron valores de coeficiente de correlación de 0,5 y 0,66 (coeficiente de Poisson y módulo de Young).

Este trabajo de investigación contribuye a la maximización de la recuperación de las reservas de crudo del campo y la minimización de los tiempo no productivos, mediante el estudio del comportamiento mecánico de las formaciones que conforman el campo Moporo.

ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS	xi
ÍNDICE DE TABLAS	xvii
CAPÍTULO I	
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	
1.1. EL PROBLEMA DE LA INVESTIGACIÓN	1
1.2. OBJETIVOS	3
1.2.1. Objetivo General	3
1.2.2. Objetivos Específicos	3
1.3. JUSTIFICACIÓN	3
1.4. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	4
CAPÍTULO II	
MARCO GEOLÓGICO	
2.1. GEOLOGÍA REGIONAL DE LA CUENCA DE MARACAIBO	6
2.1.1. Paleozoico	9
2.1.2. Mesozoico	9
2.1.3. Cenozoico	15
2.2. GEOLOGÍA LOCAL DEL CAMPO MOPORO	25

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1.	GEOMECAÁNICA	30
3.1.1.	Propiedades físicas y mecánicas de la roca	32
3.1.2.	Módulos Elásticos	33
3.1.3.	Ensayos de Laboratorio	36
3.1.4.	Modelos Geomecánicos 1D	40
3.2.	ANÁLISIS AMPLITUD EN FUNCIÓN DE LA DISTANCIA FUENTE-RECEPTOR (AVO)	41
3.2.1.	Coeficientes de Reflexión y Transmisión	45
3.2.2.	Ecuaciones de Zoeppritz	46
3.2.3.	Aproximaciones a las ecuaciones de Zoeppritz	48
3.3.	INVERSIÓN SÍSMICA	49
3.3.1.	Tipos de inversión sísmica	51

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

4.1.	REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA	57
4.2.	RECOPILACIÓN DE INFORMACIÓN Y ELABORACIÓN DE INVENTARIO	58
4.3.	MODELO GEOMECAÁNICO 1D	63
4.3.1.	Control de calidad de los registros	63
4.3.2.	Correlación de registros de pozo	64
4.3.3.	Cálculo de tiempo de tránsito de onda de cizalla (DT_s)	65

4.3.4.	Cálculo de propiedades mecánicas mediante el uso de ecuaciones y relaciones empíricas	66
4.3.5.	Revisión y validación de datos de laboratorio	67
4.3.6.	Calibración de datos de registros de pozo con datos de laboratorio	71
4.4.	SÍSMICA 3D	71
4.4.1.	Cálculo de resolución vertical	71
4.4.2.	Calibración sísmica-pozo	73
4.4.3.	Interpretación y reinterpretación de horizontes	74
4.5.	INVERSIÓN SÍSMICA	75
4.5.1.	Acondicionamiento de datos sísmicos pre-apilados agrupados por punto común de reflexión (CRP gathers)	75
4.5.2.	Generación de apilados parciales	77
4.5.3.	Calibración sísmica-pozo por apilado parcial	77
4.5.4.	Estimación de ondículas por apilado parcial a partir de datos de pozo	79
4.5.5.	Construcción de modelo inicial	79
4.5.6.	Inversión simultánea	81
4.6.	GENERACION DE VOLÚMENES DE PROPIEDADES GEOMECAÑICAS	82

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS

5.1.	MODELO GEOMECAÑICO 1D	84
5.1.1.	Cálculo de tiempo de tránsito de onda de cizalla (DT_s)	84
5.1.2.	Cálculo de propiedades mecánicas mediante el uso de ecuaciones y relaciones empíricas	88

5.1.3.	Revisión y acondicionamiento de los datos de laboratorio	102
5.1.4.	Calibración de datos de pozo con datos de laboratorio	108
5.2.	INVERSIÓN SÍSMICA	114
5.2.1.	Acondicionamiento de datos sísmicos pre-apilados agrupados por punto común de reflexión (CRP gathers)	114
5.2.2.	Generación de apilados parciales	118
5.2.3.	Calibración sísmica-pozo por apilado parcial	124
5.2.4.	Estimación de ondículas por apilado parcial a partir de datos de pozo	125
5.2.5.	Modelo inicial	126
5.2.6.	Inversión simultánea	130
5.3.	GENERACIÓN DE VOLÚMENES DE PROPIEDADES MECÁNICAS	135
CAPÍTULO VI		
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES		
6.1.	CONCLUSIONES	139
6.2.	RECOMENDACIONES	141
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS		141
APÉNDICE		157

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Localización del Campo Moporo.	5
Figura 2.1. Cuencas petrolíferas de Venezuela, basadas en la distribución de sus Provincias Sedimentarias (Tomado de Yoris y Ostos, 1999). L.E.B. = Lineamiento de El Baúl.	6
Figura 2.2. Sistemas de fallas cercanas al lago de Maracaibo.	7
Figura 2.3. Columna estratigráfica de Andes de Mérida-Maracaibo (Tomado de INTEVEP, 1990).	8
Figura 2.4. Columna estratigráfica del Campo Moporo (Tomado de INTEVEP, 2011).	26
Figura 2.5. Mapa estructural del área Moporo (Extraído de INTEVEP, 2011).	27
Figura 3.1. Aplicaciones de la geomecánica en la industria petrolera (Tomado de Ramos, 2013).	30
Figura 3.2. Toma de núcleos de areniscas y lutitas (Tomado de Ramos, 2013).	31
Figura 3.3. Deformación longitudinal y deformación transversal (Tomado de Pineda, 2011).	34
Figura 3.4. Deformación longitudinal de acuerdo al esfuerzo axial aplicado (Tomado de Pineda).	35
Figura 3.5. Curva de deformación axial vs. esfuerzo axial y deformación radial vs. esfuerzo axial (Tomado de Ramos, 2013).	37
Figura 3.6. Ensayo triaxial drenado y no drenado (Modificado de González de Vallejo, 2004).	39
Figura 3.7. Modelos 1D de propiedades mecánicas, relacionado a la profundidad vertical (Tomado de Ramos, 2013).	40
Figura 3.8. Ángulos y registro generado en un punto medio común (CMP) (Modificado de Skopec y Ross, 1994).	42
Figura 3.9. Clases de respuestas de impedancia acústica (Extraído de	

Pineda, 2011).	44
Figura 3.10. Modos de conversión de ondas.	45
Figura 3.11. Diagrama de modelado directo e inversión sísmica.	50
Figura 4.1. Metodología empleada para la realización del TEG.	57
Figura 4.2. Cubo sísmico proporcionado por PDVSA-Intevep.	58
Figura 4.3. Ubicación de levantamientos sísmicos que conforman el Merge Ceuta-Tomoporo (Tomado de Cova, Andara y Ovalles, 2008).	59
Figura 4.4. Volumen del campo Moporo (morado).	60
Figura 4.5. Localización de los pozos del campo Moporo.	61
Figura 4.6. Metodología para la elaboración del modelo geomecánico 1D.	63
Figura 4.7. Irregularidades en la pared del hoyo (Tomado de Ramos, 2013).	64
Figura 4.8. Extensómetros circunferenciales y LVTDs.	68
Figura 4.9. Criterio del 50% para el cálculo del módulo de Young (Modificado de González de Vallejo, 2007).	69
Figura 4.10. Criterio de falla de Mohr-Coulomb (Modificado de Zoback, 2007).	70
Figura 4.11. Espectro de amplitud de los datos sísmicos 3D.	72
Figura 4.12. Horizontes interpretados en el área del campo Moporo.	74
Figura 4.13. Horizontes reinterpretados en el área del campo Moporo.	75
Figura 4.14. Ondícula extraída de los datos sísmicos.	78
Figura 4.15. Tipo de terminaciones para los horizontes (Modificado de Paradigm, 2011).	80
Figura 5.1. Registro sónico de onda de cizalla registrado (izquierda) y calculado (derecha) del pozo TOM-0025.	84
Figura 5.2. Gráfico cruzado de los valores de DT_s medido y calculado del pozo TOM-0025.	85
Figura 5.3. Registro DT (azul) y DT_s (rojo) de la macolla A del campo Moporo.	85

Figura 5.4. Registro DT (azul) y DTs (rojo) de la macolla B del campo Moporo.	86
Figura 5.5. Registro DT (azul) y DTs (rojo) de la macolla C del campo Moporo.	86
Figura 5.6. Registro DT (azul) y DTs (rojo) de la macolla D del campo Moporo.	87
Figura 5.7. Registro DT (azul) y DTs (rojo) de la macolla E del campo Moporo.	87
Figura 5.8. Curva de ángulo de fricción ($^{\circ}$) de la macolla A del campo Moporo.	90
Figura 5.9. Curva de ángulo de fricción ($^{\circ}$) de la macolla B del campo Moporo.	90
Figura 5.10. Curva de ángulo de fricción ($^{\circ}$) de la macolla C del campo Moporo.	91
Figura 5.11. Curva de ángulo de fricción ($^{\circ}$) de la macolla D del campo Moporo.	91
Figura 5.12. Curva de ángulo de fricción ($^{\circ}$) de la macolla E del campo Moporo.	92
Figura 5.13. Curva de resistencia a la compresión uniaxial (psi) de la macolla A del campo Moporo.	93
Figura 5.14. Curva de resistencia a la compresión uniaxial (psi) de la macolla B del campo Moporo.	93
Figura 5.15. Curva de resistencia a la compresión uniaxial (psi) de la macolla C del campo Moporo.	94
Figura 5.16. Curva de resistencia a la compresión uniaxial (psi) de la macolla D del campo Moporo.	94
Figura 5.17. Curva de resistencia a la compresión uniaxial (psi) de la macolla E del campo Moporo.	95
Figura 5.18. Curva de coeficiente de Poisson de la macolla A del campo Moporo.	96
Figura 5.19. Curva de coeficiente de Poisson de la macolla B del campo Moporo.	

Moporo.	97
Figura 5.20. Curva de coeficiente de Poisson de la macolla C del campo Moporo.	97
Figura 5.21. Curva de coeficiente de Poisson de la macolla D del campo Moporo.	98
Figura 5.22. Curva de coeficiente de Poisson de la macolla E del campo Moporo.	98
Figura 5.23. Curva de módulo de Young (Mpsi) de la macolla A del campo Moporo.	99
Figura 5.24. Curva de módulo de Young (Mpsi) de la macolla B del campo Moporo.	99
Figura 5.25. Curva de módulo de Young (Mpsi) de la macolla C del campo Moporo.	100
Figura 5.26. Curva de módulo de Young (Mpsi) de la macolla D del campo Moporo.	100
Figura 5.27. Curva de módulo de Young (Mpsi) de la macolla E del campo Moporo.	101
Figura 5.28. Datos estáticos (puntos rojos) y dinámicos (curva negra) de módulo de Young del pozo TOM-0009.	109
Figura 5.29. Datos estáticos (puntos rojos) y dinámicos de módulo (curva negra) de Young del pozo TOM-0025.	109
Figura 5.30. Datos estáticos (puntos rojos) y dinámicos (curva negra) de coeficiente de Poisson del pozo TOM-0009.	110
Figura 5.31. Datos estáticos (puntos rojos) y dinámicos (curva negra) de coeficiente de Poisson del pozo TOM-0025.	110
Figura 5.32. Datos estáticos (puntos rojos) y dinámicos (curva azul) de resistencia a la compresión uniaxial del pozo TOM-0009.	111
Figura 5.33. Datos estáticos (puntos rojos) y dinámicos (curva azul) de resistencia a la compresión uniaxial del pozo TOM-0025.	111
Figura 5.34. Datos estáticos (puntos azules) y dinámicos (curva roja) de ángulo de fricción del pozo TOM-0009.	112

Figura 5.35. Datos estáticos (puntos azules) y dinámicos (curva roja) de ángulo de fricción del pozo TOM-0025.	112
Figura 5.36. CRP <i>gather</i> antes (izquierda) y después del acondicionamiento (derecha), además se observan en escala de colores los ángulos de incidencia (<i>inline</i> : 1834)	115
Figura 5.37. Corrección NMO de cuarto orden y remoción de la ondícula (<i>inline</i> : 1973).	116
Figura 5.38. Curva AVO, <i>gather</i> original, <i>gather</i> acondicionado y <i>gather</i> sintético (<i>inline</i> : 1879).	117
Figura 5.39. Espectro de amplitud de los datos originales (fucsia) y los datos acondicionados (azul).	118
Figura 5.40. Clases de respuestas AVO de acuerdo a Rutherford y Williams (Tomado de Pineda, 2001).	119
Figura 5.41. Anomalía de tipo II, correspondiente a la arena A.1 de la Formación Misoa del pozo TOM-0008.	119
Figura 5.42. Anomalía de tipo IV, correspondiente a la arena B.2 de la Formación Misoa del pozo TOM-0007.	120
Figura 5.43. Selección de ángulo crítico, para la arena B-1 de la Formación Misoa del pozo TOM-0009.	121
Figura 5.44. Anomalía de clase II correspondiente a la arena B-2 de la Formación Misoa del pozo TOM-0009.	122
Figura 5.45. Apilados parciales (cercano, medio y lejano, de izquierda a derecha) (<i>inline</i> : 1834).	123
Figura 5.46. Calibración sísmica-pozo de los apilados cercano, medio y lejano del pozo TOM-0008 (<i>inline</i> : 1977).	124
Figura 5.47. Ondícula promedio calculada y espectro de amplitud de la ondícula promedio (morado) y espectro de amplitud de los datos sísmicos (rojo).	125
Figura 5.48. Variograma experimental y teórico de impedancia acústica.	126
Figura 5.49. Variograma experimental y teórico de impedancia de cizalla	127

Figura 5.50. Variograma experimental y teórico de densidad.	127
Figura 5.51. Modelo inicial de impedancia acústica (I_p) con el registro correspondiente del pozo TOM-09 (<i>inline: 1838</i>).	129
Figura 5.52. Modelo inicial de impedancia de cizalla (I_s) con el registro correspondiente del pozo TOM-09 (<i>inline: 1838</i>).	129
Figura 5.53. Modelo inicial de densidad (ρ) con el registro correspondiente del pozo TOM-09 (<i>inline: 1838</i>).	130
Figura 5.54. Traza extraída del volumen de impedancia acústica (morado) y registro de pozo (verde).	131
Figura 5.55. Traza extraída del volumen de impedancia de corte (morado) y registro de pozo (verde).	132
Figura 5.56. Traza extraída del volumen de densidad (morado) y registro de pozo (verde).	132
Figura 5.57. Apilado cercano, datos sísmicos sintéticos y datos sísmicos residuales (<i>inline: 1838</i>).	134
Figura 5.58. Volumen de coeficiente de Poisson.	135
Figura 5.59. Volumen de módulo de Young.	136
Figura 5.60. Traza extraída del volumen de módulo de Young (morado) y registro de pozo (verde).	137
Figura 5.61. Traza extraída del volumen de coeficiente de Poisson (morado) y registro de pozo (verde).	137

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1. Propiedades mecánicas y métodos de determinación de cada una.	36
Tabla 4.1. Características principales de los datos sísmicos.	59
Tabla 4.2. Inventario de registros de pozos y datos de laboratorio.	61
Tabla 4.3. Valores de resolución vertical.	72
Tabla 5.1. Secciones delimitadas a partir del comportamiento mecánico.	89
Tabla 5.2. Clasificación del tipo de roca acorde a los valores promedios de ángulo de fricción (ϕ), según los valores de Hoek y Bray (1981) y Suárez (1998).	89
Tabla 5.3. Clasificación del tipo de roca acorde a los valores promedio de resistencia a la compresión uniaxial (UCS), de acuerdo a Suárez (1998).	95
Tabla 5.4. Clasificación del tipo de roca acorde a los valores promedio de módulo de Young (E) y coeficiente de Poisson (ν), de acuerdo a Gercek (2006) y Farmer (1968).	101
Tabla 5.5. Valores de módulo de Young estático.	103
Tabla 5.6. Valores de coeficiente de Poisson estático.	104
Tabla 5.7. Tabla de valores de resistencia a la compresión sin confinamiento.	106
Tabla 5.8. Valores de ángulo de fricción.	107
Tabla 5.9. Respuestas AVO de los pozos del campo Moporo.	120
Tabla 5.10. Datos de los variogramas teóricos a los cuales fueron adaptados los datos experimentales.	128
Tabla 5.11. Valores de coeficiente de correlación entre los valores del volumen y registro de pozo.	133
Tabla 1. Resistencia a la compresión uniaxial.	158
Tabla 2. Competencia de la roca de acuerdo al ensayo de compresión	

uniaxial.	158
Tabla 3. Valores de coeficiente de Poisson para rocas.	158
Tabla 4. Clasificación de acuerdo al coeficiente de Poisson.	159
Tabla 5. Valores de módulo de Young para materiales rocosos.	159
Tabla 6. Valores típicos de ángulo de fricción para rocas.	160
Tabla 7. Ángulos de fricción típicos de rocas.	160
Tabla 8. Propiedades de mecánicas estáticas para algunos tipos de rocas.	160

CAPÍTULO I

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.1. EL PROBLEMA DE LA INVESTIGACIÓN

Entre las herramientas para identificar objetivos de exploración petrolera la más utilizada es la sísmica 3D, ésta explora grandes volúmenes del subsuelo ayudando a las compañías de petróleo y gas a caracterizar las estructuras geológicas y seleccionar las localizaciones de perforación más adecuadas. Adicionalmente, la sísmica 3D permite definir la geometría de los yacimientos. Esto es posible, debido a que las ondas sísmicas se reflejan en las interfaces existentes entre los distintos materiales que conforman el subsuelo, éstos poseen propiedades acústicas diferentes y por lo tanto las amplitudes de las ondas cambian para revelar información importante sobre los materiales subyacentes (Barclay *et al.*, 2008).

La información de las amplitudes de las reflexiones sísmicas puede ser utilizada para efectuar un proceso de inversión, que permite obtener las propiedades elásticas del subsuelo a partir de la traza sísmica. La inversión es una forma matemática de estimar una respuesta, verificarla en función de las observaciones y modificarla hasta que sea aceptable. La inversión de las amplitudes de las reflexiones calibrada con los datos de pozos, puede ser correlacionada con la porosidad, la litología, la saturación de fluidos y los parámetros geomecánicos (Barclay *et al.*, 2008).

En Venezuela, el Instituto de Tecnología Venezolana para el Petróleo (INTEVEP) ha realizado diversos estudios aplicados a la determinación de las propiedades mecánicas y comportamiento de las formaciones geológicas que influyen en la exploración, desarrollo y producción de petróleo y gas en yacimientos que se encuentran en el país, generando soluciones tecnológicas integrales para el estudio y predicción de su comportamiento. Los estudios geomecánicos permiten reducir la ocurrencia de problemas operacionales,

por lo que INTEVEP en años anteriores se ha encargado de realizar este tipo de estudios tanto en el Oriente como en el Occidente de Venezuela. En el año 1999, se realizó la caracterización geomecánica de las facies existentes en un área al sur del campo Ceuta, estado Zulia obteniéndose excelentes resultados, por lo que se tiene que este tipo de caracterización es potencialmente útil (Bertorelli, 1999).

Se ha logrado cuantificar que las reservas de petróleo en el área sur del Lago de Maracaibo (Estado Zulia) pudieran alcanzar los mil millones de barriles de crudo mediano (20º API), pues aún se halla en evaluación y pese a que es una zona petrolera ya conocida, donde hay exploración y producción, los estudios que se vienen realizando en el área de Ceuta-Tomoporo ya arrojaron reservas probadas de quinientos millones de barriles de petróleo mediano bajo el agua, lo que coloca al yacimiento en la categoría de “gigante” (PDVSA,2006).

A pesar del descubrimiento de petróleo en el Lago de Maracaibo a principios del siglo XX, la actividad petrolera en el campo Tomoporo (operaciones en tierra) sólo comenzó tímidamente a finales de los años 80, cuando se perforó el primer pozo (TOM – 0001) en 1986. La mayor actividad de perforación de pozos en el área se centró en el desarrollo de operaciones en la zona lacustre. La presencia de un gran espesor de agua cerca de la línea de costa restringió el acceso de las gabarras de perforación disponibles para el drenaje exitoso de las reservas acumuladas de esta área. Por lo que se inició en el año 2000, la perforación de pozos altamente inclinados en la zona lacustre con dirección a la zona de bajo calado, donde se descubrió un campo gigante con 30 pozos altamente inclinados de 16.000 pies de profundidad vertical verdadera (TVD, por sus siglas en inglés) con desplazamiento horizontal de 2500 pies, hasta mediados del año 2011 (INTEVEP, 2011).

Este cambio de diseño en la construcción de los pozos generó un incremento considerable de los tiempos no productivos (NPT, por sus siglas en inglés) de perforación relacionados con la construcción de secciones a altos ángulos de inclinación. Se estima que alrededor del 42% del total de NPT en las

actividades de perforación, terminación y producción de pozos, está asociado a problemas de estudios de geomecánica (INTEVEP, 2011).

En vista a lo anterior, con la elaboración de este trabajo especial de grado se plantea la realización de estudios de mayor precisión para la exploración de yacimientos, tema en el cual debe incluirse la estimación de parámetros geomecánicos a partir de los estudios de sísmica 3D realizados en el campo Moporo, ubicado en el área sureste del Lago de Maracaibo.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo General

Estimar los parámetros geomecánicos a partir de sísmica 3D en el Campo Moporo ubicado al sureste del Lago de Maracaibo, Estado Zulia.

1.2.2. Objetivos Específicos:

- Crear los modelos geomecánicos 1D, a partir de la información de pozos disponible en el campo.
- Establecer apilados parciales, a partir de un estudio de Amplitud vs. Offset (AVO) de los datos de la zona.
- Realizar la calibración de los datos sísmicos y los datos de pozo.
- Aplicar un procedimiento de inversión simultánea a los datos sísmicos de la zona de estudio.
- Generar volúmenes de propiedades geomecánicas del área a partir de las propiedades elásticas extraídas de la inversión simultánea.

1.3. JUSTIFICACIÓN

La investigación a realizar resulta de fundamental importancia al campo de la Geofísica porque implicará un aporte metodológico al tema de la caracterización geomecánica, mediante la implementación de una metodología novedosa para la estimación de las propiedades mecánicas a partir de datos sísmicos. Así mismo, el proyecto a realizar constituye un aporte invaluable en la conformación de una base de información que será de

utilidad para otros proyectos tanto del grupo de investigación, como para investigaciones posteriores que se vinculen a esta temática.

El proyecto que se propone también constituirá un gran aporte en la caracterización del área Tomoporo, ya que a partir de éste se obtendrán valores de parámetros geomecánicos del campo. De esta forma, se determinarán las características mecánicas de los materiales geológicos, permitiendo así relacionar el comportamiento de la formación bajo los cambios de esfuerzo producto de las operaciones petroleras de perforación, completación y producción de pozos.

Este trabajo contribuirá igualmente a la minimización del riesgo en las operaciones de perforación y determinar la compatibilidad de la zona con métodos de optimización de reservorios, los cuales han dado excelentes resultados a nivel mundial y de esa manera optimizar el proceso de recobro en el área.

De igual forma, es importante acotar que el proyecto Ceuta-Tomoporo tiene como objetivo maximizar la recuperación de las reservas de crudo del campo; así como también alcanzar una producción promedio de ciento noventa y cinco mil barriles diarios a través de la perforación de 234 pozos productores e inyectores y la rehabilitación de 141 pozos.

1.4. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca petrolífera de Lago de Maracaibo, está situada al noroeste de Venezuela. En sentido estricto y restringido a territorio venezolano, se extiende sobre toda el área ocupada por las aguas del Lago y los terrenos planos que circundan y que de modo general, pueden delimitarse como sigue:

- Al oeste-noroeste, por el pie de monte de la Sierra de Perijá.
- Al oeste-suroeste, por la frontera colombiana hasta un punto sobre el río Guruito, 12,5 kilómetros al oeste de la población La Fría.
- Al sureste, por el pie de monte andino desde el punto mencionado anteriormente hasta el río Motatán, ligeramente al este del cruce de Agua Viva.

- El Campo Moporo (figura 1.1) se encuentra en la región centro-oriental del Lago de Maracaibo, al sureste de Maracaibo y a 40 kilómetros al sur de Lagunillas. Este campo se encuentra ubicado en el Área 8 Sur, la cual está dividida en tres regiones:

Región 3, donde fueron perforados en la macolla del pozo vertical TOM-0007 los pozos inclinados TOM-0010, TOM-0013, TOM-0016 y TOM-0018.

[illegible]

5

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1. GEOLOGÍA REGIONAL DE LA CUENCA DE MARACAIBO

La cuenca petrolífera de Maracaibo (figura 2.1) es la cuenca más importante de Venezuela y se encuentra situada al noroeste del país, extendiéndose sobre toda el área ocupada por el Lago de Maracaibo y los terrenos ligeramente ondulados que la rodean. Su extensión se estima en 47.705 km², de los cuales 45.505 km² aproximadamente, corresponden al estado Zulia y el resto en extensiones menores de los estados Mérida, Táchira y Trujillo, por otro lado unos 2.200 km² pertenecen a territorio colombiano (Yoris y Ostos, 1999).

La Cuenca de Maracaibo forma un segmento de un cinturón de cuencas antepaís formadas durante el Cenozoico, como resultado de la colisión del arco Caribeño con Suramérica (Erlich y Barret, 1990; Pindell y Barrett, 1990; Lugo y Mann, 1995; Escalona y Mann, 2006).

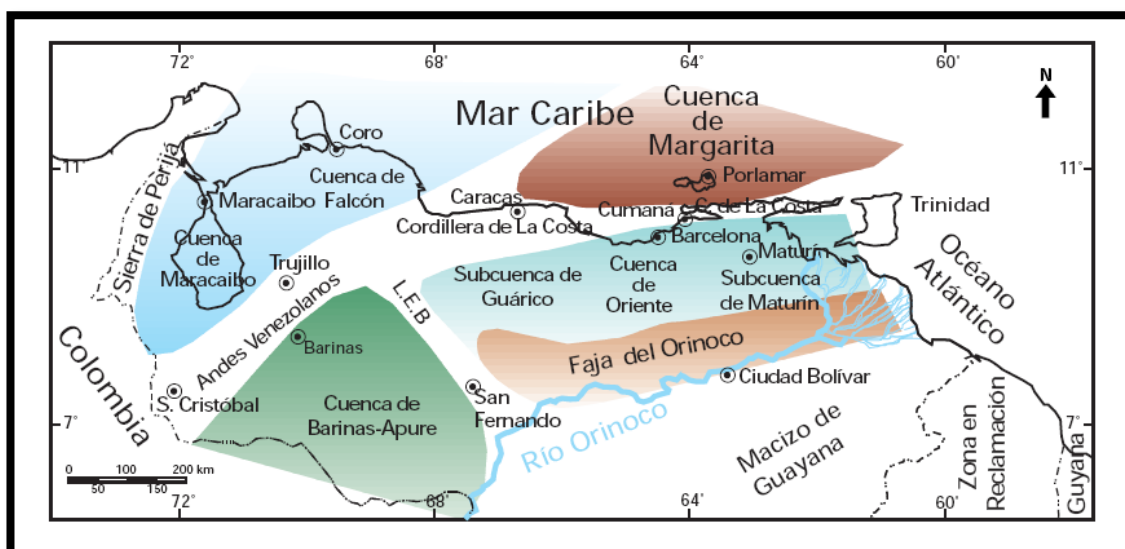


Figura 2.1. Cuencas petrolíferas de Venezuela, basadas en la distribución de sus Provincias Sedimentarias (Tomado de Yoris y Ostos, 1999). L.E.B. = Lineamiento de El Baúl.

La roca madre por excelencia es la Formación La Luna, de edad Cretácico Tardío, cuyas facies se extendieron por toda Venezuela Occidental hasta Colombia. Se han encontrado rocas madre de importancia secundaria en los Grupos Cogollo (Miembro Machiques de la Formación Apón) y Orocué (Formación Los Cuervos). Además, se tiene que las principales rocas yacimiento clásticas son las Formaciones Río Negro y Aguardiente. El petróleo fue generado, migrado y acumulado en diversos pulsos, siendo el más importante el ocurrido durante el levantamiento andino (Yoris y Ostos, 1999).

En un enfoque estructural, tres sistemas de fallas, que se ordenan de forma triangular, limitan la cuenca. Este ordenamiento triangular está comprendido por el Sistema de Falla de Boconó al este y sureste; el Sistema de Falla de Santa Marta al oeste y suroeste; cerrando la geometría, al norte por el Sistema de Falla de Oca, que aparentemente separa la Cuenca de Maracaibo de la Cuenca del Golfo de Venezuela (figura 2.2).

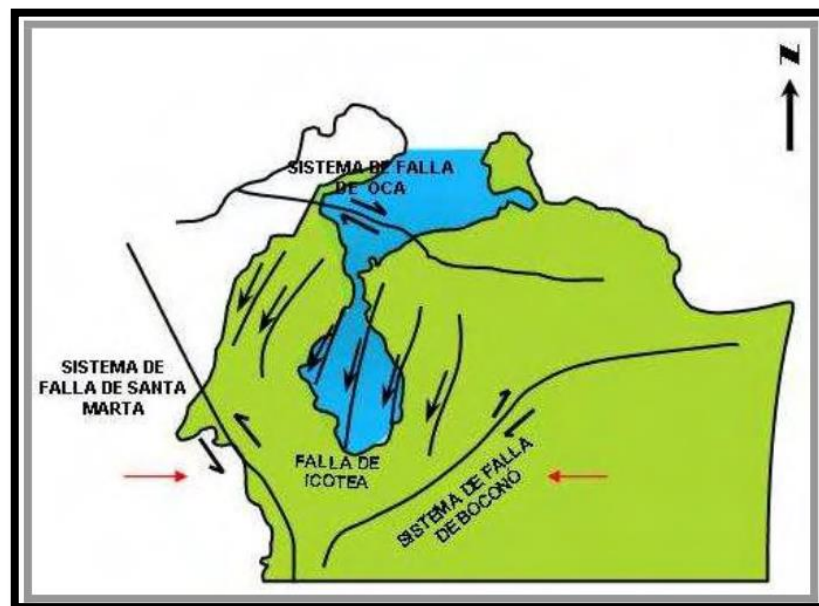


Figura 2.2. Sistemas de fallas cercanas al lago de Maracaibo.

En cuanto a su valor geológico y económico, la Cuenca de Maracaibo ha sido y es considerada una de las cuencas petrolíferas más importantes de

América del Sur, e inclusive se califica como una de las más importantes a nivel mundial. Su evolución es símbolo de complejidad a lo largo del tiempo geológico como resultado de una serie de transgresiones y regresiones marinas determinantes para la sedimentación, tanto de rocas madres generadoras de hidrocarburos como de rocas recipientes adecuadas para almacenarlos, y como producto de varios períodos de orogénesis y epirogénesis que produjeron las trampas adecuadas para retenerlos. Presenta una configuración similar a la actual desde el Mioceno medio (hace ± 15 millones de años).

La estratigrafía de la Cuenca de Maracaibo (figura 2.3) puede describirse a partir de un basamento ígneo-metamórfico Paleozoico hasta rocas de edad Pleistoceno, representadas en orden estratigráfico por las Formaciones: La Quinta, Río Negro, Apón, Lisure, Maraca, La Luna, Colón, Mito Juan, Guasare, Marcelina, Misoa, Paují, Icotea, La Rosa, Lagunillas, La Puerta, Onia y El Milagro.

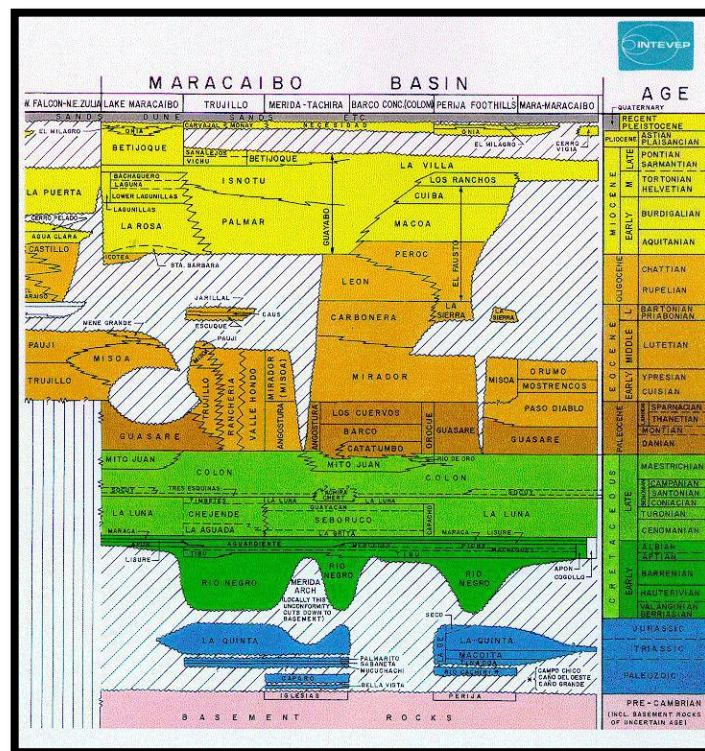


Figura 2.3. Columna Estratigráfica de Andes de Mérida-Maracaibo (Tomado de De Toni *et al.*, 1994).

A continuación se presenta el desarrollo tectono-estratigráfico de la Cuenca del Lago de Maracaibo, a través del tiempo geológico, permitiendo conocer las formaciones que se encuentran presentes en ésta y las características de cada una de ellas y así finalmente conocer la columna estratigráfica de la cuenca.

2.1.1. Paleozoico

Se tiene el basamento de la Cuenca de Maracaibo constituido por rocas metasedimentarias, definidas por la siguiente formación:

- Formación Mucuchachí (Paleozoico Superior-Pensilvaniano)

Esta unidad es una secuencia de pizarras laminadas y pizarras limosas, que se atribuye a una serie de tipo *flysch*, lo que de acuerdo a García, 1972 se tradujo en condiciones de depósitos más colmados y a gran profundidad. Sin embargo, las plantas fósiles de la región de Mijará, indican ambientes de pantanos y marismas.

2.1.2. Mesozoico

2.1.2.1. Triásico-Jurásico

Durante el Triásico tuvo lugar la orogénesis Herciniana, evidenciándose al norte de Suramérica por el metamorfismo y plegamiento andino, la formación del arco de Mérida y el levantamiento de la región central del lago de Maracaibo.

El Jurásico representa el basamento acústico de la Cuenca de Maracaibo, donde la secuencia está formada por las rocas volcánicas de Perijá, que antecedieron a la sedimentación de las “capas rojas” de la Formación La Quinta, relacionadas a la apertura del Golfo de México o la creación del mar Protocaribe (Yoris y Ostos, 1999). Esta separación entre Norteamérica y Suramérica creó un amplio canal de aproximadamente 1800 kilómetros, que fue denominado posteriormente como el canal del Protocaribe (Pindell y Barret, 1990; Bartok, 1993; Mann, 1999).

Asimismo, los grabenes de los Andes y de Perijá se crearon como consecuencia del desarrollo de valles extensión con tendencia noreste en la

zona norte de Suramérica, debido a la separación Protocaribe. Éstos fueron rellenados durante el Jurásico por sedimentos continentales tipo “capas rojas” volcánicas de diversa índole y eventualmente clásticos y calizas de invasiones marinas (Formaciones Pueblo Nuevo, La Quinta, Cojoro y Cocinas) (Yoris y Ostos, 1999). La sedimentación se concentró al noreste y al sureste del arco de Mérida y en la sierra de Perijá.

Las principales formaciones en este período son:

- Formación La Gé (Carbonífero a Jurásico)

Hea y Whitman (1960) exponen que es una asociación litológica de carácter provincial, caracterizada por contener abundantes productos volcánicos en sus sedimentos, en éstos se exhiben afinidades petrográficas, principalmente en lo que respecta a sus componentes volcánicos, tipos de feldespato y minerales accesorios.

- Formación La Quinta (Jurásico)

La Formación La Quinta consta de tres intervalos principales: uno inferior, compuesto por una capa de toba vítrea de color violáceo; uno medio, consistente de una secuencia interestratificada de toba, arenisca gruesa y conglomerática, limolita y algunas capas delgadas de caliza; y un intervalo superior, formado por limolita y arenisca, intercaladas con algún material tobáceo, de color rojo ladrillo y marrón chocolate. El contenido de rocas volcánicas decrece de norte a sur, el ambiente de depositación se relaciona con el de planicie aluvial.

En los intervalos inferior y medio, la presencia de toba y conglomerado, indica levantamiento tectónico, un aumento en el gradiente y una deposición de sedimentos mixtos (gruesos y finos), bajo un clima árido o semiárido. Cuando cesó la actividad volcánica, se restableció el drenaje y se depositó la secuencia de capas rojas superiores.

2.1.2.2. Cretácico

Durante el Cretácico Temprano la sedimentación (Formación Río Negro) fue controlada por los grabenes del Jurásico. Luego, la subsidencia se estabilizó y

el Grupo Cogollo se depositó en un extenso mar epicontinental transgresivo sobre Venezuela Occidental (Yoris y Ostos, 1999).

Debido a la invasión marina de este a oeste que coincidió con el pulso transgresivo del Cretácico Tardío, el norte de Suramérica pasó a un régimen tectónico de margen pasivo que estuvo caracterizado por una extensa mezcla entre carbonatos y clásticos. Todas las rocas carbonáticas del Grupo Cogollo fueron depositadas en una plataforma carbonática somera y están caracterizadas por dos estilos principales de depositación: ciclos granodecrecientes durante el Aptiense-Albiense medio y ciclos granocreciente en el Albiense superior (Azpiritanga, 1991).

La Formación La Luna del Cretácico superior, que suprayace el Grupo Cogollo, es la responsable de más del 98% de los hidrocarburos generados en la Cuenca de Maracaibo (Talukdar y Marcano, 1994; Nelson *et al.*, 2000; Escalona y Mann, 2006).

En Perijá y la Cuenca de Maracaibo, la Formación La Luna pasa verticalmente a calizas glauconíticas del Miembro Socuy (Mann, Escalona y Torres, 2006).

Durante el Cretácico Tardío (Campaniense-Maastrichtiense) estaban presentes los efectos tempranos de la colisión oblicua entre el gran arco Caribeño y el área noroeste de Suramérica. Fue inferido que las rocas clásticas y pelágicas de la Formación Colón fueron depositadas en la parte más distal de la cuenca antepaís que resultó de esta colisión (Cooper *et al.*, 1995; Parnaud *et al.*, 1995), suprayacente a ésta se encuentra transicionalmente la Formación Mito Juan. Las rocas del Paleoceno de la Cuenca de Maracaibo consisten de un ambiente marino somero, con una sección de plataforma carbonática-clástica (mixta).

La apariencia de un cinturón de areniscas poco sorteadas en la Formación Colón en la parte oeste y suroeste del cuadrante de la Cuenca de Maracaibo, sugiere la acreción del arco de terreno hacia el oeste y el suroeste de la cuenca (Van Andel, 1958). Audemard (1991) y Marcha (2004) interpretaron clinoformas al este y noreste de la Cuenca, inferidos de datos de sísmica 2-D y 3-D, para soportar este evento de acreción. Lugo (1991) sugiere que la caída del nivel relativo del mar durante el Cretácico Tardío-Paleoceno es

responsable de las facies regresivas de la Formación Colón observada en la Cuenca de Maracaibo en este tiempo.

Las formaciones más importantes durante el Cretácico son:

- Formación Río Negro (Neocomiense-Barremiense)

Está conformada por areniscas blancas, generalmente de grano grueso, conglomerados heterogéneos y arcillas y lutitas variables. En la parte media de la Formación, se presentan horizontes de coloración rojiza que recuerdan a la Formación La Quinta y es posible que ello se deba a erosión y resedimentación de estratos de esa formación. Los términos superiores de esta columna, están formados por capas de areniscas conglomeráticas, con estratos alternantes de poco espesor de lutitas y limolitas oscuras. El contacto superior, está definido por la aparición de los primeros horizontes calcáreos de la Formación Apón.

Los ambientes de sedimentación de la Formación Río Negro son variables. La secuencia calcárea-lutácea y yesífera, se depositó en un ambiente de lagunas costaneras, llanuras de marea o albuferas con salinidad anormal, presumiblemente hipersalinas con poca circulación y baja oxigenación. Por otro lado, la secuencia de areniscas con estratificación cruzada, se depositó en un ambiente deltaico a marino costanero y la secuencia de conglomerados y areniscas conglomeráticas, en un ambiente deltaico, donde cada nivel de conglomerados indica una pequeña pulsación del ciclo fluvial, con disminución de la energía mecánica, de la base al tope de la secuencia.

- Grupo Cogollo (Barremiense a Albiense)

La litología es variada, donde se tiene que de base a tope se caracteriza por calizas densas fosilíferas, con cantidades subordinadas de lutitas oscuras y pocas arenas calcáreas. En Perijá, se presenta un intervalo de calizas negras bituminosas (Miembro Machiques) y luego por encima, calizas coquinoideas, margosas y nodulares, una sección distintiva de areniscas y calizas glauconíticas, intercaladas con lutitas y un intervalo superior de calizas macizas intercaladas con lutitas delgadas.

Bartok (1993) considera tres ambientes sedimentarios principales, los cuales son: deltaico, plataforma interna marina restringida y plataforma externa

marina abierta, integrados en un modelo sedimentario. A su vez, reconocen la importancia de los efectos de los procesos diagenéticos, sobre los sedimentos carbonáticos.

Kummerow y Pérez de Mejía (1989) determinaron que la diagénesis de los carbonatos del Grupo Cogollo, ocurrió en cuatro ambientes: marino freático, zona de mezcla, meteórico freático y freático de soterramiento. Dichos autores señalan, que la secuencia cretácica estuvo soterrada hasta finales del Eoceno, con disminución casi total de la porosidad efectiva. Al levantarse la cuenca en el Oligoceno, el fracturamiento y la disolución por contacto con aguas no saturadas en CaCO_3 , generó porosidad efectiva y mejoró la permeabilidad.

Se han encontrado yacimientos de petróleo liviano en calizas cretácicas, en los campos La Paz-Mara, Sibucara, Alpuf y Alturitas, en Perijá y en Urdaneta noreste, centro y sur del Lago.

- Formación La Luna (Cenomaniense a Campaniense)

La Formación La Luna consiste típicamente de calizas y lutitas calcáreas fétidas, con abundante materia orgánica laminada y finamente dispersa, delgadamente estratificadas y laminadas, densas, de color gris oscuro a negro. La Formación La Luna aparentemente se depositó en un ambiente euxínico de aguas cuya profundidad ha sido objeto de mucha controversia. Esta Formación se considera la roca madre principal de gran parte de los hidrocarburos generados y atrapados en la Cuenca de Maracaibo.

- Formación Colón (Campaniense a Maastrichtiense Temprano)

La Formación Colón se caracteriza por lutitas microfósilíferas, con margas y capas de caliza subordinada. Las lutitas son más arenosas hacia la base y hacia la parte superior, donde la unidad cambia transicionalmente a la Formación Mito Juan.

Según la descripción de Ramírez y Campos (1969) la Formación Mito Juan es muy similar a Colón, de la cual se diferencia únicamente en el aumento gradual de arena hacia el tope.

González de Juana, Iturralde y Picard (1980) señalan que la sección monótona de lutitas de la Formación Colón representa un intervalo marino

nerítico e indica la estabilidad de la cuenca geosinclinal, que a fines del Maastrichtiense tiende a rellenarse, el ambiente cambia a salobre y se depositan las facies algo más arenosas de Mito Juan.

Martínez (1989) determina en los sedimentos de la Formación Colón dos intervalos que definen ambientes de aguas profundas en la parte inferior y media de la unidad y condiciones de aguas poco profundas para la parte superior de la unidad, indicando una marcada regresión, esto contradice los resultados del estudio hecho por Sellier de Civrieux (1952) en la sección tipo del Miembro Socuy de la Formación Colón, presenta que se tiene un ambiente deposicional de aguas moderadamente profundas, ambiente que se va haciendo relativamente más profundo con el principio de la deposición de las lutitas de Colón.

Peralta (1991) considera que las condiciones de poca oxigenación de la columna de agua que caracterizaron la sedimentación de la Formación La Luna continuaron hasta el Maastrichtiense Temprano, donde posteriormente se asentó una buena circulación de las aguas que incrementó la expansión de oxígeno en la cuenca y como consecuencia el auge de la abundancia y diversidad de foraminíferos béticos y una sedimentación con un gran influjo de clásticos y una estabilización de las condiciones oxigenadas.

El Miembro Socuy (Maastrichtiense Temprano o Campaniense Tardío) de la Formación Colón consta de caliza margosa con intercalaciones muy escasas de lutitas. Sellier de Civrieux (1952) señala que el contenido microfaunal de las lutitas de este Miembro indica un ambiente deposicional de aguas moderadamente profundas, ambiente que se va haciendo relativamente más profundo con el principio de la deposición de las lutitas Colón.

- Formación Mito Juan (Maastrichtiense superior)

La litología de la Formación Mito Juan se caracteriza por arcillas grises, localmente arenosas, en las cuales el contenido de limo y arena aumenta en sentido ascendente y en cuya parte superior se encuentran a veces capas delgadas de calizas y areniscas. En la parte inferior de la Formación hay algunas arcillas laminares grises que son indistinguibles litológicamente de las lutitas de Colón. Según Van Andel (1958), las arenas se clasifican en el

grupo de las grauvacas y subgrauvacas y en el grupo de las areniscas cuarzosas en el flanco noreste de Mérida; Folk (1974) y Van Andel (1958) incluyen en esta región los granos de fñanita como fragmentos de roca, criterio compartido por otros sedimentólogos. En la parte superior se presenta localmente un intervalo de calizas conocido como Miembro Río de Oro.

La microfauna indica ambientes de aguas salobres a marinos, poco profundas, evidenciando en esta forma el relleno de la Cuenca (Sutton, 1946).

2.1.3. Cenozoico

2.1.3.1. Paleógeno

- **Paleoceno-Eoceno**

La colisión entre la placa de Nazca y el occidente de Colombia, dió origen al levantamiento de las Cordilleras Colombianas, lo que influenció las facies sedimentarias en la parte norte de la Cuenca de Maracaibo y además, posiblemente la sedimentación del Grupo Orocué, y quizás las Formaciones Guasare y Marcelina, que estuvo controlada por los frentes de deformación de la colisión.

La entrada de la Placa Caribe frente a Suramérica marcó el fin de la fase de margen pasivo en la Cuenca de Maracaibo y el inicio de la fase de cuenca antepaís, el cual fue de vital importancia para la formación de rocas reservorio y la maduración de las rocas madres subyacentes del margen pasivo. Esta colisión curvó la parte noreste de la plataforma hacia abajo permitiendo la generación de fallas inversas y transcurrentes y formando una gran cuenca antepaís de edad Paleoceno Tardío-Eoceno Temprano (Escalona y Mann, 2006).

La Formación Guasare representa el ambiente somero que se encontraba a mayor lejanía de los frentes de deformación (Napas de Lara), previamente a la instalación de los ambientes paludales costeros de la Formación Marcelina (Yoris y Ostos, 1999).

Las arenas que rellenaron la cuenca antepaís durante el Paleoceno eran provenientes del río Protomaracaibo, el cual drenaba en el área norte. Estas

arenas actuaron como reservorios de alta calidad para los futuros hidrocarburos de la cuenca (Escalona, Mann y Grupo Bolívar, 2004).

Las formaciones más importantes durante este período son:

- Grupo Orocué (Cretácico Tardío-Paleoceno)

Está conformado principalmente por areniscas, lutitas y arcilitas interestratificadas. Las areniscas son principalmente arcillosas, de grano muy fino a medio, bien escogidas, con estratificación y laminación cruzadas; a veces abundan las laminillas micáceas y carbonáceas. Las lutitas y arcilitas, que componen el 30-50%, y ocasionalmente más, del espesor total, son diversamente limolíticas, micáceas, carbonáceas y ricas en esférulas sideríticas. Cerca del tope generalmente se presentan una o más capas delgadas de carbón.

- Formación Guasare (Paleoceno)

La Formación Guasare está conformada principalmente por calizas generalmente glauconíticas e intercaladas con éstas se presentan lutitas y limolitas grises a parduscas y areniscas grises, calcáreas y glauconíticas, esta litología es representativa de la transición lateral, a los sedimentos deltaicos del Grupo Orocué (González de Juana *et al.*, 1980).

La Formación Guasare representa la sedimentación de plataforma, desarrollada en la porción central de la Cuenca de Maracaibo durante el Paleoceno. Su litología y contenido fosilífero, corresponden a un ambiente marino nerítico, el cual estuvo sujeto a influencias de tipo deltaico, especialmente hacia el suroeste, donde se observa la interdigitación de la típica litología de Guasare con los sedimentos del Grupo Orocué.

- Formación Marcelina (Paleoceno)

Sutton (1946) describe la litología de la Formación Marcelina como una intercalación de areniscas, lutitas, lutitas arenosas y capas de carbón. En la base de la unidad, las areniscas son macizas, gruesas, de color gris claro y localmente calcáreas. Más arriba se hacen delgadas, están intercaladas con lutitas color gris y presentan planos de estratificación con mica y carbón. La Formación Marcelina representa un ambiente sedimentario de tipo paludal, originado por el avance deltaico del Paleoceno, sobre los ambientes de

plataforma de la Formación Guasare. Ruíz (1983) al analizar el ambiente de la Formación, indica la presencia de ciclotemas incompletos, relacionados con los grupos de carbón identificados en el área de la mina Paso Diablo. La Formación Marcelina contiene importantes reservas comerciales de carbón, de más de 160 millones de toneladas medidas (Leaño, 1983).

- Eoceno

En el Eoceno Medio, partes del gran arco comenzaron a correrse sobre la parte norte inclinada del margen pasivo. En el área de Maracaibo, la colisión permitió el acortamiento dándole paso al emplazamiento de las Napas de Lara (Stephan, 1977). Este acortamiento terminó en el Eoceno Tardío-Oligoceno con el levantamiento y la erosión del área del Lago de hoy en día y la formación de la prominente discontinuidad del Eoceno que es un contacto angular en algunas localizaciones (Escalona y Mann, 2006b).

Durante el Eoceno existió un marco sedimentario complejo que se caracterizó por sistemas deltaicos-estuarinos, fluvio-costeros y marinos. Las Formaciones Trujillo, Misoa, Caús y Paují corresponden a ambientes fluvio-deltaicos más marinos que se profundizaba paulatinamente hacia el noreste (Yoris y Ostos, 1999).

Las principales formaciones en este período son:

- Formación Misoa (Eoceno inferior a medio)

Hacia el noreste la Formación Misoa presenta en su mayoría lutitas y areniscas de grano fino, mientras que hacia el sur y sureste, el porcentaje de arena aumenta al 80 y 90% de la sección, y los granos se hacen más gruesos. Se encuentran areniscas, limolitas y lutitas intercaladas en distintas cantidades, en toda la sección y hacia el este, en la sierra, algunas capas de caliza en la parte inferior. En el área del Lago y la región suroriental se encuentran capas delgadas de caliza, en la parte inferior. Las areniscas presentan tamaños variados de grano, pero en general, son de grano fino y gradan a limolitas y luego a lutitas. Las lutitas tienen composición variable con abundantes estratos delgados, estrías y películas de arena, limo y material carbonáceo (incluyendo restos de hojas).

La Formación Misoa representa un proceso sedimentario que varía desde deltaico alto, al suroeste y sur, a deltaico bajo y marino somero al norte y noreste. Van Veen (1972) al estudiar núcleos del centro del Lago y material de los afloramientos en el área tipo, encontró tres tipos de acumulaciones de arena: 1) barras de meandro (espolones aluviales), 2) rellenos de canales de distributarios, y 3) barras de desembocadura o barras litorales. Las dos primeras corresponden al ambiente sedimentario de alto delta, mientras que la tercera, estaría en el bajo delta y zona litoral adyacente.

Las areniscas de la Formación Misoa constituyen los yacimientos más importantes de petróleo en la Cuenca de Maracaibo, conteniendo el 70% de las reservas, de las cuales buena parte están entrampadas contra la discordancia post Eoceno.

- Formación Paují (Eoceno medio a superior)

Esencialmente, la unidad es una espesa secuencia de lutitas, claramente diferenciable de las areniscas de las Formaciones Misoa (infrayacente) y Mene Grande (suprayacente). Las lutitas típicas son macizas a físis y concrecionarias. En general, hay una virtual ausencia de arenas; una excepción, restringida a la región de Mene Grande, es la Arena de Paují Medio.

La rica y variada fauna de foraminíferos indica que la Formación a través del área de deposición reconocida, fue depositada en aguas limpias y profundas, de talud superior y medio (Graves, 1985). La sedimentación de Paují constituye una trasgresión marina desde el este-noreste, solapando sobre la Formación Misoa. Las arenas desarrolladas en la parte media de la Formación, son productoras de petróleo en el campo de Mene Grande.

- Oligoceno

En la Cuenca de Maracaibo, la sedimentación fluvial del río Protomaracaibo fue desviada por el levantamiento de los Andes Colombianos. El río Orinoco llevó sedimentos fluviales en dirección este a lo largo del margen (Díaz de Gamero, 1996; Escalona *et al.*, 2004) y el levantamiento regional en el área Maracaibo-Falcón relacionado con la convergencia continua y el rebote

isostático cambio la posición de la plataforma mucho más al norte (Guzmán y Fisher, 2006).

El levantamiento de la Sierra de Perijá, al oeste de la Cuenca de Maracaibo, ocurrió en este tiempo y es registrado por un largo y extenso relleno clástico de la Cuenca al oeste (Mann *et al.*, 2006). La cuña clástica del Oligoceno fue depositada durante el principal levantamiento de la Sierra de Perijá, la cual controló tanto la subsidencia como la dispersión de los sedimentos en su depocentro (Audemard, 1991; Castillo, 2001).

Las principales formaciones en este período son:

- Formación Icotea (Oligoceno)

La Formación Icotea consiste en limolitas y arcilitas duras, ocasionalmente carbonáceas. En el área de Boscán (Azpiritzanga, 1985), la Formación es predominantemente lutítica, con capas de arenisca localmente petrolíferas. Young *et al.*, (1956) al describir el campo Boscán, mencionan sedimentos terrestres oxidados y algunas evaporitas en la porción superior de Icotea.

La ausencia de fósiles y la poca información disponible sobre estudio de niveles, dificulta la identificación del paleoambiente bajo el cual se depositó esta Formación. Haas y Husman (1946), postulan la posibilidad de depósitos eólicos en las zonas remanentes de la superficie de la discordancia. El color blanquecino y la presencia de siderita esferulita, indican condiciones reductoras (Haas y Husman, 1937).

La Formación Icotea es productora de petróleo en los campos costaneros de Bolívar (Costa Oriental del Lago), generalmente en asociación con la Arena Santa Bárbara (Formación La Rosa). En el oeste del Lago (Campo Urdaneta), así como en el Campo Boscán, donde produce petróleo pesado conjuntamente con la Formación Misoa del Eoceno.

2.1.3.2. Neógeno

Se marca el inicio del levantamiento andino, el cual genera la sedimentación de importantes espesores de moladas (Grupo Guayabo). Asimismo, las Formaciones La Rosa y Lagunillas, anteceden a los ambientes distales de las moladas andina y perijanera.

- Mioceno

La sedimentación en la Cuenca de Maracaibo muestra el comienzo del levantamiento de los Andes de Mérida al este del Lago (Castillo y Mann, 2006; Guzmán y Fisher, 2006). Durante el Mioceno medio, la Cuenca de Maracaibo fue rellenada por sistemas fluvio-deltaicos relacionados con el drenaje del río Protomaracaibo de los Andes que se dirigía hacia el sur de la Cuenca (Escalona *et al.*, 2004).

Además, se observan rocas clásticas sedimentarias producidas por la erosión de la Sierra de Perijá y los Andes de Mérida, según lo arrojado durante la determinación de edades utilizando el método de datación por huellas de fisión, ocurrido durante el Mioceno-Plioceno y Plioceno-Pleistoceno (Kellogg, 1984; Kohn, Shagam y Subieta, 1984; Shagam *et al.*, 1984; De Toni y Kellogg, 1993).

Las rocas del Mioceno inferior a medio consisten de depósitos marinos someros que gradacionalmente pasan por encima de los depósitos continentales del Mioceno Tardío (Formaciones La Rosa y Lagunillas) (González de Juana *et al.*, 1980; Guzmán y Fisher, 2006).

Las formaciones más importantes durante este período son:

- Formación La Rosa (Mioceno Temprano)

El Miembro Santa Bárbara de la Formación La Rosa está formado por areniscas arcillosas poco consolidadas, que localmente pueden alcanzar espesores bastante grandes, lutitas gris verdoso interlaminadas con areniscas. Sutton (1946) menciona capas delgadas de caliza dura en la parte sur de los campos costaneros de Bolívar.

El Miembro Santa Bárbara representa la primera etapa de la invasión marina, sobre la superficie erosionada del Eoceno (Formación Icotea). Los sedimentos y la escasa fauna de moluscos, son indicativos de aguas poco profundas.

La Formación La Rosa por sus areniscas basales (Miembro Santa Bárbara) es de gran importancia petrolífera, ya que presenta un desarrollo central lutítico, que la caracteriza, con variaciones laterales arenosas de edad Mioceno Temprano a Medio (Yuris y Ostos, 1999). La Lutita de La Rosa

(suprayacente) corresponde a la máxima extensión de la trasgresión de un mar poco profundo, que cubrió la mayor parte de la Cuenca de Maracaibo. La arena Intermedia y la arena La Rosa, representan el proceso regresivo siguiente y se caracterizan por depósitos de barras de desembocadura y barras de playa. Hacia el tope, los depósitos presentan mayor influencia deltaica, haciéndose similares a los del Miembro Lagunillas inferior, de la Formación Lagunillas suprayacente.

Tanto el Miembro Santa Bárbara como la Arena Intermedia y la Arena La Rosa, contienen importantes yacimientos petrolíferos en los campos costaneros de Bolívar, especialmente en las áreas de Tía Juana, Punta Benítez y La Rosa.

- Formación Lagunillas (Parte inferior del Mioceno Medio)

En términos generales, la Formación Lagunillas consiste en areniscas poco consolidadas, arcillas, lutitas y algunos lignitos, que son parte de sedimentos de ambientes someros transicionales, costeros y hasta continentales (Yuris y Ostos, 1999). Las características individuales de los miembros reflejan el cambio de ambiente marino somero a deltaico y fluvial.

- Miembro Lagunillas Inferior: está compuesto por areniscas friables, de grano fino, intercaladas con lutitas grises. Localmente se encuentran lignitos.
- Miembro Ojeda: en la Costa Oriental del Lago, consiste en arcillas moteadas, areniscas color gris, localmente glauconíticas y lutitas grises. En el área central del Lago, se encuentran lutitas color gris a gris verdoso y gris oscuro, areniscas colores blanco, gris o marrón y lignitos. (Szenk, 1959).
- Miembro Marlagó: en el área Lago Central consiste en areniscas blancas, gris o marrón con lutitas gris oscuro y verdoso y lignito (Szenk, 1959).
- Miembro Laguna: consiste principalmente en lutitas grises fosilífera. Además, areniscas color gris o marrón localmente glauconíticas, y arcillas arenosas moteadas.

- Miembro Urdaneta: compuesto principalmente por arcillas de color gris verdoso claro, verde, rojo oscuro, marrón y marrón rojizo, con capas delgadas de arena arcillosa (Szenk, 1959). Está restringido al área Lago Central.
- Miembro Bachaquero: está formado por areniscas arcillosas potentes, de colores gris o marrón con arcillas gris, marrón o moteadas, lutitas gris a gris azulado y lignitos.

La parte basal de la Formación (Miembro Lagunillas Inferior), representa un complejo deltaico, progradante sobre la Formación La Rosa, y procedente del sur y sureste. El Miembro Laguna corresponde a un aumento temporal de las condiciones marinas, con predominio de barras litorales. La porción superior (Miembro Bachaquero) representa un ciclo regresivo, con predominio de ambientes deltaicos y fluviales.

En la Costa Oriental del Lago, el Miembro Lagunillas Inferior contiene varios yacimientos de petróleo pesado a mediano, de considerable extensión. El Miembro Bachaquero, y en menor proporción el Miembro Laguna, también son productores.

▪ Formación La Puerta (Mioceno Superior)

Sutton (1946) describió arcilitas abigarradas, limolitas pardas y areniscas macizas. La unidad contiene intercalaciones marinas de menor espesor y no contiene lignitos. Young (1960) la subdividió en tres miembros que denominó Poro, Playa y Timoteo, en secuencia ascendente.

▪ Grupo Guayabo (Mioceno Tardío - Plioceno)

Según Liddle (1928) está compuesto en la parte superior, de arenas y arcillas, por debajo hay un tramo más potente de lutitas, areniscas con estratificación cruzada, y conglomerados altamente ferruginosos. La parte inferior más lutácea, varía lateralmente en carácter siendo de poco espesor.

Según González de Juana *et al.* (1980), el Grupo Guayabo se depositó en un ambiente de carácter continental. Por otro lado, de acuerdo a lo expuesto por Van Houten y James (1984) los restos de fósiles indican un ambiente acuático-parálico, las direcciones de paleocorrientes y las relaciones de facies en el Grupo El Guayabo, requieren de una provincia distributiva occidental,

por lo que se depositó en un plano aluvial inclinado hacia el este, en un delta lobulado, que progradaba hacia el mar. El ambiente interdistributario fue cubierto ocasionalmente por aguas marinas y someras, donde fueron depositados los horizontes ferríferos oolíticos, los cuales fueron acumulados en procesos repetitivos durante períodos de escasa sedimentación y en las etapas iniciales de transgresiones, antes que el aporte masivo de detritos fuera nuevamente restablecido. El episodio de máxima progradación refleja un aumento en la sedimentación, en la región subsidente del bloque de Maracaibo, y el aumento además en la tasa del levantamiento de la provincia distributiva.

- Plioceno

Para el Plioceno Temprano, la región luce muy similar a como se ve hoy en día. La deformación más intensa fue hacia el este, cerca de Trinidad, donde la colisión entre la placa Caribe y el margen pasivo continúa hasta el presente (Babb y Mann, 1999; Boettcher *et al.*, 2003).

El periodo Plioceno-Holoceno incluye las formaciones La Onia y El Milagro que fueron depositadas en ambientes fluvio-deltaicos y lacustrinos (González de Juana *et al.*, 1980; Audemard, 1991).

Las principales formaciones en este período son:

- Formación La Onia

La Formación Onia consiste de base a tope de areniscas y limolitas abigarradas, localmente con capas calcáreas amarillas delgadas. Esta sección se correlaciona con las Capas de Onia, por su contenido de minerales pesados metamórficos. Se observan areniscas micáceas friables, donde se hallan fragmentos de madera silicificada. Estas areniscas están intercaladas con areniscas pardo-amarillo y limolitas gris claro, las cuales Manger (1938) consideró como pertenecientes a la Formación El Milagro (Pleistoceno).

El paleoambiente correspondiente a esta Formación probablemente corresponda a ambiente lacustre, pues sólo se conoce que es una formación no-marina.

- Formación El Milagro

Sobre el arco de Maracaibo, la Formación El Milagro consiste de arenas friables, limos micáceos, interestratificados con arcillas arenosas y lentes lateríticos bien cementados. Hay dos capas de arcillas arenosas y limosas, con abundantes fragmentos y troncos de madera silicificada. Estas capas cubren horizontes caracterizados por abundantes nódulos de hierro y formación laterítica, que fueron interpretados como paleosuelos (Graf , 1969). Según Sutton (1946), estos sedimentos son de aguas dulces y llanas, depositados a una distancia considerable del área fuente. Kerez y San Juan (1964) consideran que el ambiente de sedimentación de la Formación El Milagro es fluvio-deltaico y lacustino marginal. Según Graf (1969), los sedimentos de la Formación son de carácter fluvial y paludal, que se depositaron sobre un amplio plano costanero y de poco relieve, y estuvieron expuestos a la meteorización y anegamiento por lo menos tres veces durante el Cuaternario. Estas condiciones facilitaron la acción eólica y algunas capas de la formación pueden representar dunas (González de Juana *et al.*, 1980).

2.2. GEOLOGÍA LOCAL DEL CAMPO MOPORO

El campo Moporo se encuentra ubicado en la región occidental del país, hasta la fecha ha sido desarrollado principalmente con la perforación de pozos completados en las arenas B de la Formación Misoa del yacimiento VLG-3729, el cual abarca una extensión total de 28064 acres con un POES de 5217 MMBNP (millones de barriles netos de petróleo) y reservas recuperables de 1148 MMBNP de hidrocarburo de 23° API promedio, con una producción acumulada en agosto de 2006 de 252 MMBNP (Intevep, 2011).

Los bloques estructurales de los yacimientos del campo Moporo limitan al norte con la falla VLG-3729. Esta falla tiene un rumbo aproximado Este-Oeste y buzamiento hacia el norte. Al oeste el límite del yacimiento lo constituye la falla VLG-3686 la cual es una continuación de la familia de fallas Pueblo Viejo la cual separa al Área 8 Sur del Área 2 Sur.

Es importante señalar la presencia de pliegues suaves de tipo *roll-over* de mediano alcance regional, asociados al fallamiento normal de la falla de Tomoporo.

La secuencia estratigráfica presente en la zona del campo Moporo (figura 2.4) está formada, de tope a base, por las Formaciones El Milagro y Onia de edad Pleistoceno-Plioceno de ambiente fluvio-deltaico y lacustrino respectivamente. La secuencia prosigue con las Formaciones La Puerta y Lagunillas de edad Mioceno, compuesta por depósitos continentales y marinos deltaicos respectivamente y culmina con la Formación La Rosa también de edad Mioceno constituida por sedimentos marinos. Infrayacen en forma discordante las lutitas de la Formación Paují de edad Eoceno Medio, la cual se encuentra parcialmente erosionada. En contacto discordante se encuentra la secuencia completa de la Formación Misoa (Eoceno Inferior a Medio) formada por areniscas y lutitas de ambiente fluvio-deltaico. La sección superior de la Formación Misoa la integran las arenas B, clasificadas informalmente en B-Superior (B-1 a B-5) y B-Inferior (B-6 a B-7); mientras que la sección inferior la conforman las arenas C con los intervalos C-Superior (C-1 a C-3) y C-Inferior (C-4 a C-7). Subyacente y en contacto

discordante encontramos las calizas de la Formación Guasare de edad Paleoceno.

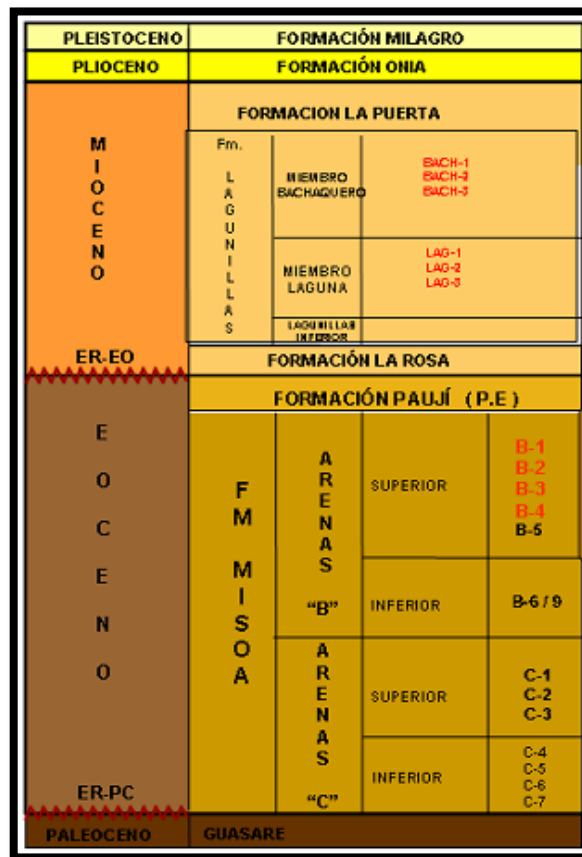


Figura 2.4. Columna estratigráfica del Campo Moporo (Tomado de Intevep, 2011).

El área del campo Moporo se encuentra ubicada estructuralmente entre dos importantes sistemas de fallas inversas (figura 2.5), casi paralelas, orientados norte-sur, los cuales se conocen como la falla de Barúa al este y la falla de Ceuta al oeste (Guédez, 1998).

Con un rumbo opuesto a éstas últimas, se presenta una falla de tipo normal y de crecimiento, conocida como falla de Tomoporo, la cual tiene buzamiento al norte y divide el área en dos unidades importantes de sedimentación, éstas son:

Área sur de Tomoporo: está localizada sobre el bloque sur (bloque levantado) de la falla de Tomoporo en dirección este-oeste. Hacia el este se encuentra limitada por la parte norte de la estructura de Barúa, y hacia el oeste se extiende hasta el Lago, en la zona de falla de Pueblo Viejo-Ceuta. Las

calizas cretácicas en el lado alto de la Falla de Tomoporo están entre los 18.200 y 22.000 pies. Los sedimentos paleocenos sobre este bloque levantado son probablemente muy delgados o se encuentran ausentes, como es el caso hacia el sur en el Campo La Ceiba, donde los depósitos del Eoceno Medio se extienden directamente sobre el Cretácico. Al norte del Campo La Ceiba, la columna de sedimentos del Eoceno inferior gradualmente se engrosa hacia la Falla de Tomoporo, donde éste probablemente alcanza casi 2500 pies.

Área norte de Tomoporo: está limitada al sur por la falla de Tomoporo, al norte por la falla de El Tigre, al este por la zona de falla de Barúa-Mene Grande y al oeste la misma se extiende hasta la zona de falla de Pueblo Viejo-Ceuta. Con excepción de este borde oeste, la mayor parte del área norte de Tomoporo se encuentra poco deformada.

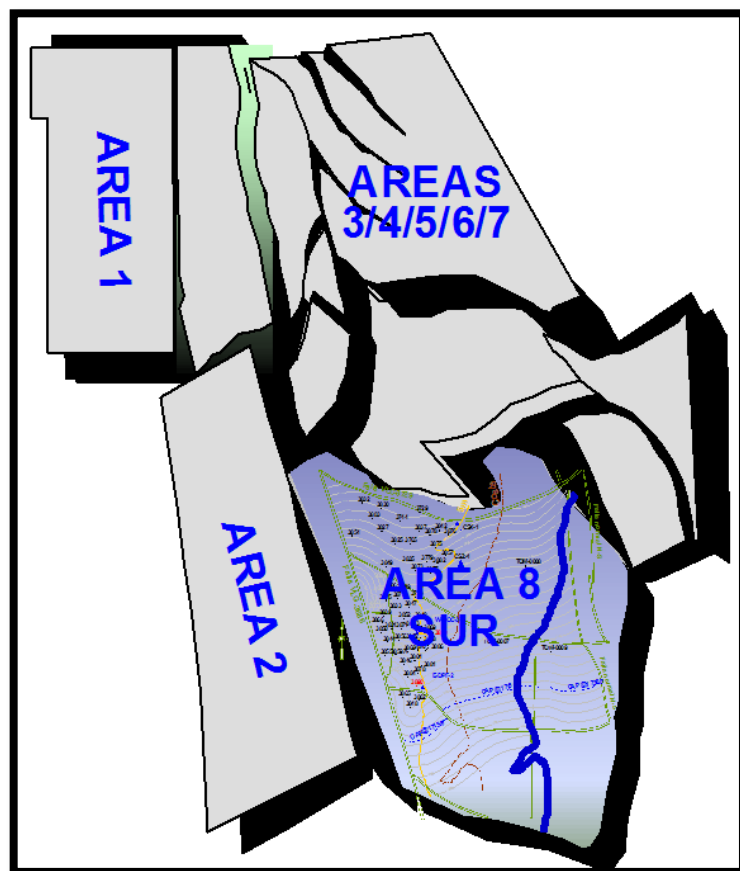


Figura 2.5. Mapa estructural del área Moporo (Extraído de Intevep, 2011)

El Mioceno generalmente indeformado tiene un espesor que va desde 4850 pies al norte hasta 12000 pies al Sur en la zona de falla de Tomoporo, ésta considerada la falla más importante, dado el salto vertical que presenta. La misma es una falla normal orientada ENE-OSO y con buzamiento hacia el norte del área.

A nivel del tope de las calizas del Cretácico (Miembro Socuy) se observa un sistema de fallas normales en dirección predominante ENE-OSO. La falla principal, de tipo normal, afecta esencialmente a ese tope ya que su desplazamiento vertical promedio alcanza los 3200 pies. Es importante destacar que el salto vertical de esta falla aumenta hacia el suroeste mientras que hacia el sureste tiende a disminuir.

Al sur de esta importante falla se observa un sistema de fallas normales menores orientadas NNE-SSO y NNO-SSE cuyo salto vertical es de 50 pies; al norte el sistema de fallas también es de tipo normal, en las fallas orientadas NO-SE el salto vertical alcanza los 50 pies, mientras que en la parte este del área el salto vertical de las fallas oscila entre 350 y 650 pies.

El tope del Paleoceno (Formación Guasare) también se ve afectado por la falla principal, la cual presenta un salto vertical promedio de 2950 pies y al igual que para el tope Cretácico su salto aumenta hacia el suroeste y disminuye al sureste. En la parte noreste se observa fallamiento de tipo con salto de 150 pies.

Para el Eoceno, el salto de la falla principal continúa disminuyendo y se observa un sistema de fallas menores de tipo inverso que son antitéticas a la falla principal.

Para el tope de las arenas C-1 de la Formación Misoa, la falla principal de tipo normal tiene un salto de 600 pies. Al norte de esta falla, hacia la parte sureste del área se observa un sistema de fallas normales con salto de 50 pies. En el tope de las arenas B-1 de la Formación Misoa el salto vertical de la falla principal va disminuyendo, alcanzando los 300 pies. También se tiene un sistema de fallas menores inversas ubicadas al este y sureste del área, las cuales tienen un salto vertical de 50 pies.

A nivel del tope de la discordancia del Eoceno, esta falla es de tipo inverso, con salto vertical de 50 pies y buzamiento hacia al norte, todas las otras fallas también son inversas.

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1. GEOMECÁNICA

La geomecánica es la disciplina que estudia las características mecánicas de los materiales geológicos que conforman las rocas de una formación. Esta disciplina está basada en los conceptos y teorías de mecánica de rocas y mecánica de suelos, que relacionan el comportamiento de la formación bajo los cambios de esfuerzos producto de las operaciones petroleras de perforación, completación y producción de pozos. La geomecánica utiliza resultados experimentales, de campo y laboratorio, conjuntamente con soluciones analíticas para resolver problemas particulares (Vásquez y Sánchez, 1999).

La geomecánica es una rama interdisciplinaria, con aplicaciones en geología, geofísica, minas, petróleo e ingeniería civil. Esta rama tiene su origen en la Ingeniería Civil, con aplicaciones principalmente en la construcción de presas y túneles. A finales de los 50, se comenzó a implementar la geomecánica en la industria petrolera, principalmente en estudios ligados al fracturamiento hidráulico, estabilidad de hoyos, compactación, producción de arena y subsidencia de la superficie (figura 3.1) (Maya, 2003).

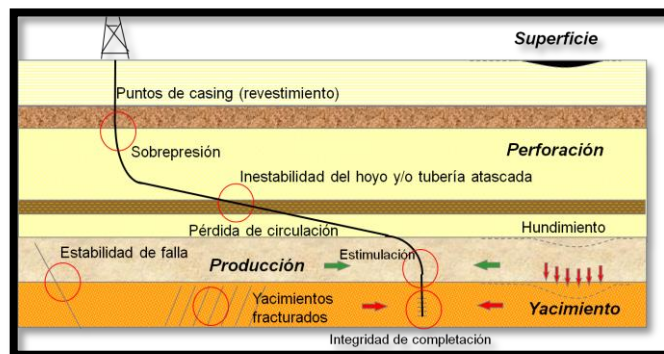


Figura 3.1. Aplicaciones de la geomecánica en la industria petrolera (Tomado de Ramos, 2013).

La realización de ensayos de laboratorio es muy importante ya que el conocimiento de las propiedades mecánicas de las rocas de formación constituye el primer paso en un análisis geomecánico (Vásquez y Sánchez, 1999). Mediante los ensayos de laboratorio es posible cuantificar ciertas propiedades mecánicas de las rocas, tales como: módulo de Young, relación de Poisson, módulo volumétrico, resistencia a la tracción, resistencia a la compresión, permeabilidad y comportamiento esfuerzo-deformación. En muchas pruebas estáticas de compresión es posible hacer mediciones dinámicas por acústica para calcular módulos dinámicos, los cuales serán comparados con registros acústicos de campo para elaborar correlaciones núcleo-perfil.

Los estudios geomecánicos casi siempre necesitan muestras de la roca y por lo tanto resulta necesario la obtención de núcleos geológicos, ya que éstos serán utilizados para tomar muestras para la realización de ensayos especializados de laboratorio (figura 3.2). Existe una gran variedad de ensayos de laboratorio para medir diferentes propiedades mecánicas de la roca. Las propiedades mecánicas de interés se dividen en aquellas que miden resistencia, las que miden direcciones de esfuerzos o deformaciones y las que miden comportamiento esfuerzo-deformación (Vásquez y Sánchez, 1999).



Figura 3.2. Toma de núcleos de areniscas y lutitas (Tomado de Ramos, 2013).

Los métodos experimentales para determinar la resistencia y deformabilidad de las rocas son independientes del criterio de ruptura adoptado en cada caso; su finalidad es establecer las relaciones entre los esfuerzos y las deformaciones durante el proceso de carga y rotura, los esfuerzos a los que estuvo sometida la roca en el momento de la ruptura y sus parámetros resistentes. Estos métodos son los ensayos de laboratorio de compresión uniaxial y compresión triaxial (González de Vallejo, 2004).

3.1.1. Propiedades físicas y mecánicas de la roca

Las propiedades de las rocas son el resultado de su composición mineralógica, fábrica e historia geológica, deformacional y ambiental, incluyendo los procesos de alteración y meteorización. La gran variabilidad de estas propiedades se refleja en comportamientos mecánicos diferentes frente a las fuerzas que se aplican sobre las rocas, comportamientos que quedan definidos por la resistencia del material y por su modelo de deformación (González de Vallejo, 2004).

Los materiales geológicos están compuestos de partículas sólidas y poros llenos de fluidos que pueden desplazarse. Éste material rocoso se encuentra bajo la acción de un campo de fuerzas que es aplicado por unidad de área, lo cual se conoce como esfuerzo. Asimismo, debido a la acción ejercida por el campo de esfuerzos, la roca tiene un cambio relativo en sus dimensiones o volumen, conocido comúnmente como deformación.

Cuando un elemento de material geológico está sometido a un esfuerzo externo, el mismo se reparte en un esfuerzo intergranular y una presión de poros de manera que:

$$\sigma = \sigma' + \alpha P_p$$

Donde:

σ : esfuerzo total

σ' : esfuerzo efectivo, es el que controla el comportamiento mecánico de los materiales geológicos y es el que representa el esfuerzo soportado por los granos que conforman la roca.

P_p : presión de poros

α : constante conocida como coeficiente de Biot, que mide la cantidad de esfuerzo que toma el fluido, es decir, describe la eficacia de la presión del fluido en contrarrestar el esfuerzo total aplicado, éste varía entre 0 y 1.

Todos los efectos medibles de un cambio de esfuerzo (compresión, distorsión, resistencia) son debidos solamente a esfuerzos efectivos. En materiales muy porosos (arenas no consolidadas) el valor de α tiene un máximo igual a 1, lo que significa que toda la presión de poros está contribuyendo a soportar el esfuerzo total. En rocas de baja porosidad es posible que este número sea cercano a 0,8 (Vásquez y Sánchez, 1999).

Las propiedades físicas o propiedades índices de las rocas se determinan en laboratorio; las más importantes a nivel de influencia en el comportamiento mecánico son la porosidad, el peso específico, la permeabilidad, la alterabilidad, la resistencia y la velocidad de propagación de las ondas sónicas. Algunas de estas propiedades, además de servir para su clasificación, están directamente relacionadas con las características resistentes y deformacionales de las rocas (González de Vallejo, 2004).

3.1.2. Módulos Elásticos

Los módulos elásticos, en las rocas, son propiedades que pueden medirse mediante ensayos de laboratorio (compresión uniaxial o triaxial) o por propagación de ondas acústicas. El conjunto de módulos elásticos medidos por ensayos de laboratorio en núcleos geológicos se denominan módulos estáticos, porque las mediciones se realizan mediante la deformación gradual de las muestras de las rocas, siendo ésta es infinitesimal. Mientras que los obtenidos mediante propagación de ondas acústicas se denominan módulos dinámicos porque la deformación es casi instantánea. Los módulos elásticos se obtienen gracias a los esfuerzos que se ejercen sobre las moléculas de las rocas a través de las ondas acústicas, produciendo deformaciones de carácter elástico.

Entre los parámetros elásticos, se mencionan a continuación los más importantes:

- Coeficiente de Poisson (ν): es un parámetro elástico que proporciona información acerca de la relación existente entre la deformación longitudinal y la deformación transversal, bajo la acción de un esfuerzo uniaxial aplicado a la muestra (figura 3.3). El nombre de dicho coeficiente se le dio en honor al físico francés Simeon Poisson.

$$\nu = - \frac{\epsilon_{\text{transversal}}}{\epsilon_{\text{axial}}}$$

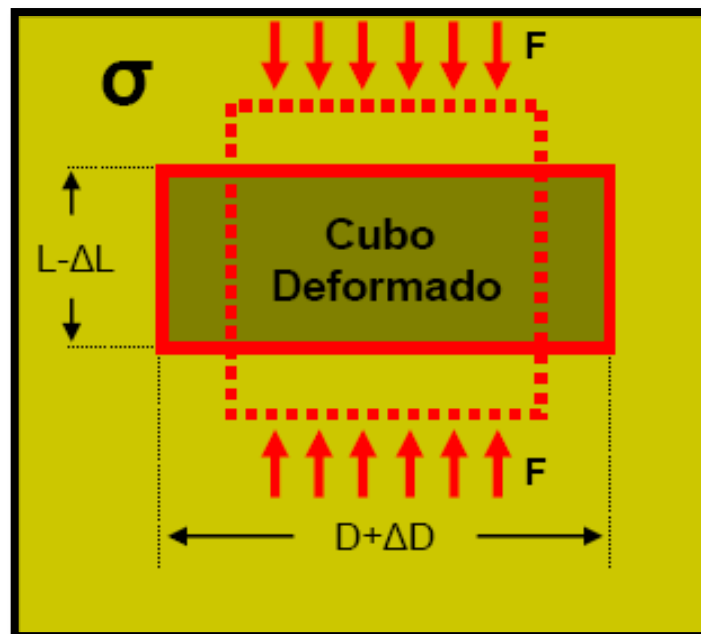


Figura 3.3. Deformación longitudinal y deformación transversal (Tomado de Pineda, 2011).

- Módulo de Young o de elasticidad (E): es un parámetro que permite obtener la relación existente entre un esfuerzo axial que es aplicado y la deformación longitudinal de la muestra ante la acción de éste, es decir, permite definir la relación lineal elástica entre el esfuerzo aplicado y la deformación producida en una misma dirección (figura 3.4). Este comportamiento fue observado y estudiado por el científico inglés Thomas Young.

$$E = \frac{\sigma}{\epsilon_{\text{axial}}} \quad \left[\frac{\text{kg}}{\text{s}^2 \times \text{m}} = \text{Pa} \right]$$

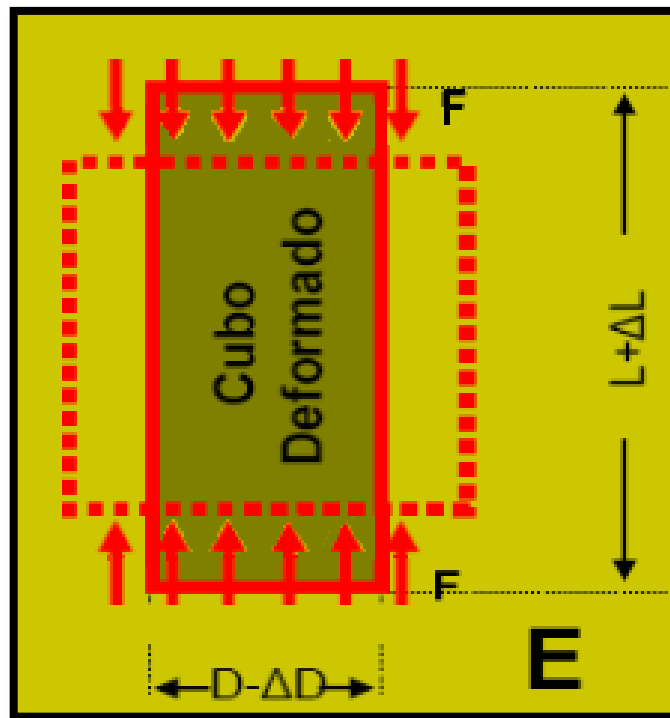


Figura 3.4. Deformación longitudinal de acuerdo al esfuerzo axial aplicado (Tomado de Pineda, 2011).

- Resistencia a la compresión simple o resistencia uniaxial (UCS, por sus siglas en inglés): es el máximo esfuerzo que soporta la roca sometida a compresión uniaxial, determinada sobre una muestra cilíndrica sin confinar en el laboratorio, y viene dado por:

$$UCS = \frac{F_{\text{compresiva}}}{A} \quad \left[\frac{\text{kg}}{\text{s}^2 \times \text{m}} = \text{Pa} \right]$$

- Cohesión (C): es la fuerza de unión entre las partículas minerales que forman la roca. Este se determina a partir del ensayo de compresión triaxial, pues el valor corresponde a la intersección de la envolvente de falla o línea de resistencia (determinado a partir de los círculos de Mohr) y el eje de ordenadas, correspondiente al valor del esfuerzo tangencial (τ). Su unidad es fuerza por unidad de superficie, generalmente expresado en Pascal (Pa).
- Ángulo de fricción (ϕ): es el ángulo de rozamiento entre dos planos de la misma roca, para la mayoría de las rocas este ángulo varía entre 25°

y 45°. Este se determina a partir del ensayo de compresión triaxial, correspondiendo su valor a la pendiente de la recta de la envolvente de falla o línea de resistencia.

A continuación se muestra en la tabla 3.1, los principales parámetros mecánicos y los ensayos mediante los cuales se puede obtener los valores de los mismos.

Tabla 3.1. Propiedades mecánicas y métodos de determinación de cada una.

Propiedades	Métodos de determinación
Resistencia a la compresión simple (UCS)	Ensayo de compresión uniaxial. Ensayo de carga puntual. Martillo Schmidt.
Resistencia a la tracción	Ensayo de tracción directa e indirecta.
Velocidad de ondas sísmicas (V_p , V_s)	Medida de velocidad de ondas elásticas en laboratorio.
Resistencia (parámetros C y ϕ)	Ensayo de compresión triaxial.
Deformabilidad (módulos de deformación elástica estáticos o dinámicos: E y ν)	Ensayo de compresión triaxial. Ensayo de velocidad sísmica.

3.1.3. Ensayos de Laboratorio

3.1.3.1. Ensayo Uniaxial o de Compresión Simple

Este tipo de ensayo permite determinar en laboratorio el valor de la resistencia uniaxial no confinada de la roca o resistencia a compresión simple (UCS) y sus constantes elásticas. Es un ensayo para la clasificación de la roca por su resistencia y para la determinación de su deformabilidad. La relación de los esfuerzos aplicados en el ensayo es: $\sigma_1 \neq 0$; $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$. El ensayo se realiza sobre un cilindro de roca, al que se aplica gradualmente fuerza axial hasta que se produce la rotura, durante el ensayo se van registrando las curvas esfuerzo-deformación axial (σ - ϵ_{axial}) (figura 3.5), igualmente pueden medirse

las deformaciones radiales o transversales, obteniéndose la curva esfuerzo-deformación radial o transversal (σ - ϵ_{radial}).

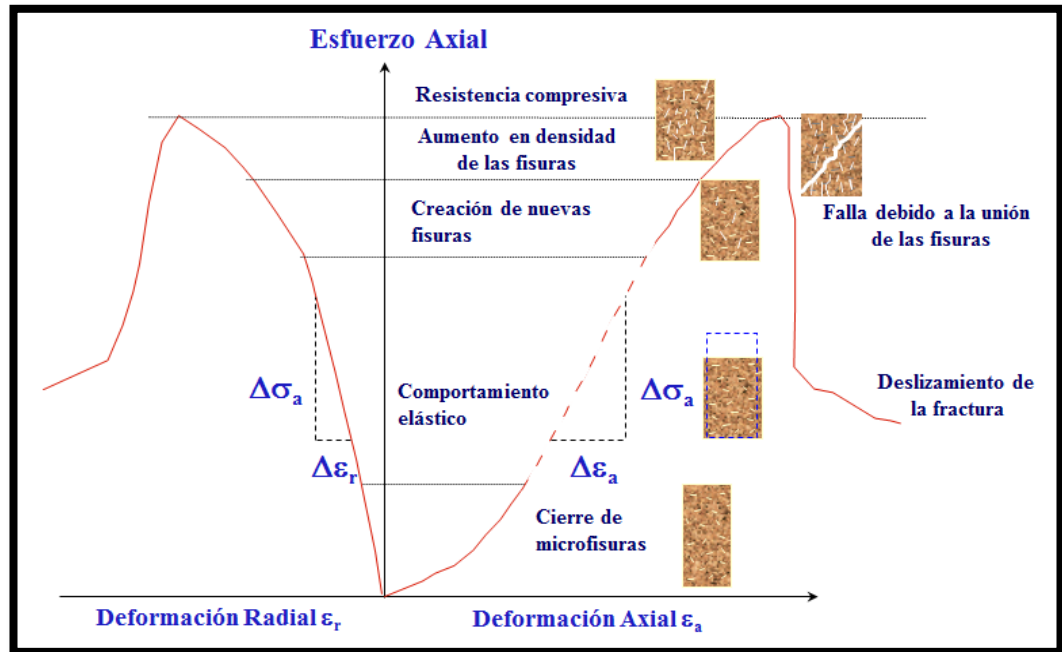


Figura 3.5. Curva de deformación axial vs. esfuerzo axial y deformación radial vs. esfuerzo axial (Tomado de Ramos, 2013).

La resistencia a la compresión simple disminuye al aumentar el volumen del núcleo. El efecto de concavidad que suele aparecer al inicio de la rama elástica de la curva esfuerzo- deformación, puede ser considerablemente reducido si se consigue el paralelismo de las bases del cilindro.

A partir de un determinado nivel de deformaciones, la roca no puede mantener el comportamiento elástico, llegándose a un punto en el que comienzan a producirse deformaciones dúctiles o plásticas, donde se abandona la relación lineal entre el esfuerzo y la deformación.

El comportamiento mecánico de los materiales rocosos depende principalmente de su resistencia y de las fuerzas aplicadas, que dan lugar a un determinado estado de esfuerzos.

Las rocas, a diferencia de los suelos, presentan un comportamiento mecánico no lineal (Criterio Hoek y Brown), por lo que los criterios de rotura lineales (Criterio de Mohr-Coulomb), a pesar de la ventaja de su simplicidad, no son

muy adecuados en cuanto que pueden proporcionar datos erróneos a la hora de evaluar el estado de deformaciones de la roca, sobre todo para estados tensionales bajos. Se ha comprobado experimentalmente que la resistencia del medio rocoso crece menos con el aumento de la presión normal de confinamiento que la obtenida al aplicar una ley lineal (González de Vallejo, 2004).

En general, los ensayos de laboratorio sobre rocas frágiles proporcionan valores de resistencia superiores a los reales.

3.1.3.2. Ensayo Triaxial

Este ensayo representa las condiciones de las rocas *in situ* sometidas a esfuerzos confinantes, mediante la aplicación hidráulica uniforme alrededor de la muestra. Este tipo de ensayo permite determinar la envolvente de falla o línea de resistencia del material rocoso ensayado, a partir de la cual se obtienen los valores de sus parámetros resistentes: Cohesión (C) y ángulo de fricción (ϕ). La relación entre los esfuerzos aplicados a la muestra es: $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 \neq 0$.

El ensayo se realiza sobre núcleos que se introducen en cilindros de acero, en cuyo interior se aplica la presión hidráulica sobre las paredes de la muestra. Ésta se rodea de una membrana impermeable flexible para aislarla del líquido a presión. Además, se colocan piedras porosas en la base y en la parte superior de la muestra.

En el ensayo triaxial se pueden controlar las tensiones principales intersticiales y las tensiones efectivas:

$$\begin{aligned}\sigma_1 &= \sigma_c + \Delta\sigma; & \sigma'_1 &= \sigma_1 + P_p \\ \sigma_2 &= \sigma_3 = \sigma_c; & \sigma'_2 &= \sigma'_3 = \sigma_c - P_p\end{aligned}$$

Al inicio del ensayo se aplican simultáneamente la carga axial y la presión confinante, de tal forma que sean aproximadamente igual a los rangos de ambos esfuerzos. Una vez alcanzado el nivel de presión confinante deseado, se aplica carga axial hasta conseguir la rotura de la muestra. La presión confinante debe mantenerse constante a lo largo de todo el ensayo.

La presión confinante controla los resultados que se obtienen del ensayo triaxial, su incremento da a lugar a:

- Aumento de la resistencia pico (aunque generalmente no es un incremento lineal).
- Transición de comportamiento frágil a dúctil en la muestra y en los mecanismos de deformación.
- La región correspondiente al pico de la curva se alarga y suaviza.
- La región de la curva post-pico, hasta alcanzar la resistencia residual, se reduce y llega a desaparecer para altas presiones confinantes.

La presión de poro en caso de rocas permeables, contrarresta la influencia de la presión confinante, de tal forma que la respuesta mecánica de la roca viene controlada por la presión efectiva.

Este tipo de ensayo puede realizarse mediante dos metodologías, con o sin drenaje (figura 3.6), permitiendo así que se esté en presencia de la presión de poros o no. Esto puede ser controlado mediante una válvula que permite que la presión de poro aumente, disminuya o se mantenga constante.

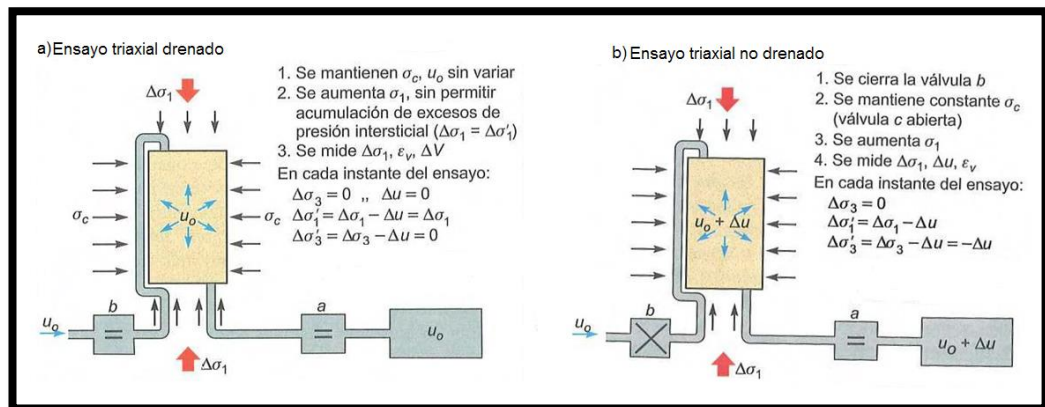


Figura 3.6. Ensayo triaxial drenado y no drenado (Modificado de González de Vallejo, 2004).

Además de los ensayos de laboratorio, existen varios tipos de trabajos de campo necesarios para un análisis geomecánico completo. El uso de herramientas petrofísicas acústicas que midan la velocidad de ondas P y S resulta fundamental, ya que se pueden determinar las propiedades dinámicas

de la formación a través de ecuaciones y relaciones empíricas. Estas propiedades dinámicas pueden ser comparadas con las propiedades estáticas de laboratorio para elaborar correlaciones predictivas.

3.1.4. Modelos Geomecánicos 1D

De acuerdo a Ibarra *et al.* (2011) los modelos geomecánicos son una representación numérica de los estados de esfuerzos y las propiedades mecánicas de la roca para una sección estratigráfica específica. En él se captura toda la información relevante de perforación o terminación, registros, geología, mecánica estratigráfica, petrofísica, etc. Asimismo, estos modelos describen las propiedades mecánicas de la roca así como los esfuerzos *in situ* en el subsuelo, debido a que las propiedades mecánicas como la resistencia y los esfuerzos *in situ* son componentes claves que impactan los diseños de pozos. La mayoría de los modelos geomecánicos son representados en una dimensión (1D), basados únicamente en datos de pozo, datos de perforación y datos de laboratorio obtenidos mediante mediciones en núcleos. La finalidad de los modelos 1D es mostrar la variación vertical de las propiedades mecánicas de la roca (figura 3.7), a medida que se profundiza, calculados a partir de registros de pozos (sónico, rayos gamma, densidad, entre otros).

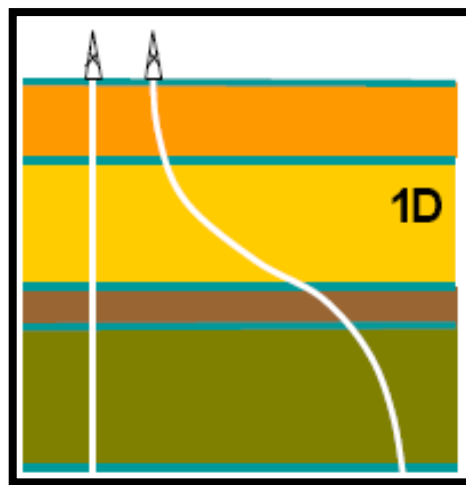


Figura 3.7. Modelos 1D de propiedades mecánicas, relacionado a la profundidad vertical (Tomado de Ramos, 2013).

La realización de un modelo geomecánico a través de las distintas etapas de un pozo (exploración, avanzada, desarrollo, maduración y abandono) permite que se disminuyan los tiempos no productivos, debido a que las aplicaciones de la geomecánica engloban problemas como: puntos de revestimiento (*casing*), problemas de sobrepresión, inestabilidad del hoyo o tubería atascada, pérdida de circulación, estimulación, estabilidad de fallas, yacimientos fracturados, integridad de completación, entre otros.

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

Históricamente, los datos sísmicos de reflexión eran vistos como herramientas para identificar anomalías estructurales. Con el desarrollo de las técnicas *bright-spot* y la inversión post-apilamiento, en la década de los setenta, se comenzaron a utilizar cada vez más los datos sísmicos para identificar anomalías estratigráficas. La limitación propia de estas técnicas solía producir una identificación incorrecta de las anomalías por la presencia de fluidos. La identificación de variaciones de amplitud con el *offset* (AVO, por sus siglas en inglés), desarrolladas en la década de los años ochenta, permitieron al intérprete realizar una mejor identificación de dichas anomalías de fluidos. En los últimos años se han observado rápidos avances en las área de inversión y en técnicas AVO, incluyendo la combinación de las mismas en métodos tales como la impedancia elástica y λ - μ - ρ ($\lambda\mu\rho$), junto a la creación del método de inversión simultánea pre-apilamiento (Russel, 2005).

El análisis de amplitud en función de la distancia fuente-receptor consiste en el estudio de las variaciones de las amplitudes sísmicas de acuerdo a la distancia *offset* (figura 3.8). Este análisis debe ser realizado en las secciones sísmicas pre-apiladas, debido a que la anomalía de amplitud no podrá ser detectada en secciones apiladas por punto común en profundidad (CDP, por sus siglas en inglés). La variación de la amplitud de las reflexiones sísmicas con la distancia entre la fuente y los receptores, que comúnmente depende de

cambios de velocidad, densidad y módulo de Poisson, puede ser un indicador de la presencia de hidrocarburos, ya que éstos originan un decrecimiento del módulo de Poisson y un incremento de las amplitudes con la distancia fuente-receptor (Pineda, 2011).

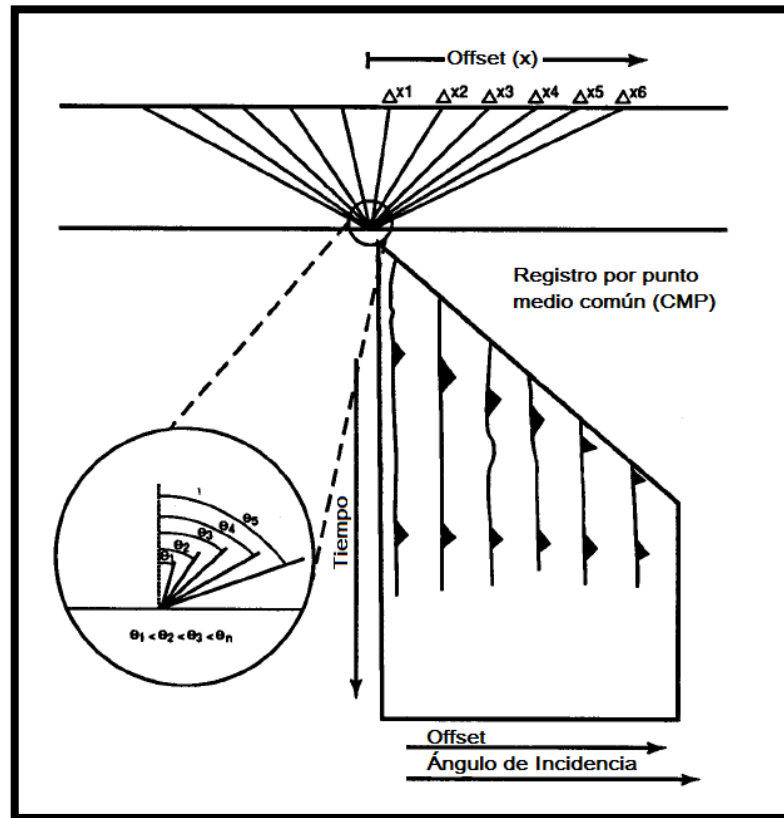


Figura 3.8. Ángulos y registro generados en un punto medio común (CMP) (Modificado de Skopec y Ross, 1994).

La interpretación AVO utilizando secciones sin migrar es comúnmente obstaculizada por los efectos de los CDP, la pérdida de energía por divergencia esférica, la dirección del arreglo fuente-receptor, entre otros. Debería ser posible corregir algunos de los problemas mencionados anteriormente mediante el análisis de los *gathers* de puntos común de reflexión (CRP, por sus siglas en inglés) luego de la migración pre-apilamiento, asumiendo que ésta fue hecha utilizando un método que permite conservar las amplitudes relativas. La migración con las amplitudes relativas, en consecuencia es un método que permite eliminar distorsiones de

amplitud y fase para producir coeficientes de reflexión dependientes del ángulo más certeros, asumiendo un modelo de la tierra sin pérdidas de energía, isotrópico y elástico.

Ostrander (1984) demostró que el coeficiente de reflexión en una arena gasífera varía de una manera anómala con el incremento de la distancia fuente-receptor y muestra cómo utilizar ese comportamiento como un indicador directo de hidrocarburos. Ostrander (1984) adicionalmente propuso el uso de las amplitudes sísmicas pre-apilamiento para extraer información acerca de la litología y el contenido de fluidos. Desde entonces, el análisis AVO ha sido utilizado obteniéndose distintos niveles de efectividad. Los nuevos desarrollos en la adquisición y el procesamiento de datos sísmicos en los últimos años ayudarán a un desarrollo más prometedor de este método.

Los métodos más simple de AVO son los "Métodos de reconocimiento (*Reconnaissance Methods*)" desarrollados por Hampson y Russel en 1990. Estos métodos son simples e incluyen métodos como el apilado parcial y gradiente-intercepto. Shuey (1985) desarrollo un método de gradiente-intercepto que permite medir reflectividad asumiendo una distancia *offset* igual a cero y cambios en el coeficiente de Poisson. Este método, a pesar de ser muy útil, requiere de un valor constante de la relación V_P/V_S y esto puede ser inválido si es utilizado un modelo inicial pobre.

La principal utilidad del estudio AVO es la discriminación de fluidos, debido a que la velocidad de onda P, onda S y la densidad pueden ser utilizados para describir la matriz de una roca y el contenido de fluidos en ésta. Existen relaciones entre las reflexiones sísmicas y los fluidos, de cualquier naturaleza que pudieran ocupar el espacio poroso de las rocas, cuando esta relación es conocida se pueden establecer criterios de predicción que permitan inferir la extensión areal de las rocas con fluidos o contactos entre éstos (figura 3.9) (Pineda, 2011).

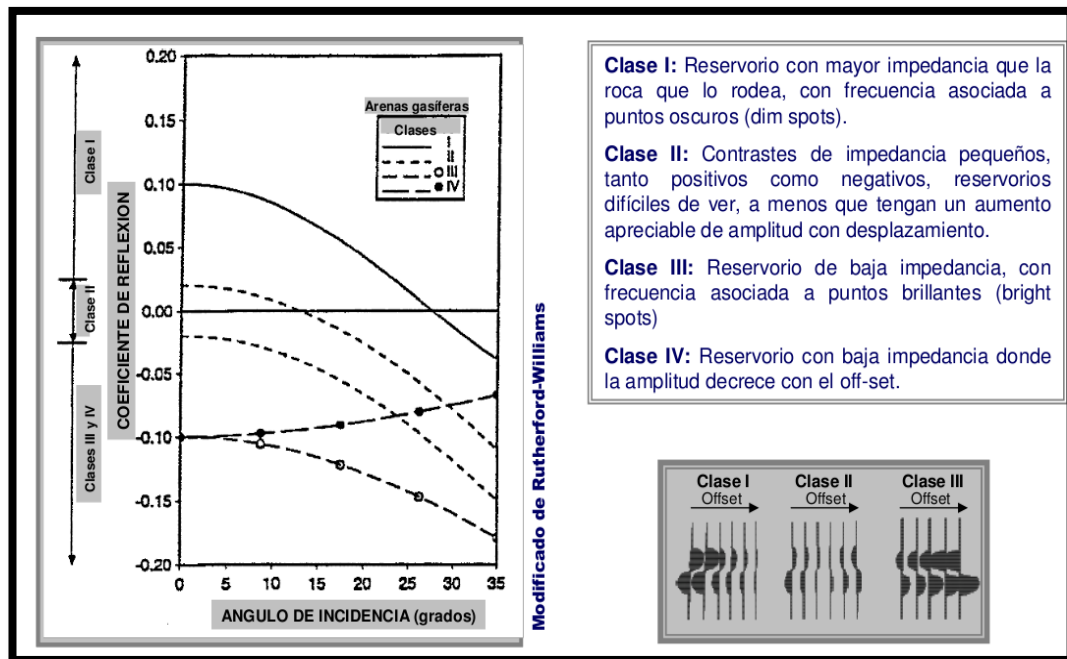


Figura 3.9. Clases de respuestas de impedancia acústica (Extraído de Pineda, 2011).

Es necesario comprender primeramente la dependencia del comportamiento de las ondas sísmicas con respecto a la distancia fuente-receptor, por lo cual es importante que se estudie el fenómeno de partición de energía de las ondas sísmicas en las interfaces.

En el momento en el cual una onda sísmica incide sobre una determinada interfase, la cual sugiere un cambio importante en las propiedades físicas del medio por el cual ésta se propaga, la misma se refleja y se refracta y puede hacerlo como onda P u onda S. De esta manera, una onda P incidente puede generar cuatro modos de propagación, P-P y P-S reflejadas y P-P y P-S transmitidas, como se muestra en la figura 3.10.

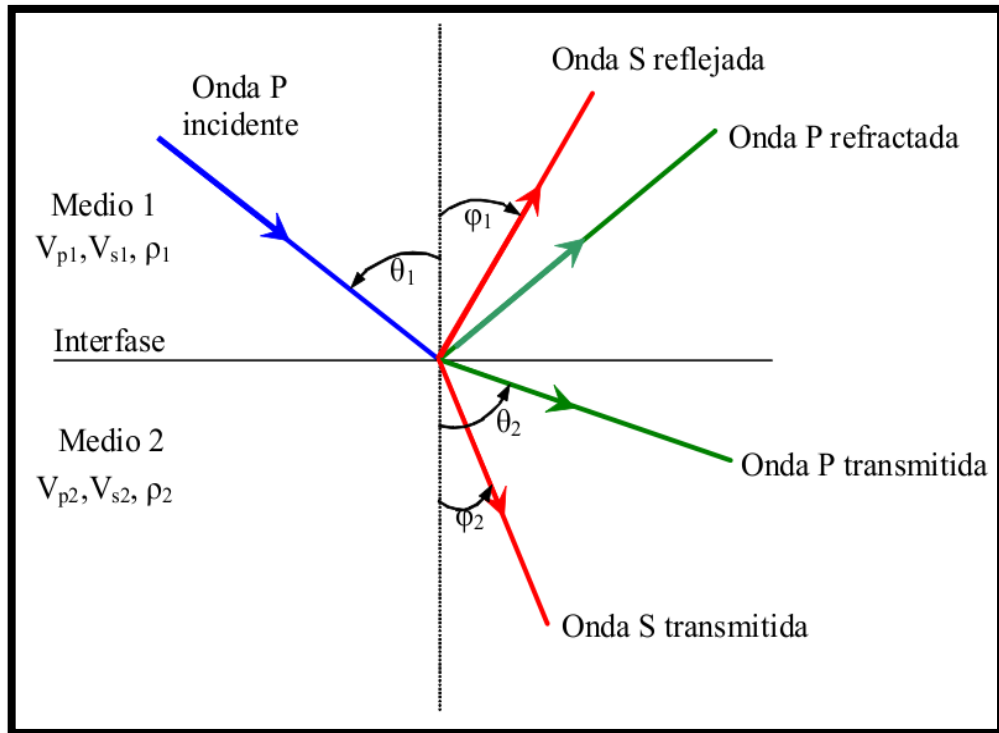


Figura 3.10. Modos de conversión de ondas.

Donde:

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

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

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

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

ρ_1 : Densidad del medio 1

θ_1 : Ángulo de onda P incidente

θ_2 : Ángulo de onda P transmitida

ϕ_1 : Ángulo de onda S reflejada

ϕ_2 : Ángulo de onda S transmitida

ρ_2 : Densidad del medio 2

Los ángulos de incidencia, reflexión y transmisión se relacionan por medio de la Ley de Snell.

$$p = \frac{\sin(\theta_1)}{V_{p1}} = \frac{\sin(\theta_2)}{V_{p2}} = \frac{\sin(\phi_1)}{V_{p1}}$$

3.2.1. Coeficientes de Reflexión y Transmisión

Los coeficientes de reflexión y de transmisión para cualquier ángulo de incidencia están completamente determinados por la densidad y las

velocidades de onda P y S. Estos parámetros a su vez dependen de las propiedades físicas del medio como litología, porosidad, y contenido del fluido de poros. Es así como las ecuaciones que representan a dichos coeficientes vienen expresadas en términos de impedancia acústica, la cual es igual al producto de la velocidad (de onda P o S) por la densidad del medio, variando según el modo de conversión de la onda.

El coeficiente de reflexión de una onda P como una función del ángulo de incidencia ($R_{PP}(\theta_1)$) es definido como la relación entre la amplitud de la onda P reflejada y la onda P incidente. Similarmente, el coeficiente de transmisión de la onda P ($T_{PP}(\theta_2)$) es la relación entre la amplitud de la onda P transmitida y la onda P incidente. Por otra parte, el coeficiente de reflexión de la onda S ($R_{PS}(\varphi_1)$) es la relación entre las amplitudes de la onda S reflejada y la onda P incidente, y el coeficiente de transmisión de la onda S ($T_{PS}(\varphi_2)$) es la relación entre las amplitudes de la onda S transmitida y la onda P incidente.

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

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

Donde:

I_{P1} : Impedancia de la onda P en el medio 1 I_{PA} : Impedancia promedio a través de la interfase

I_{P2} : Impedancia de la onda P en el medio 2 ΔI_P : Diferencia entre la impedancia del medio 2 y medio 1

La aproximación del logaritmo sólo es válida para coeficientes de reflexión menores que $\pm 0,5$.

3.2.2. Ecuaciones de Zoeppritz

Las ecuaciones de Zoeppritz (1919) describen a los coeficientes de reflexión y de transmisión para las ondas planas en función de los parámetros elásticos y el ángulo de incidencia de la onda. A partir de estas ecuaciones se derivan

las expresiones que determinan las variaciones de amplitud en función de la distancia entre la fuente y el receptor, las cuales son dependientes de la velocidad de onda P, de la relación de Poisson y de la densidad.

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

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

Obteniéndose así, las ecuaciones descritas de forma matricial de la siguiente manera:

$$\begin{bmatrix} \sin(\theta_1) & \cos(\varphi_1) & -\sin(\theta_2) & \cos(\varphi_2) \\ -\cos(\theta_1) & \sin(\varphi_1) & \cos(\theta_2) & -\sin(\varphi_2) \\ \sin(2\theta_1) & \frac{V_{p1}}{V_{p1}} \cos(2\varphi_1) & \frac{\rho_2 V_{s2}^2 V_{p1}}{\rho_1 V_{s1}^2 V_{p2}} \sin(2\theta_2) & -\frac{\rho_2 V_{s2}^2 V_{p1}}{\rho_1 V_{s1}^2} \cos(2\varphi_2) \\ \cos(2\theta_1) & -\frac{V_{s1}}{V_{p1}} \sin(2\varphi_1) & -\frac{\rho_2 V_{p2}}{\rho_1 V_{p1}} \cos(2\theta_2) & -\frac{\rho_2 V_{s2}}{\rho_1 V_{p1}} \sin(2\varphi_2) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{PP} \\ T_{PP} \\ R_{PS} \\ T_{PS} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin(\theta_1) \\ -\cos(\theta_1) \\ \sin(2\theta_1) \\ -\cos(2\varphi_1) \end{bmatrix}$$

Donde:

V_{p1} : Velocidad de onda P en el medio 1	θ_1 : Ángulo de onda P incidente
V_{p2} : Velocidad de onda P en el medio 2	θ_2 : Ángulo de onda P transmitida
V_{s1} : Velocidad de onda S en el medio 1	φ_1 : Ángulo de onda S reflejada
V_{s2} : Velocidad de onda S en el medio 2	φ_2 : Ángulo de onda S transmitida
ρ_1 : Densidad del medio 1	ρ_2 : Densidad del medio 2
A: Coeficiente de reflexión de la onda P	B: Coeficiente de reflexión de la onda Sv
C: Coeficiente de transmisión de la onda P	D: Coeficiente de transmisión de la onda Sv

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

3.2.3. Aproximaciones a las ecuaciones de Zoeppritz

Una de las primeras aproximaciones realizadas de la ecuación de Zoeppritz fue hecha por Bortfeld en 1961 enfocando su trabajo en propiedades de la roca como la rigidez y el fluido. Esta fórmula fue rápidamente redefinida por Richard y Frasier (1976), y por Aki y Richards (1979) quienes centran su trabajo en las propiedades físicas de las rocas. Shuey en 1985 realiza una aproximación de la ecuación de Zoeppritz, basándose en la dependencia existente de estas ecuaciones con el ángulo de incidencia. Estas aproximaciones son comúnmente utilizadas debido a su reducida expresión de tres términos.

Bortfeld



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

Aki y Richards

Propiedades de las rocas

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

Shuey

Dependencia del ángulo



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

La aproximación de Shuey para el caso de una onda incidente P convertida en una onda reflejada P, permite estimar buenos resultados dentro de un cierto rango de ángulo de incidencia, el cual generalmente varía entre 0 y 30 grados. Debido a la practicidad de la aproximación de Shuey en relación a las ecuaciones de Zoeppritz, y a la dependencia directa de estas ecuaciones con el ángulo de incidencia, se hace conveniente el uso de la ecuación de Shuey durante el estudio de amplitudes en función de la distancia fuente-receptor. En el caso de estudiar ángulos de incidencia mayores a 30° o requerir más precisión en los coeficientes de reflexión, es común utilizar la aproximación de Aki y Richards, por lo cual es la utilizada en la mayoría de los algoritmos de inversión pre-apilamiento existentes.

3.3. INVERSIÓN SÍSMICA

La inversión es un procedimiento matemático mediante el cual se estima la serie de reflectividad (exactamente, las impedancias que originaron a ésta) a partir de la traza sísmica, ésta resulta de la convolución de la serie de reflectividad y una ondícula conocida. El procedimiento de inversión se inicia con el uso de algunos parámetros medidos, luego se aplica una operación que permite “retroceder” a través del fenómeno físico y finalmente inferir los valores reales de los parámetros del modelo (figura 3.11) (Bosch, 2006). Si la inversión se realizó correctamente, el modelo estimado del subsuelo se asemeja a su contraparte real y será posible inferir cuál es la distribución de las propiedades elásticas del subsuelo (impedancias y densidades). La inversión sísmica puede ser con datos sísmicos pre o post-apilamiento y los métodos de ésta pueden ser: determinísticos o probabilísticos.

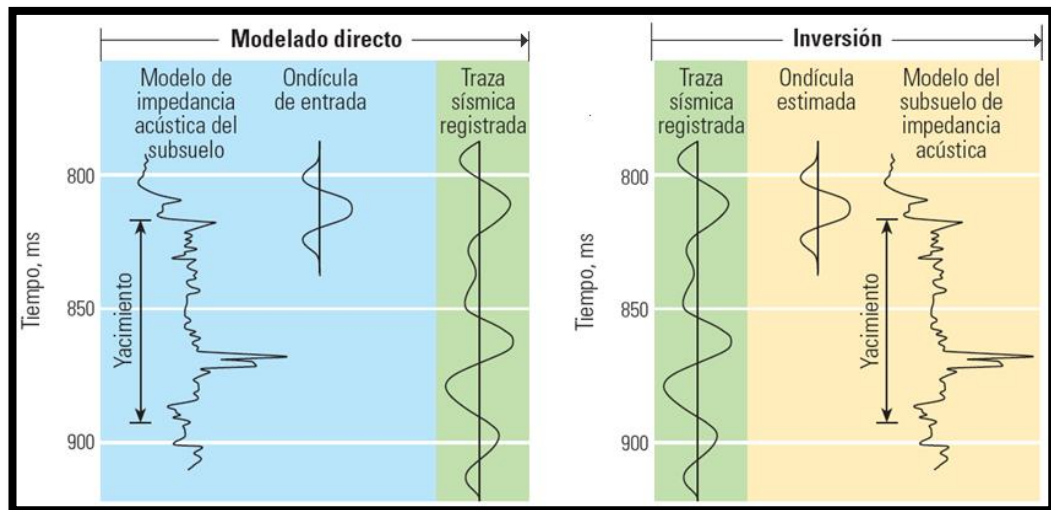


Figura 3.11. Diagrama de modelado directo e inversión sísmica (Tomado de Barclay *et al.* 2008).

Desde el punto de vista operativo, en la inversión sísmica basada en modelos, se compara la traza real grabada en la adquisición sísmica con la traza sintética calculada a partir de la convolución de un modelo de reflectividad inicial, generado comúnmente con datos de registros de pozos y la ondícula extraída de la misma sísmica. Las diferencias entre las dos trazas se utilizan para modificar el modelo de reflectividad, de modo que en la iteración siguiente la traza sintética se asemeje más a la traza real (Barclay *et al.*, 2008). La inversión sísmica permite aumentar el espectro de frecuencia de los datos sísmicos originales, debido a que adiciona las bajas frecuencias que no son reveladas por la sísmica convencional y elimina el efecto de ondícula. Adicionalmente, la relación señal-ruido es mejorada, ya que el ruido sísmico que no representa eventos coherentes es parcialmente atenuado.

Para dar inicio al procedimiento de inversión sísmica es necesario que se tenga un modelo *a priori*, con el cual se inicia a partir de un modelo de capas con las profundidades, espesores, densidades y velocidades, estimadas o calculadas, de las formaciones a partir de los registros de pozos. El modelo más simple, que involucra solamente las velocidades de las ondas compresionales (V_p), ondas de cizalla (V_s) y densidad (ρ), puede ser utilizado

para obtener por inversión la impedancia acústica de ondas P (I_p) y de ondas S (I_s).

Este modelo inicial se combina con un pulso sísmico para crear una traza sísmica modelada, que se denomina traza sintética. El proceso de inversión toma una traza sísmica real, remueve el pulso sísmico, y crea un modelo del subsuelo para esa localización.

Finalmente, para llegar al modelo de mejor ajuste, debe efectuarse durante las rutinas de inversión iteraciones entre el modelo inicial y el producto, procurando minimizar la diferencia entre la traza sintética y los datos.

3.3.1. Tipos de Inversión Sísmica

En principio puede decirse que la inversión sísmica puede subdividirse de acuerdo al método utilizado para realizar dicho procedimiento. Por lo que puede subdividirse en tres ramas principales:

- **Inversión Acústica**

La inversión de datos sísmicos a impedancias acústicas es una técnica geofísica que surgió como problema teórico-experimental a comienzos de la década del 80. En 25 años de desarrollo, esta tecnología se posicionó como una herramienta innovadora y poderosa en la caracterización de yacimientos. Su gran auge se debió, principalmente, a la capacidad y versatilidad excepcional de los algoritmos matemáticos, el valor agregado que aportó en el entendimiento de los yacimientos y la facilidad y precisión en su interpretación (Figueroa, 2010).

La impedancia acústica es una propiedad intrínseca de las rocas y se define como el producto entre la densidad del subsuelo y la velocidad de onda compresional cuando se propagan a través de ellas. Cada roca, de acuerdo a su composición mineralógica y contenido de fluidos, posee una impedancia acústica más o menos distintiva. Ahora bien, la diferencia de las impedancias acústicas de las rocas en el subsuelo establece un contraste entre ellas que, al introducir una señal acústica (ondícula) en el subsuelo, por medio de la

activación de una fuente de energía sónica, estos contrastes de impedancia producen reflexiones, que son la representación de las interfases entre los distintos materiales geológicos. Se puede decir que las impedancias acústicas de las rocas se encuentran “enmascaradas” dentro de la información sísmica y que, mediante el proceso de inversión de los datos sísmicos de reflexión, se recuperan las impedancias acústicas individuales de las capas rocosas, a través de la extracción de la componente sísmica u ondícula lo cual permite caracterizar al yacimiento que se está estudiando con mayor precisión. Algunas de las ventajas de la inversión acústica que menciona Gebus (2010) son:

- Se reduce los efectos producidos por la ondícula.
 - Existe la posibilidad de realzar algunas frecuencias dentro del ancho de banda de la sísmica.
 - Variaciones de área en la impedancia acústica pueden revelar cambios en la litología y porosidad, permitiendo la predicción de propiedades del yacimiento como la porosidad, espesor de arena entre otros.
 - Atenúa el ruido aleatorio.
- Inversión Elástica

Este procedimiento se hizo popular durante la década de los 90, puesto que era común que las compañías de servicios entregaran trazas de apilados parciales de acuerdo a la distancia fuente-receptor (ceranos, medios o lejanos), con la finalidad de mejorar la relación señal-ruido de las secciones apiladas.

El procedimiento de inversión elástica se basa en el concepto de impedancia elástica (*EI*, por sus siglas en inglés) introducido por Connolly en 1998. Éste propuso la *EI* como una analogía ángulo-dependiente de la impedancia acústica tradicional, basado en la ecuación de Aki-Richards (1980), donde los coeficientes de reflexión primaria de ondas compresionales ($R_{PP}^i(\theta)$) cumplen con la relación:

$$R_{PP}^i(\theta) = \frac{EI_{(i+1)} - EI_{(i)}}{EI_{(i+1)} + EI_{(i)}}$$

Este es el primer método que combina los elementos de la teoría AVO con la inversión (Goffey, 2008). Este procedimiento tiene como resultados los valores de impedancia elástica (EI) para cada capa i , dependientes tanto del ángulo de incidencia (θ) como de las velocidades P (V_P), S (V_S) y densidad (ρ), descrito en la siguiente relación:

$$E_{(i)} = V_{P(i)}^{1+\sin^2(\theta)} V_{S(i)}^{-8\kappa\sin^2(\theta)} \rho_{(i)}^{1-4\kappa\sin^2(\theta)}$$

Donde,

$$\kappa = \frac{\left[\left(\frac{V_{S(i)}}{V_{P(i)}} \right)^2 + \left(\frac{V_{S(i+1)}}{V_{P(i+1)}} \right)^2 \right]}{2}$$

La limitación de esta técnica es que no se toma en cuenta la relación entre V_P y V_S , lo que resulta en razones V_P/V_S carentes de sentido, entre otras inconsistencias.

- Inversión Simultánea

El objetivo de los procesos de inversión simultánea es intentar estimaciones confiables de impedancia de onda P, de onda S y densidad, con el fin de predecir presencia de fluidos y litologías. Tonellot *et al.* (1999) con la finalidad de proveer una guía y un enfoque cuantitativo del procesamiento integrado AVO, propone un método en el cual se toma en cuenta información *a priori* en la inversión de los datos sísmicos pre-apilados. El enfoque es basado en un formalismo en el cual la información *a priori* es incorporada en un modelo inicial de parámetros elásticos (densidad, impedancia P y S) y un modelo exponencial para el operador de covarianza. Este método de

inversión estratigráfica pre-apilamiento es especialmente para mejorarla estimación de impedancia S a partir de datos ruidosos PP, debido a que la estimación de este parámetro a partir de estudio AVO es muy limitada y dependiente del ruido y de los rangos de distancia fuente-receptor. Para que el modelo sea más robusto es necesario que se tengan datos de registros de pozos e información de geológica. Utilizando esta información *a priori* el proceso de inversión ahora consiste en computar los parámetros referentes al medio con toda la información conocida. Tarantola (1987) asume que las funciones de densidad de probabilidad, describiendo los errores de los datos y el modelo de incertidumbre de parámetros, son gaussianas.

El método de inversión estratigráfica pre-apilamiento adopta un modelo de cálculo Bayesiano para estimar las impedancias elásticas a partir de datos sísmicos, este procedimiento fue desarrollado exhaustivamente por Tarantola (1987). En el modelo se asume que el ruido sísmico es descrito como una distribución gaussiana, con una esperanza matemática igual a cero y un operador de covarianza del modelo (C_d) y si las incertidumbres en el modelo son descritas por una función Gaussiana con esperanza matemática cero y un operador de covarianza C_m , entonces el modelo de probabilidad máximo minimiza la suma de dos funciones objetivos:

$$J = J_s + J_g$$

Donde J_s y J_g son las respectivas funciones objetivo (sísmica y geológica), donde J_s mide el error cuadrático medio entre el modelo predicho y los datos pre-apilados, definido por Tonellot *et al.* (2001) como:

$$J_s(m) = \sum_{\theta} \|R_{\theta}(m) * W_{\theta} - d_{\theta}^{obs}\|_{C_d^{-1}}^2$$

Donde $R_\theta(m)$ es el coeficiente de Knott-Zoeppritz (1919) correspondiente al modelo actual m y al ángulo θ , W_θ es la ondícula y d_θ^{obs} es la traza sísmica observada a un ángulo θ .

Se asume que el ruido sísmico es inconsistente (ruido aleatorio) entre una traza y otra, la covarianza de los datos C_d es diagonal, con una varianza sísmica σ_s^2 en función del promedio del nivel de ruido de los datos sísmicos.

J_g mide el error entre el modelo a priori (m^{pr}) y los parámetros predichos del modelo:

$$J_g = \iint (m - m^{pr})(x) (C_m^{-1})(x, x') (m - m^{pr})(x') dx dx'$$

Donde $m(x) = (m_1(x); m_2(x); m_3(x))$ que representa el vector de los parámetros del modelo y (x, x') es el núcleo (*kernel*) del inverso del operador de covarianza.

J_s mide el error cuadrático medio entre el modelo predicho y los datos reales apilados de acuerdo al ángulo de incidencia,

La información *a priori* concerniente al kernel C_m es incorporada mediante la adición de parámetros definidos por el usuario, tales como: $\sigma_i(x)$ en $m_i(x) - m_i^{pr}(x)$, un coeficiente de correlación $\rho_{ij}(x)$ entre $m_i(x) - m_i^{pr}(x)$ y $m_j - m_j^{pr}(x)$ y una correlación de longitud λ . Finalmente, se asume que la covarianza es exponencial a lo largo de las líneas de correlación y diagonal en la dirección ortogonal. Entonces el sistema de coordenadas en el cual s es la longitud a lo largo de la correlación lineal y τ es la longitud en la dirección ortogonal, el núcleo del operador de covarianza es:

$$C_m(s, \tau; s', \tau') = \sigma(s, \tau; s', \tau') e^{-\frac{|s-s'|}{\lambda}} \delta(\tau - \tau')$$

Donde

$$\sigma(s, \tau; s', \tau') = P(s, \tau) D^{1/2}(s, \tau) D^{1/2}(s', \tau') P^T(s', \tau')$$

Con las matrices ortonormal P y diagonal D, definidas por la descomposición de la matriz simétrica real positiva $\sigma(s,\tau;s',\tau')$:

$$\sigma(s, \tau; s', \tau') = \begin{pmatrix} \sigma_1^2 & \rho_{12}\sigma_1\sigma_2 & \rho_{13}\sigma_1\sigma_3 \\ \rho_{12}\sigma_1\sigma_2 & \sigma_2^2 & \rho_{23}\sigma_2\sigma_3 \\ \rho_{13}\sigma_1\sigma_3 & \rho_{23}\sigma_2\sigma_3 & \sigma_3^2 \end{pmatrix} (s, \tau) = (PD P^T)(s, \tau)$$

Este formalismo permite especificar variaciones en la varianza σ_i y en el coeficiente de correlación ρ_{ij} a lo largo de las líneas.

Usando esta geometría y los registros de pozos, es construido un modelo *a priori* para cada uno de los parámetros elásticos completando el volumen utilizando una técnica de interpolación estándar. La esperanza en este modelo *a priori* es incluida por la media de los parámetros introducidos por el usuario: la varianza por cada parámetro elástico, el coeficiente de correlación de la incertidumbre interparámetros y una longitud de correlación la cual sintoniza con la geometría *a priori*.

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

Para la estimación de los parámetros geomecánicos a partir de datos de sísmica 3D en el Campo Moporo, ubicado al sureste del Lago de Maracaibo, fue necesario seguir con la metodología descrita en la figura 4.1.

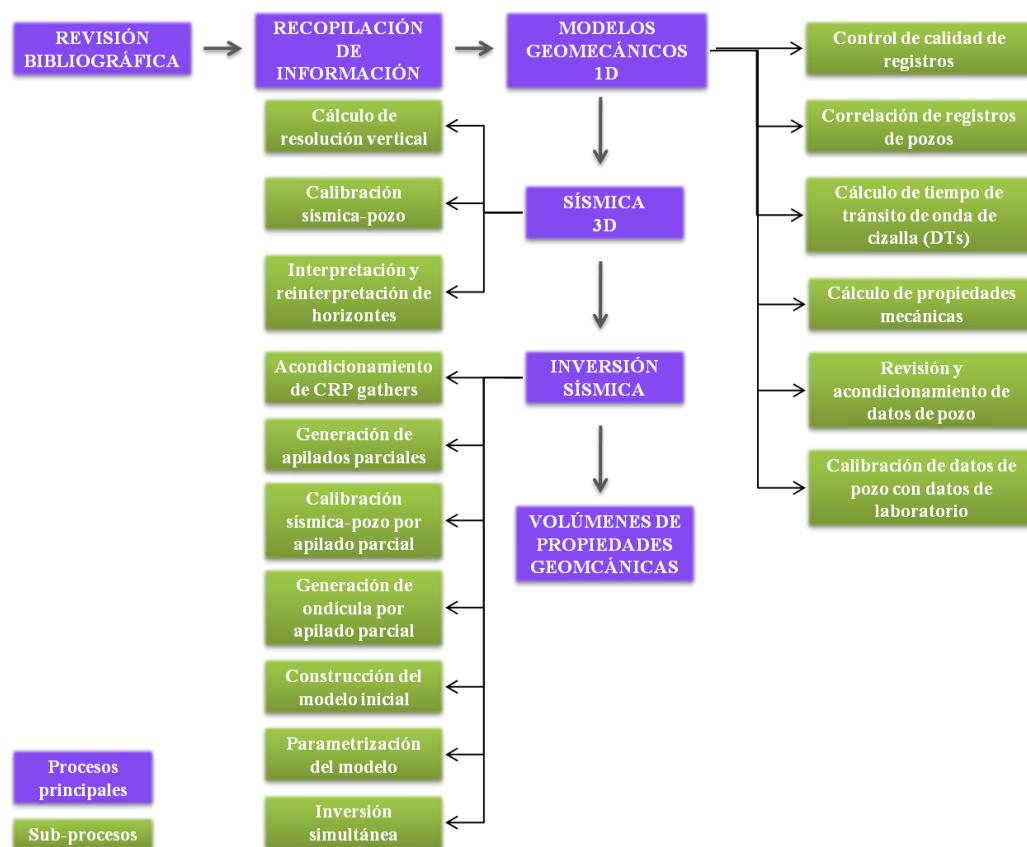


Figura 4.1. Metodología empleada para la realización del TEG.

4.1. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

La primera tarea en el proyecto fue la búsqueda de información en distintos materiales bibliográficos, con el propósito de plantear una solución al problema formulado. Asimismo, con la revisión bibliográfica se logró

comprender los pasos siguientes en la metodología de trabajo, así como los conceptos básicos ligados al área de sísmica de reflexión y geomecánica.

4.2. RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN Y ELABORACIÓN DE INVENTARIO

En esta etapa se realizó la revisión de los datos de pozos y sísmica 3D con la finalidad de elaborar la base de datos. Los datos de sísmica 3D (figura 4.2) utilizados en la investigación fueron otorgados por la empresa filial PDVSA-Intevep, los cuales cubren un área total de aproximadamente 2350 km², correspondiente a la unión de siete levantamientos sísmicos ubicados en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo entre las poblaciones de Ceuta, Tomoporo, Barúa, Motatán y La Ceiba.

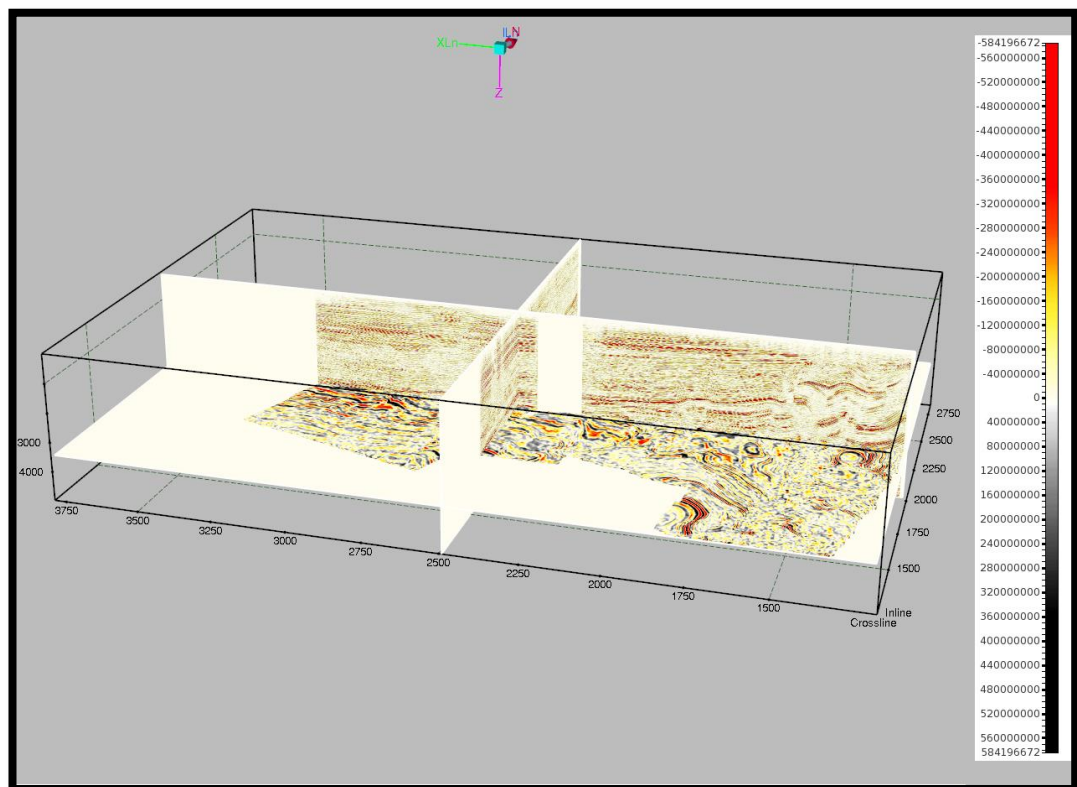


Figura 4.2. Cubo sísmico proporcionado por PDVSA-Intevep.

Los levantamientos involucrados son los siguientes (figura 4.3):

Lago:

Ceuta 87 (CE 87C SD)

Bloque XII 93 (BXIII 92C 3D)

Bloque VII 93 (LG01 92C 3D)

Ceuta Sur 96 (CES 96C 3D)

Tierra:

Tomoporo 92 (TOM 92C 3D)

Tomoporo Sur 97 (TOS 97C 3D)

Barúa-Motatán 93 (BM 93C 3D)

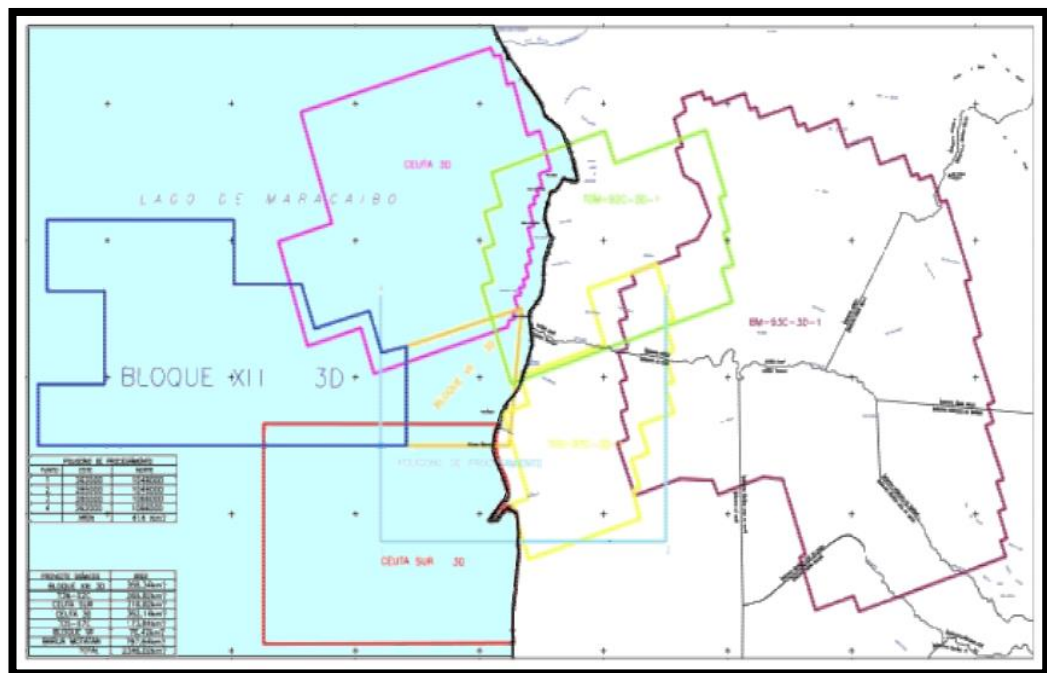


Figura 4.3. Ubicación de levantamientos sísmicos que conforman el Merge Ceuta-Tomoporo (Tomado de Cova, Andara y Ovalles, 2008).

Las características de los datos se resumen en la siguiente tabla 4.1:

Tabla 4.1. Características principales de los datos sísmicos.

Proyecto	Merge CT 2007
Área	Ceuta-Tomoporo
Centro de Procesamiento	CPDG INTEVEP
Fecha de procesamiento	28 de agosto de 2007
Datum	0 m
Tiempo de la primera muestra	0 ms

Longitud de grabación	5000 ms
Intervalo de muestreo	4 ms
Velocidad de reemplazo	2000 m/s
Número de trazas	4234736
Número de muestras por traza	1250
Tamaño del bin	30 m × 30 m
Cobertura	31
Rango Inline	1188-2887
Rango Crossline	1192-3791
Huso	19
Datos disponibles	<i>Gathers</i> sísmicos CRP migrados en tiempo ($f_{dom}=16$ Hz) Cubo sísmico migrado en tiempo ($f_{dom}=20.5$ Hz) Volumen de velocidades de apilamiento (V_{RMS})

La zona de estudio correspondiente al campo Moporo, se encuentra entre las coordenadas 271.000E-279.000E de longitud y 1.054.000N-1.063.000N de latitud, por lo que se redujo el volumen sísmico a 75 km² (figura 4.4).

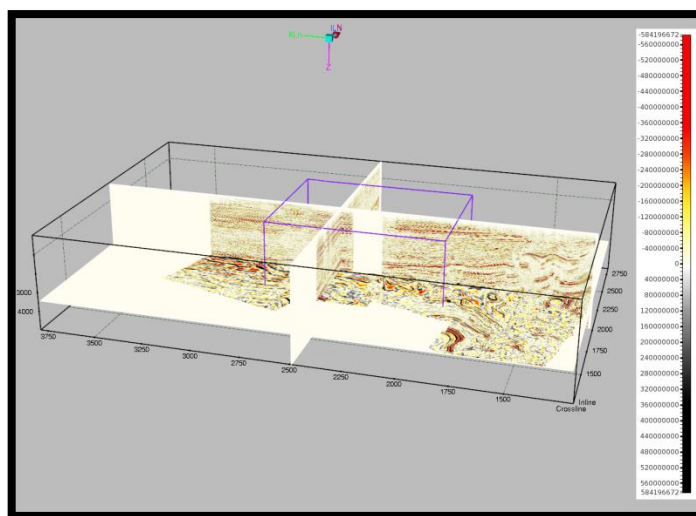


Figura 4.4. Volumen del campo Moporo (morado).

Los datos de registros de pozos disponibles para la realización de la investigación contó con 20 de los 30 pozos perforados en el campo Moporo, éstos se distribuyen espacialmente de acuerdo a lo mostrado en la figura 4.5.

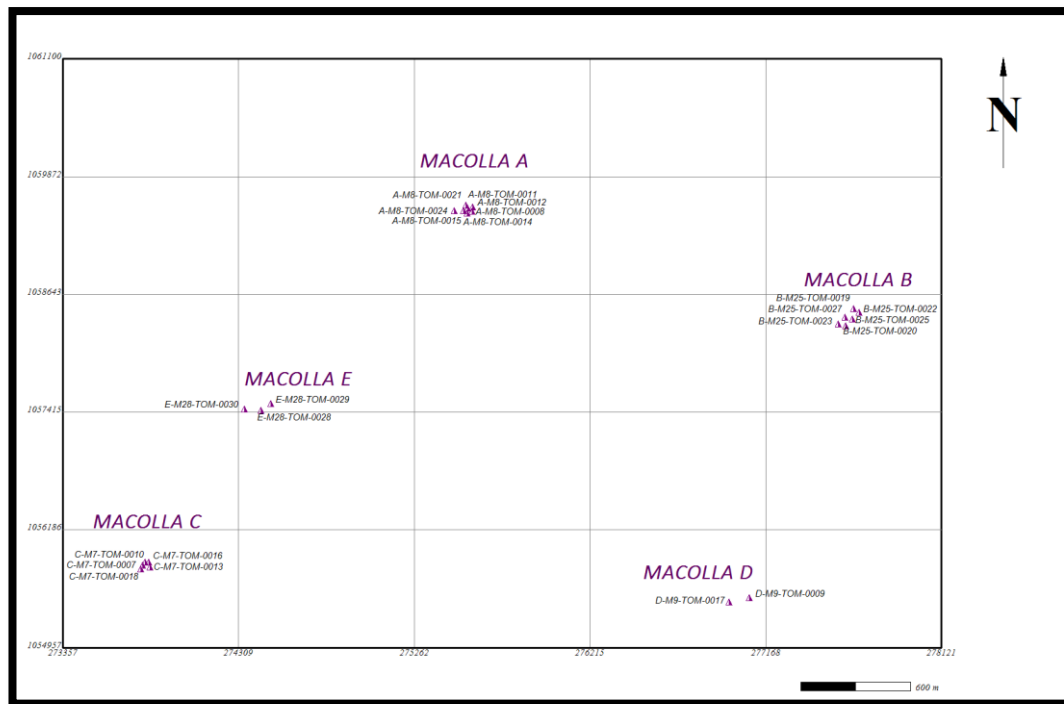


Figura 4.5. Localización de los pozos del campo Moporo, organizados por macolla.

Con la finalidad de conocer los registros adquiridos en cada uno de los pozos, se realizó el inventario (tabla 3.2). De igual forma, se contó con información de núcleos extraídos de los pozos TOM-0009 y TOM-0025, lo que permitió el cálculo de propiedades mecánicas a partir de distintos ensayos geomecánicos de laboratorio.

Tabla 4.2. Inventario de registros de pozos y datos de laboratorio.

Registro Pozos	CAL	BS	DT	DT _s	GR	NPHI	RHOB	RS y RD	RM	Tiros de verificación sísmica (<i>Check shot</i>)	Información de Núcleos
TOM-0007	X	X	X		X	X	X	X	X	X	
TOM-0008	X		X		X	X	X	X	X	X	

TOM-0009	X		X	X	X	X	X	X	X	X	X
TOM-0010					X		X	X	X	X	
TOM-0011		X			X		X	X	X	X	
TOM-0012	X		X	X	X	X	X	X	X	X	
TOM-0013	X		X		X		X	X	X	X	
TOM-0014	X		X		X		X	X		X	
TOM-0015	X		X		X		X	X		X	
TOM-0016	X				X	X	X	X		X	
TOM-0017	X				X		X	X		X	
TOM-0018	X				X		X	X	X	X	
TOM-0019	X				X	X	X	X	X	X	
TOM-0020	X		X		X	X	X	X		X	
TOM-0021	X				X	X	X	X		X	
TOM-0022					X		X	X		X	
TOM-0023	X				X		X	X	X	X	
TOM-0024		X			X			X	X	X	
TOM-0025	X		X		X	X	X	X	X	X	X
TOM-0027	X	X			X		X	X	X	X	
TOM-0028	X		X		X		X	X	X	X	
TOM-0029	X				X		X	X	X	X	
TOM-0030	X				X		X	X	X	X	

CAL: Caliper.

NPHI: Neutrón.

BS: Bit Size.

RHOB: Densidad.

DT: Sónico compresional.

RS: Resistividad somera.

DT_s: Sónico de cizalla.

RM: Resistividad media.

GR: Rayos Gamma.

RD: Resistividad profunda.

4.3. MODELO GEOMECÁNICO 1D

La metodología empleada para la construcción del modelo geomecánico 1D, está compuesta por los pasos que se muestran en la figura 4.6.

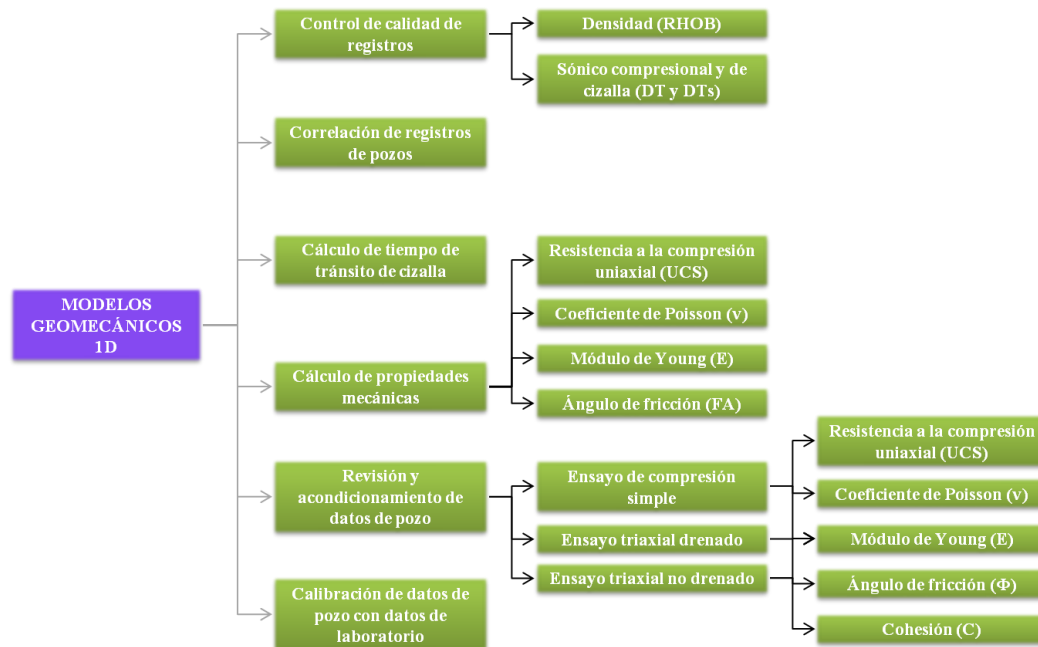


Figura 4.6. Metodología para la elaboración del modelo geomecánico 1D.

4.3.1. Control de calidad de los registros

Con la finalidad de obtener resultados óptimos y veraces a partir de toda la información extraída de las mediciones de pozo, fue necesario realizar el control de calidad de los datos, donde se observaron las distintas mediciones ejecutadas (sónico compresional y de cizalla, densidad, caliper y *bit size*) y se ratificó que la respuesta de las mismas era coherente.

Las condiciones de hoyo son un factor importante en las respuestas de los registros de pozo, ya que las mediciones pueden verse afectadas por la presencia de irregularidades en la pared del hoyo, tales como: *break out*, derrumbes o revoques. De igual forma puede darse el caso que las mediciones sean afectadas por el atascamiento de la herramienta o la invasión del fluido de perforación en la formación. Estos inconvenientes pueden traer como consecuencia una interpretación petrofísica errónea, incorporación de reflectores falsos en sismogramas sintéticos, entre otros.

Con el propósito de identificar las zonas en las que se presentó alguna irregularidad en la pared del hoyo, fue necesario trabajar con los registros de diámetro de hoyo, los cuales son: el registro de calibración (CALIPER "CAL") y el registro de diámetro de la mecha (BIT SIZE "BS"). El valor de la diferencia del registro CALIPER y el registro BIT SIZE no debía ser mayor de dos pulgadas, pues cuando esto sucede posiblemente se está en presencia de un *break out* o de un derrumbe, en el caso más crítico (figura 4.7).

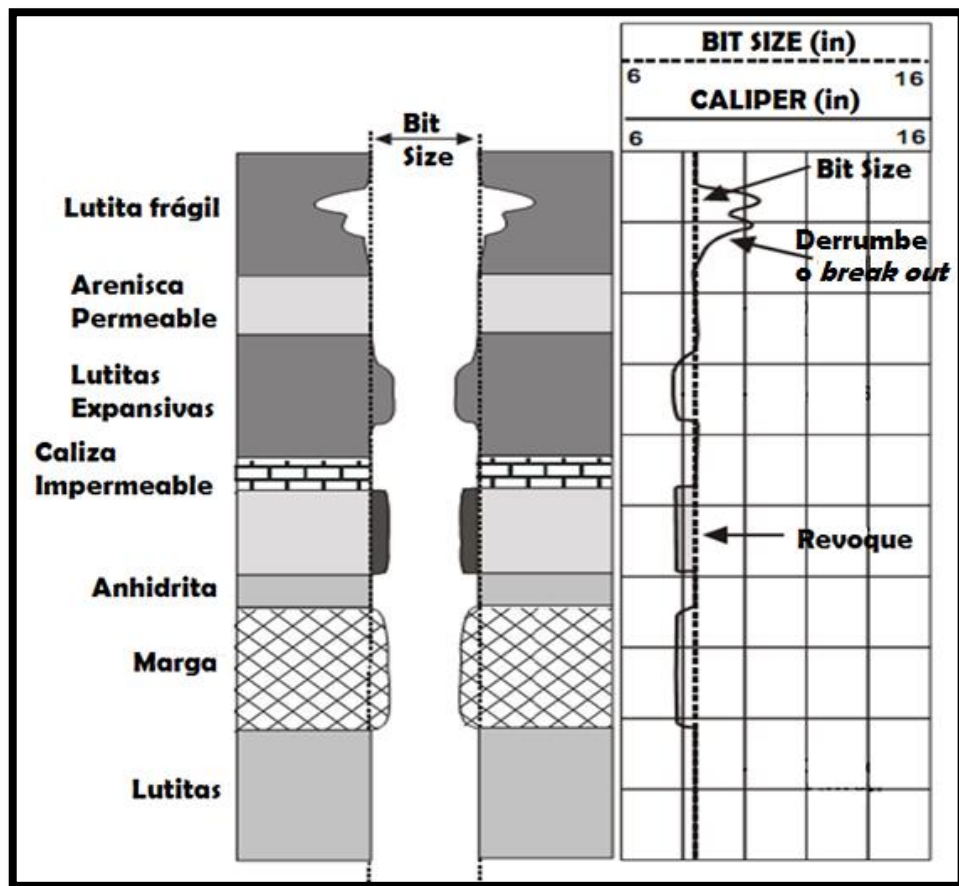


Figura 4.7. Irregularidades en la pared del hoyo (Tomado de Ramos, 2013).

4.3.2. Correlación de registros de pozo

En esta etapa se realizó la correlación de las mediciones de pozos por macolla, debido a que no hay presencia de fallas estructurales entre las mismas que conforman el ampo Moporo, por lo que posiblemente no existen fallas estructurales que puedan sugerir una variación lateral importante en las respuestas de los registros. El objetivo de este procedimiento fue la

completación de cada uno de los registros, es decir, se obtuvo la respuesta de cada una de las mediciones realizadas a lo largo de toda la columna del pozo. Este procedimiento se realizó mediante el uso de la correlación de topes (*Top Table* y *Composite*) del módulo *Predict* del software *DrillWorks*. Ésta permitió completar los registros mediante la identificación de los topes estratigráficos en cada uno de los pozos y extrapolar la respuesta hacia aquellos que no contaban con mediciones en las zonas más someras, es decir, por encima del área de interés (yacimiento).

4.3.3. Cálculo de tiempo de tránsito de onda de cizalla (DT_s)

Debido a que no todos los pozos contaban con información del registro sísmico de cizalla (DT_s), este tuvo que ser estimado a partir de los registros sísmicos de onda compresional (DT) utilizando la siguiente relación (Horsrud, 2001):

$$DT_s = \left[\left(\frac{\rho}{G} \right) \times 13400 \right]^2 \times \text{factor} \quad \left[\mu s / ft \right]$$

Donde:

DT_s: Valor de registro sísmico de cizalla [$\mu s / ft$].

ρ : Valor de registro de densidad [gr / cm^3].

factor: varía entre 0,45 y 0,48, a partir de experiencia de campo o ajustado a datos reales.

G: Módulo de Cizalla, calculado mediante la ecuación de Horsrud (2001) [Mpsi].

$$G = 0.03 \times \left[\left(\frac{304.8}{DT} \right) \times 3.3 \right] \times 0.1450372 \quad [Mpsi]$$

4.3.4. Cálculo de propiedades mecánicas mediante el uso de ecuaciones y relaciones empíricas

En primer lugar fue necesario hallar el valor del parámetro de corte (*Cut off*) del registro de rayos Gamma (GR), con la finalidad de discriminar entre lutitas y areniscas, para ello se contó con la información técnica de la actualización del modelo petrofísico realizado en mayo de 2011 por PDVSA, el cual arroja un valor de *cut off* de 70º API.

El cálculo de la propiedad de resistencia a la compresión uniaxial (UCS, por sus siglas en inglés) para los pozos del campo, se realizó a partir de las siguientes relaciones empíricas, que fueron desarrolladas por el equipo de geomecánica de PDVSA Occidente:

Para Areniscas:

$$UCS = 40847 \times e^{-0.0268/DT} \quad [psi]$$

Para Lutitas:

$$UCS = 1450 \times \frac{304.8}{DT-1} \quad [psi]$$

Donde:

DT: Valor de registro sísmico compresional [$\mu s/ft$]

El cálculo de la propiedad de coeficiente de Poisson (ν) para cada uno de los pozos del campo, se efectuó a partir de la siguiente ecuación:

$$\nu = \frac{0.5 \times [(DT_s/DT) \times 2] - 1}{[(DT_s/DT) \times 2] - 1} \quad [adimensional]$$

Donde:

DT: Valor de registro sísmico compresional [$\mu s/ft$].

DT_s: Valor de registro sísmico de cizalla [$\mu s/ft$].

El cálculo de la propiedad de módulo de Young (E) para cada uno de los pozos del campo, se realizó a partir de la siguiente ecuación:

$$E = \frac{[(\rho / DT_s) \times 2] \times (6DT_s - 8DT)}{(2DT_s - 2DT) \times 1.34 \times 10000} \quad [\text{Mpsi}]$$

Donde:

ρ : Valor del registro de densidad [gr/cm³]

DT: Valor de registro sónico compresional [μ s/ft]

DT_s: Valor de registro sónico de cizalla [μ s/ft]

El cálculo de la propiedad de ángulo de fricción (FA) para cada uno de los pozos del campo, se elaboró a partir de la siguiente ecuación (Lal, 1999):

$$FA = \arcsen \left[\frac{304879 \times (DT+1000)}{304878 \times (DT-1000)} \right] \quad [^\circ]$$

Donde:

DT: Valor de registro sónico compresional [μ s/ft]

4.3.5. Revisión y validación de datos de laboratorio

Los datos de núcleos fueron proporcionados por el laboratorio de Geomecánica de PDVSA-Intevep, éstos contenían información de muestras extraídas de los pozos TOM-0009 y TOM-0025, ubicados al sureste y noreste del campo, respectivamente. Los datos fueron obtenidos a partir de tres tipos de ensayos de mecánica de rocas (ensayo de compresión uniaxial, ensayo triaxial drenado y ensayo triaxial no drenado) en los cuales fue aplicado un ciclo de carga.

En esta etapa se procedió a realizar la corrección de las mediciones de las propiedades mecánicas calculadas a partir de la ejecución de ensayos de laboratorio, debido a que algunos valores de los módulos elásticos no se encontraban dentro de los rangos de valores estimados para materiales rocosos.

Los ensayos de laboratorio realizados a tapones extraídos de los núcleos de los pozos TOM-0009 y TOM-0025, fueron ejecutados utilizando transformadores diferenciales variables lineales (LVDT, por sus siglas en

inglés) para realizar las mediciones de deformaciones en las muestras, éstos son transformadores eléctricos que permiten medir desplazamientos lineales para estimar las deformaciones radiales en función de la diferencia de voltaje. Debido a deficiencias en el instrumento, valores de deformación de los cabezales se veían reflejados en los resultados.

Actualmente, las mediciones son realizadas con extensómetros circunferenciales y axiales (figura 4.8), los cuales permiten medir las deformaciones radiales y axiales en la muestra, la medición es más precisa y las deformaciones del instrumento de medición no se ven reflejadas en los resultados arrojados. Por esta razón, todos los datos adquiridos fueron calibrados de acuerdo a las mediciones realizadas con los extensómetros.

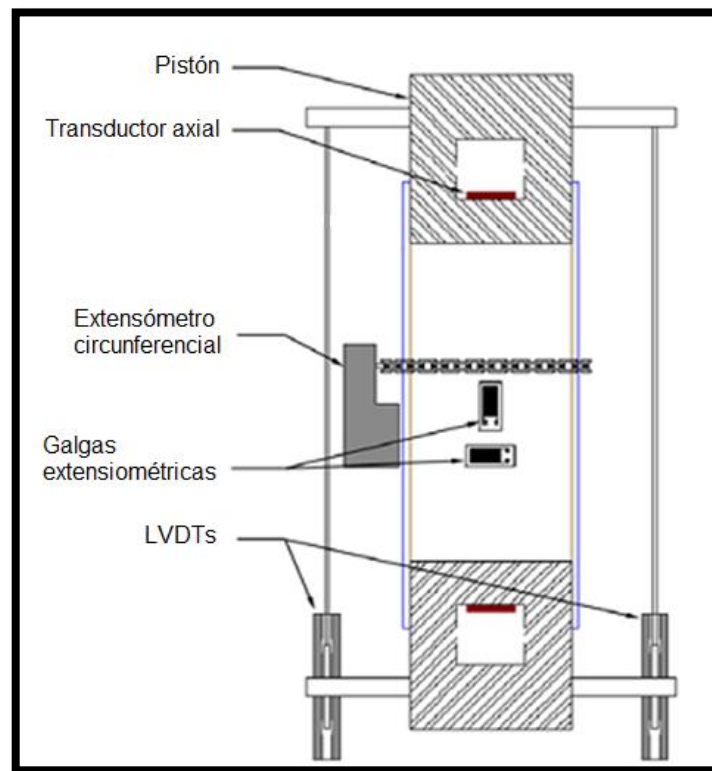


Figura 4.8. Extensómetro circunferencial y LVDTs.

Luego de realizar esta validación se calculó el módulo de Young utilizando el criterio del 50% (figura 4.9), donde se calcula el valor de éste trazando una recta tangente al punto en el cual se tiene el valor que representa el 50% del valor máximo de la curva de deformación axial (ϵ_a) y esfuerzo axial (σ_a).

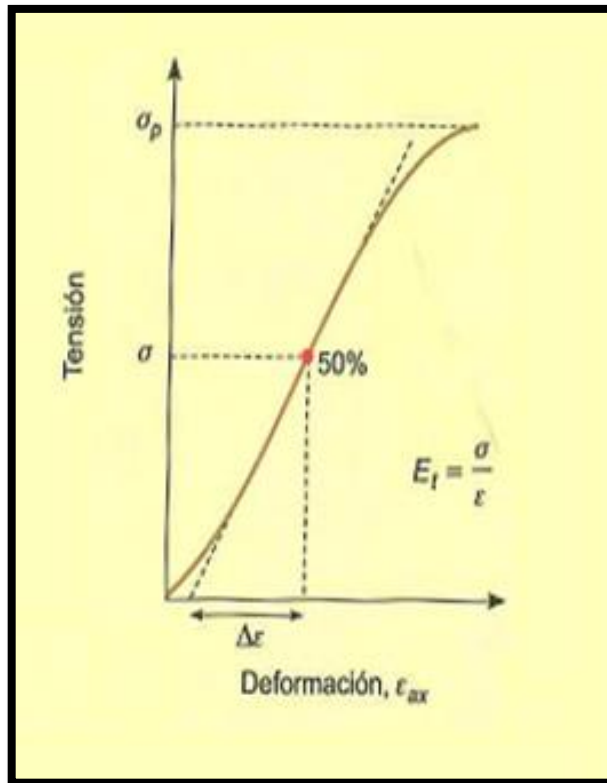


Figura 4.9. Criterio del 50% para el cálculo del módulo de Young (Modificado de González de Vallejo, 2007).

Los datos de resistencia a la compresión uniaxial (UCS), coeficiente de Poisson (ν), módulo de Young (E), ángulo de fricción (Φ) y cohesión (C), fueron extraídos a partir de los datos obtenidos en los ensayos triaxiales no drenados, debido a que se contaba con mayor número de mediciones.

El ángulo de fricción se calculó utilizando la envolvente de falla Mohr-Coulomb (figura 4.10), la cual equivale a una combinación crítica de esfuerzos que se ha alcanzado. La envolvente de falla Mohr-Coulomb es generalmente una línea curva que puede representarse de la forma:

$$\tau = A(\sigma'_v)^b$$

Donde:

τ : Resistencia al corte

σ'_v : Esfuerzo normal efectivo

A y b : Constantes

En este caso, se calculó mediante la aproximación de la curva a una recta utilizada en la mecánica de suelos, teniéndose:

$$\tau = S_0 + \sigma_v' \times \tan(\phi)$$

Donde:

τ : Resistencia al corte

S_0 : Cohesión

σ_v' : Esfuerzo normal efectivo

ϕ : Ángulo de fricción

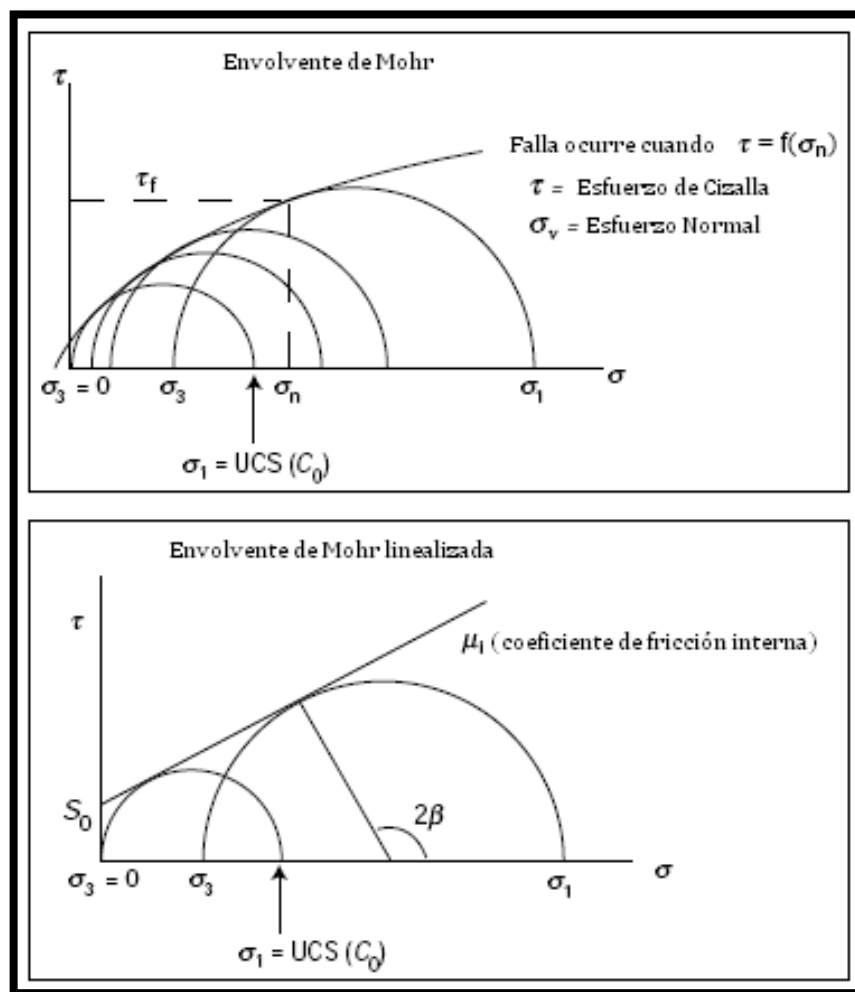


Figura 4.10. Criterio de falla de Mohr-Coulomb (Modificado de Zoback, 2007)

4.3.6. Calibración de datos de registros de pozo con datos de laboratorio

Las curvas de propiedades mecánicas obtenidas a partir de los registros de pozos fueron calibradas con los valores obtenidos de los ensayos de laboratorio. Los datos de núcleos representan valores reales medidos directamente de la formación. Este paso fue de vital importancia, ya que constituyó el control de calidad de las curvas de propiedades geomecánicas obtenidas a partir de las relaciones empíricas y ecuaciones, y que a su vez constituyeron el control de calidad para los volúmenes de propiedades generados a partir de la inversión de los datos sísmicos.

4.4. SÍSMICA 3D

4.4.1. Cálculo de resolución vertical

Para la realización del cálculo de resolución sísmica vertical se asume que un evento generará una reflexión para el tope y una para la base, sin interferencia de ningún tipo, si su espesor es mayor que un cuarto de la longitud de la onda que se propaga a través del medio. Por lo tanto, la resolución sísmica vertical es la separación mínima que existe entre dos interfaces para que éstas puedan ser diferenciadas, es decir, el espesor mínimo que puede ser resuelto por la sísmica. Para espesores por debajo de este valor, los reflectores se unirán en uno, conocido comúnmente como el efecto de entonamiento o afinamiento (*tunning*), y la amplitud del reflector resultante será más grande que la amplitud de los reflectores de otros horizontes en el área (Widess, 1973).

Para el cálculo de la resolución vertical se extrajo el valor de la frecuencia dominante de la sísmica (figura 4.11) y los valores de velocidad intervállica de los datos de pozo (registro DT).

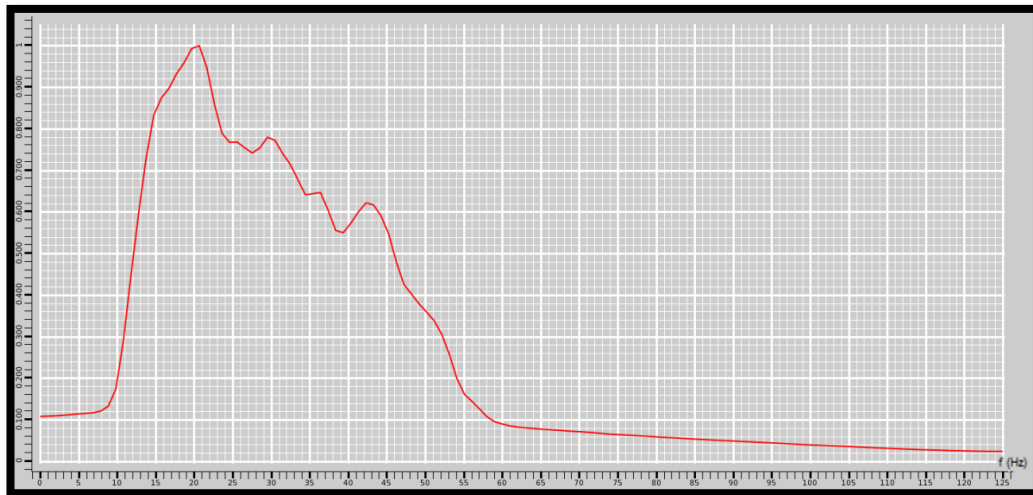


Figura 4.11. Espectro de amplitud de los datos sísmicos 3D.

Para determinar el valor de resolución vertical se utilizó la relación de Rayleigh, la cual se muestra a continuación:

$$R_v = \frac{\lambda}{4} = \frac{V_{\text{int}}}{4f}$$

Donde:

$\lambda/4$: Resolución vertical.

λ : Longitud de onda aparente.

V_{int} : Velocidad intervállica.

f : Frecuencia media o frecuencia pico.

A continuación, se presentan los valores de resolución vertical presentados en la siguiente tabla (tabla 5.1):

Tabla 4.3. Valores de resolución vertical.

Formación	Tope (m)	V_{int} (m/s)	R_v (m)
La Onia	97.19	1433.18	19.91
La Puerta	1869.77	2954.51	41.03
Predominio de lutitas	3849.68	2834.80	39.37
Bachaquero	4040.05	3213.16	44.63

Laguna	4500.07	3013.00	41.85
Lagunillas Inferior	4581.06	2913.66	40.47
Predominio de areniscas	4718.09	3422.95	47.54
La Rosa	4842.82	3405.07	47.29
Paují	4870.72	3373.66	46.86
A-1.0	4994.97	3345.81	46.47
B-1.0	5031.76	3362.79	46.71
B-1.1	5056.95	2942.82	40.87
B-1.2	5081.46	3121.31	43.35
B-1.3	5110.30	3391.93	47.11
B-1.4	5134.38	3390.59	47.09
B-1.5	5163.86	3419.56	47.49
B-1.6	5184.91	3406.81	47.32
B-2.0	5205.04	3451.60	47.94
B-3.0	5323.14	3560.18	49.45
B-4.0	5375.60	2774.35	38.53
B-4.1	5398.29	2739.32	38.05

4.4.2. Calibración sísmica-pozo

Cualquier proceso de interpretación sísmica requiere, en primer lugar, realizar una calibración cuidadosa entre los datos sísmicos y la información de pozos a través del uso de sismogramas sintéticos, ya que se desea establecer el significado geológico de los marcadores sísmicos.

Para la determinación del sismograma sintético, se utilizan los registros sísmicos y densidad. Con la finalidad de generar la serie de reflectividad, la cual será convolucionada con la ondícula extraída de la sísmica y dará como resultado la traza sintética. Mediante este proceso se pudo identificar el número y la naturaleza de los eventos geológicos, que poseen expresión sísmica relevante en el área de estudio, de acuerdo a las características de los datos sísmicos que fueron utilizados. Con la generación de los sismogramas

sintéticos en cada uno de los pozos, fue posible identificar y calibrar los topes estratigráficos de interés, los cuales permitieron obtener una buena interpretación. Por otro lado, se utilizó una ondícula fase cero extraída de la sísmica con la finalidad de obtener un traza sintética lo más semejante posible a las trazas reales.

Para la realización de esta etapa, se generaron 21 sismogramas sintéticos. Este procedimiento fue realizado mediante el uso de la herramienta computacional *Paradigm*TM, específicamente el módulo *SeisEarth* y el paquete *Section*.

4.4.3. Interpretación y reinterpretación de horizontes

En esta fase de la investigación se procedió a realizar la interpretación de cinco horizontes, los cuales corresponden a los topes de las Formaciones Onia, La Puerta, Lagunillas, Guasare y Paují, siendo este último correspondiente a la Discordancia del Eoceno (figura 4.12).

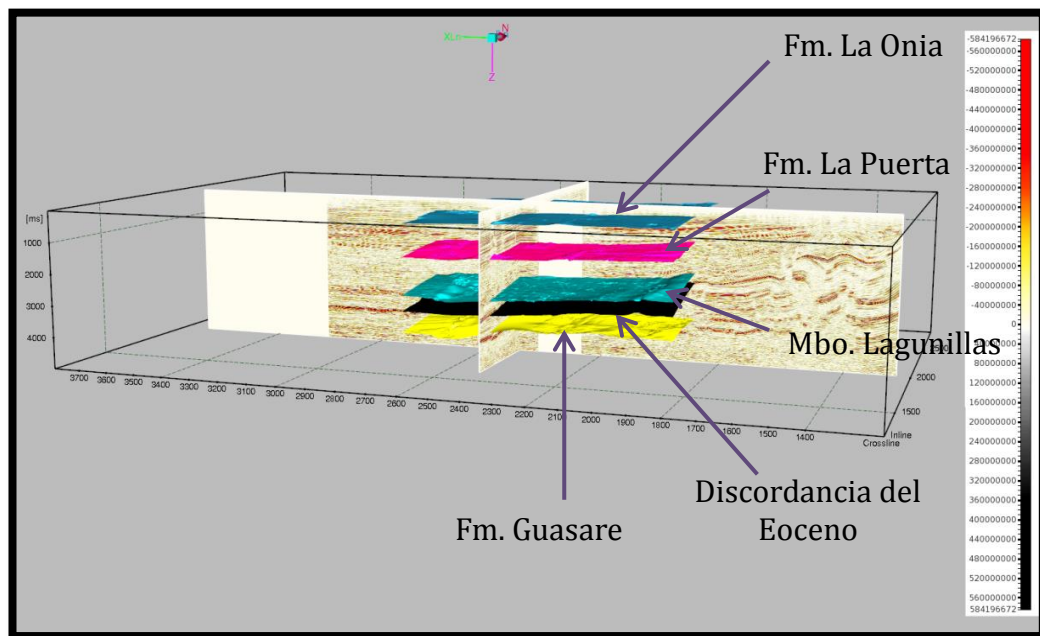


Figura 4.12. Horizontes interpretados en el área del campo Moporo.

Asimismo, se contó con horizontes previamente interpretados, los cuales correspondían al tope de las arenas B-1, B-4 y B-6 de la Formación Misoa (figura 4.13).

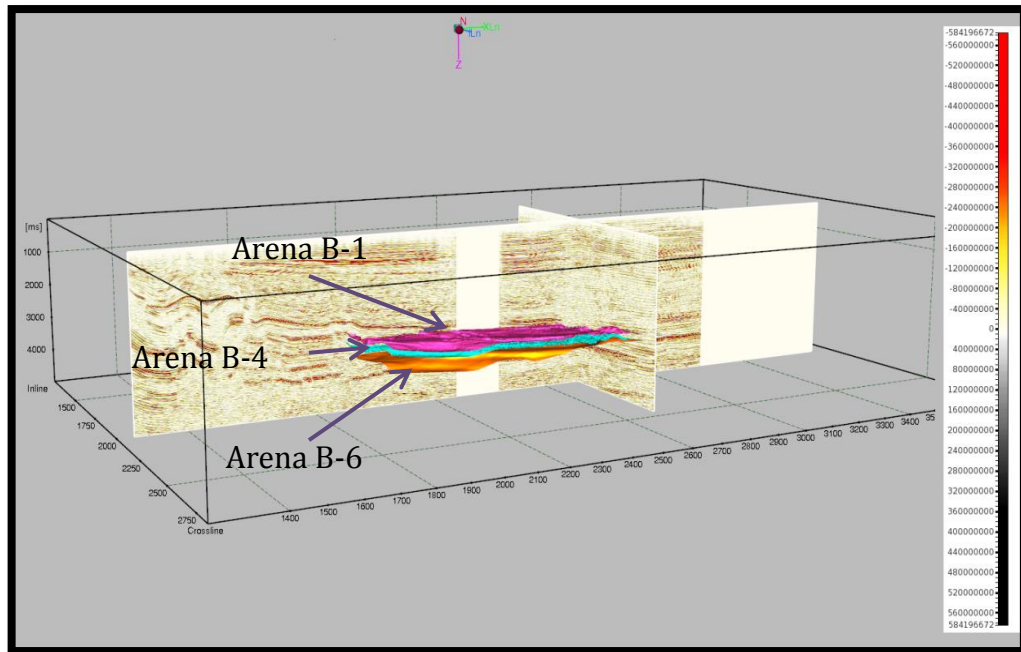


Figura 4.13. Horizontes reinterpretados en el área del campo Moporo.

Estos procedimientos fueron realizados mediante el uso del *software* *Paradigm™*, específicamente el paquete *3DCanvas* del módulo *SeisEarth*.

4.5. INVERSIÓN SÍSMICA

4.5.1. Acondicionamiento de datos sísmicos pre-apilados agrupados por punto común de reflexión (CRP *gathers*)

Con la finalidad de mejorar la continuidad de eventos sísmicos y eliminar artefactos de procesamiento, a fin de tener datos de mejor calidad para la inversión sísmica, se realizó el acondicionamiento de los *gathers* agrupados por punto común de reflexión (CRP, por sus siglas en inglés). Para ello, Singleton (2009) sugiere una metodología que mejora considerablemente la relación señal-ruido, la pérdida de frecuencia dependiente de la distancia fuente-receptor y el alineamiento de los *gathers* sísmicos. Errores en éstos (baja relación señal-ruido, pérdida de resolución por NMO excesivo,

reflectores no planos, problemas de amplitud respecto a la distancia *offset*, múltiples, entre otros) son transmitidos directamente en los volúmenes resultantes de la inversión, por lo que esta etapa es un paso crítico en la caracterización geofísica de yacimientos (Singleton y Keirstead, 2011).

Como control de calidad del procedimiento de acondicionamiento se generaron *gathers* sintéticos a partir de registros, con el objetivo de aproximar los datos reales a la respuesta de éstos, mediante la aplicación de las correcciones pertinentes para el adecuado acondicionamiento de los mismos.

En principio, se realizó la corrección de las amplitudes, debido a la atenuación de la señal sísmica causada por la reducción de la amplitud ocasionada por el medio, incluyéndose los producidos por la divergencia esférica y la conversión de la energía en calor (absorción).

Luego, se realizó la corrección residual NMO (*Normal Moveout*) de cuarto orden (*Automatic 4th order NMO*), la cual permitió horizontalizar los eventos sísmicos, ya que en ocasiones esto no se logra por completo en la etapa de procesamiento por el uso de una aproximación de la ecuación de NMO de segundo orden.

Posteriormente, se realizó la calibración de las amplitudes aplicándose la remoción del estiramiento de la ondícula (*Wavelet Unstretching*). Esta corrección compensa la pérdida de frecuencias que es dependiente de la distancia *offset*. Por lo tanto, se eliminó parte del efecto producido por el estiramiento de la ondícula asociado a la corrección NMO durante el procesamiento de los datos, ya que ésta produjo pérdidas de frecuencias para distancias fuente-receptor lejanas y reflectores someros. Este procedimiento fue posible mediante la remoción del estiramiento utilizando un operador $\cos(\theta)$, donde θ es el ángulo de reflexión.

Con el acondicionamiento de los *gathers* sísmicos se eliminó el ruido aleatorio y coherente, con la finalidad de mejorar la visualización de la imagen sísmica. Es importante mencionar que con la realización de estos procedimientos de mejora las amplitudes sísmicas relativas fueron preservadas, ya que es de interés para la realización del estudio AVO.

El acondicionamiento de los datos fue realizado mediante el uso de la herramienta computacional *Paradigm*TM, específicamente el paquete *AVO Inversion & Analysis* del módulo *Probe*.

4.5.2. Generación de apilados parciales

En esta etapa, se agruparon las trazas por punto medio común (CMP, por sus siglas en inglés) y se clasificaron de acuerdo al desplazamiento, ya que éste está estrechamente relacionado con el ángulo de incidencia. El procedimiento se realizó con la finalidad de disminuir el ruido aleatorio de los datos sísmicos, obteniéndose entonces mayor continuidad de los eventos. Además, la inversión simultánea requiere de apilados parciales para poder estimar volúmenes de impedancias y densidad a partir de datos de onda P, utilizando la teoría de AVO.

La selección de los rangos óptimos para los apilados parciales se realizó mediante la elaboración de un estudio de AVO, análisis de la calidad de los datos sísmicos en cuanto a relación señal-ruido, continuidad de eventos, entre otros. En esta etapa se trabajó con el paquete computacional *EasyTrace* de *BeicipFranlab*, el cual permitió realizar dicho estudio en los pozos TOM-0001, TOM-0007, TOM-0008 y TOM-0009.

En total se obtuvieron tres apilados parciales cuyos rangos van desde 2° hasta 8° para el primero, de los 6° a 14° para el segundo y el tercero va desde los 12° hasta los 20°, obtenidos a partir del uso del *software Paradigm*TM, específicamente el paquete *AVO Inversion & Analysis* del módulo *Probe*.

4.5.3. Calibración sísmica-pozo por apilado parcial

Con la finalidad de ajustar los datos de pozo con los datos sísmicos, se calcularon los sismogramas sintéticos correspondientes a los pozos TOM-0001, TOM-0007, TOM-0008 y TOM-0009, éstos fueron los únicos pozos utilizados a causa de que poseen una trayectoria vertical (0° a 15° de inclinación). Para ello, fueron necesarios los registros sísmicos y de densidad y las curvas de conversión tiempo-profundidad (T-Z) de cada uno de los pozos. El cálculo del sismograma sintético se realizó generando la serie de

reflectividad a partir de las impedancias acústicas obtenidas de la velocidad de onda P, calculadas a partir del registro DT, multiplicadas por la densidad (registro RHOB) y dándole equivalencia sísmica con la convolución de una ondícula, que en este caso ésta fue fase cero extraída de los datos sísmicos (figura 4.14). A continuación se muestra la fórmula utilizada para el cálculo de los sismogramas sintéticos:

$$S(t)=W(t)*RC(t)$$

Donde:

$S(t)$: Sismograma sintético

$W(t)$: Ondícula

$RC(t)$: Serie de reflectividad

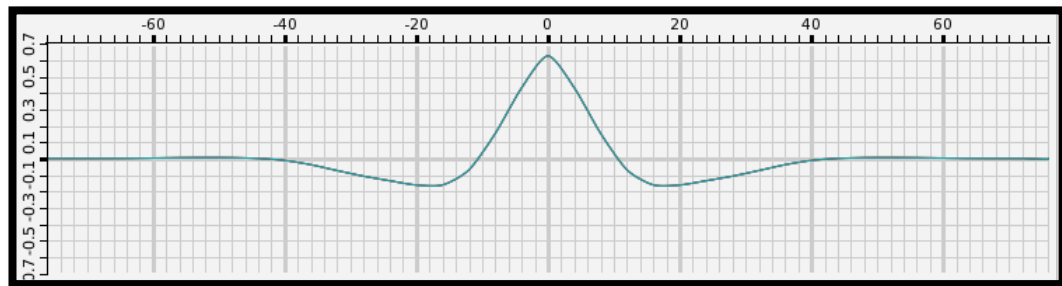


Figura 4.14. Ondícula extraída de los datos sísmicos.

Con la calibración se pretendió ajustar los sismogramas sintéticos con los datos sísmicos apilados por ángulo, ya que este procedimiento es imprescindible para la obtención de una buena interpretación y a su vez una buena conversión tiempo-profundidad, lo cual disminuirá el grado de incertidumbre.

Durante este proceso, los sismogramas sintéticos generados, luego de pequeños ajustes (desplazamientos menores a 5 ms), presentaron una correlación confiable con los datos sísmicos, lo que indica que se contó con una buena calibración sísmica-pozo, lo cual constituye un requisito

fundamental en el proceso de inversión. Este procedimiento es importante, ya que la ondícula utilizada en la inversión es la obtenida durante la calibración sísmica-pozo.

Para la realización de este procedimiento fue necesario el uso de la herramienta computacional Paradigm™, específicamente el paquete *AVO Inversion & Analysis* del módulo *Probe*.

4.5.4. Estimación de ondículas por apilado parcial a partir de datos de pozo

Para la inversión sísmica es necesario que se tenga como entrada la ondícula que va a ser utilizada durante la corrida de dicho procedimiento, para ello fue necesario que se realizara la extracción de la misma a partir de los distintos apilados angulares obtenidos anteriormente. En este estudio se tienen tres apilados, el cercano, el medio y el lejano, por lo que se contó con tres ondículas. A partir de éstas, se generó una ondícula promedio para cada uno de los apilados por ángulo.

Para la realización de este procedimiento fue necesario el uso del *software Paradigm™*, específicamente el paquete *AVO Inversion & Analysis* del módulo *Probe*.

4.5.5. Construcción de modelo inicial

La inversión simultánea requirió como dato de entrada un modelo inicial o *a priori* que reflejara la tendencia regional de la propiedad que se deseaba obtener, en este caso se buscó conseguir tres atributos: impedancia acústica, impedancia de cizalla y densidad. El modelo aportó las bajas frecuencias que no poseen los datos sísmicos y fue actualizado iterativamente para obtener los volúmenes finales.

Los modelos iniciales fueron generados a partir de los datos de pozos, éstos fueron propagados de acuerdo a la estructura de los horizontes, ya que los mismos proporcionaron un sentido geológico a la interpolación, a lo largo y ancho del cubo. En primer lugar, fue necesario realizar el suavizado de los registros de pozos de acuerdo a lo observado en el espectro de amplitud, con

la finalidad de escalar los mismos. Esto fue llevado a cabo, ya que las altas frecuencias presentes en los registros debían ser filtradas, en este caso fueron removidas las frecuencias mayores a 65 Hz; el valor máximo de frecuencia fue extraído de acuerdo a lo observado en el espectro de amplitud de los datos sísmicos. Además, se tiene que la ventana para el escalamiento debe ser 1/16 veces la longitud de onda de la ondícula extraída, en este caso el valor de la ventana fue de 12 metros.

Posteriormente, se realizó la interpolación de las propiedades obtenidas a partir de los registros de pozos para la obtención de los modelos *a priori*. Es importante mencionar, que fue necesario tener en cuenta el tipo de terminaciones presentes en los datos, que permitieron tener una idea de los patrones depositacionales del área de estudio (figura 4.15), ya que para la elaboración del modelo inicial se necesitó como dato de entrada la geometría de los horizontes que servirían para delimitar el tope y la base de los estratos a ser estimados. Se seleccionó la opción *Proportional* debido a que esta es la que mejor corresponde a las arenas A y arenas B-1 a B-4 de la Formación Misoa.

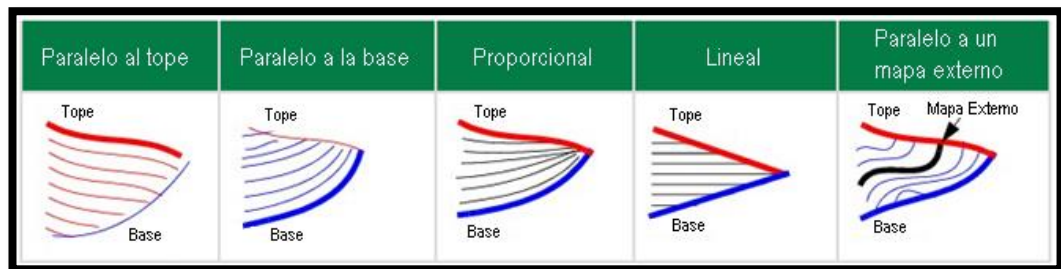


Figura 4.15. Tipo de terminaciones para los horizontes (Modificado de Paradigm, 2011).

Por último, se eligió el tipo de interpolación a utilizar para la obtención de los modelos iniciales, es decir, los volúmenes de impedancia acústica, impedancia de cizalla y densidad; la herramienta estadística utilizada fue el *kriging* ordinario, debido a que este tipo de interpolación permitió asumir que los datos recogidos de la población se encontraban correlacionados en el espacio y por lo tanto, puntos próximos en el espacio tendían a tener valores

más parecidos que los puntos más distantes; esta correlación es definida por la obtención de un variograma experimental el cual es ajustado a un variograma teórico.

Para la realización de este procedimiento fue necesario el uso de la herramienta computacional *Paradigm*TM, específicamente la opción *Geostatistical Volume Creation*.

4.5.6. Inversión simultánea

Los datos sísmicos son expresados en valores de amplitudes, por lo que mediante la aplicación de un algoritmo de inversión es posible transformar estos valores de amplitud en impedancia, una propiedad de la roca que podría ser calculado a partir de datos de pozos. La inversión sísmica simultánea examinó todas las trazas al mismo tiempo para efectuar la inversión a fin de obtener un modelo optimizado de las propiedades elásticas de las rocas. Como producto se obtuvieron tres volúmenes: uno de impedancia acústica, uno de impedancia de cizalla y otro de densidad, a la misma escala de la sísmica, que permitieron el cálculo de las propiedades geomecánicas del área de estudio.

Uno de los beneficios que trajo este tipo de inversión es que respetó el ancho de banda por completo de la señal sísmica (bajas y altas frecuencias), mejorando así la resolución y la precisión de los volúmenes obtenidos.

Para la ejecución del procedimiento de inversión simultánea fueron requeridos ciertos parámetros, además de los modelos iniciales, los cuales son: relación señal-ruido, longitud de correlación en dirección *inline* y *crossline* y desviación estándar de cada uno de los parámetros a invertir.

En primer lugar, fue calculado el valor de la relación señal-ruido a partir del espectro de amplitud de la sísmica teniéndose que la misma tiene un valor de 4,7dB.

La longitud de correlación en dirección *crossline* fue estimada a partir del rango de los variogramas teóricos ajustados a los variogramas experimentales, mientras que el valor de longitud de correlación en dirección *inline* fue estimado a partir de estudios geológicos realizados previamente en

el área de estudio. Debido que la dirección *crossline* no correspondía con la dirección principal de sedimentación, fue necesario introducir un valor de rotación del acimut de 18,5° en dirección horario. De esta forma, la dirección *crossline* concordó con la dirección principal de sedimentación (Sur-Norte), lo que consecuentemente permitió suponer que la isotropía en dicho sentido es alta, mientras que en la dirección perpendicular (Este-Oeste) el grado de isotropía es mucho más bajo, lo que trajo como consecuencia que la longitud de correlación disminuyera considerablemente en esta dirección.

Por último, fueron determinados los rangos a los cuales deben ajustarse los volúmenes de las propiedades estimadas a partir de la inversión. Para ello, fue calculada la desviación estándar de los parámetros a invertir, teniéndose: $\sigma_{lp}=1928 \text{ gr/cm}^3\cdot\text{m/s}$, $\sigma_{ls}=1399 \text{ gr/cm}^3\cdot\text{m/s}$ y $\sigma_{\rho}=0,12 \text{ gr/cm}^3$.

Para la realización de este procedimiento fue necesario el uso del *software Paradigm™*, específicamente el módulo *Vanguard*.

4.6. GENERACION DE VOLÚMENES DE PROPIEDADES GEOMECÁNICAS

En esta etapa fueron obtenidos los resultados finales de la investigación, los cuales representan la estimación de parámetros geomecánicos del área de estudio (módulo de Young y coeficiente de Poisson).

El valor del módulo de Young fue estimado a partir de la ecuación (Sharma y Chopra, 2013):

$$E = \frac{I_s^2}{\rho} \times \frac{3I_p^2 - 4I_s^2}{I_p^2 - 4I_s^2}$$

Donde:

I_p : Impedancia de onda compresional.

I_s : Impedancia de onda de cizalla.

ρ : Densidad.

El valor del coeficiente de Poisson fue estimado a partir de la ecuación:

$$v = \frac{\left(\frac{I_P^2}{I_S^2}\right)^2 - 2}{2\left(\frac{I_P^2}{I_S^2}\right)^2 - 1}$$

Donde:

I_P : Impedancia de onda compresional.

I_S : Impedancia de onda de cizalla.

Es importante observar que las ecuaciones utilizadas para la estimación se encuentran en función de valores de impedancia P, impedancia S y densidad, los cuales constituyeron los parámetros estimados a partir de procedimiento de inversión simultánea.

Para la realización de este procedimiento fue necesario el de la herramienta computacional *Paradigm*TM, específicamente el módulo *VoxelGeo*.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS

5.1. MODELO GEOMECÁNICO 1D

5.1.1. Cálculo de tiempo de tránsito de onda de cizalla (DT_s)

Debido a la carencia de información de velocidad de onda S fue necesario calcular el registro de tiempo de tránsito de onda de corte utilizando la ecuación descrita anteriormente en la Sección 4.3.3. La Figura 5.1 muestra las mediciones del registro DT_s tomadas a lo largo de la columna del área de estudio en el pozo TOM-0025, en conjunto con el registro calculado a partir de la ecuación de Hosrud (2001).

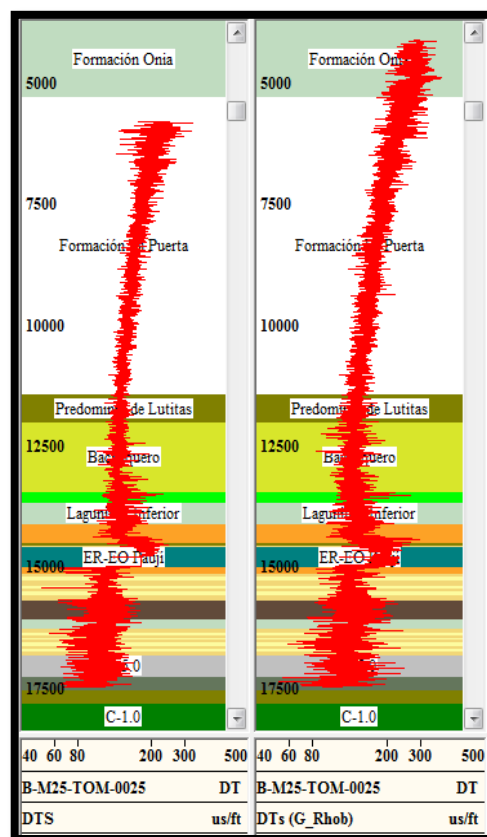
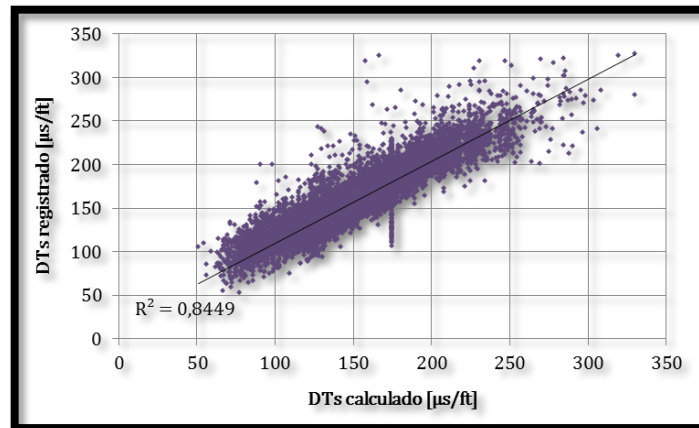


Figura 5.1. Registro sónico de onda de cizalla registrado (izquierda) y calculado (derecha) del pozo TOM-0025.

Como control de calidad de los cálculos de velocidades de ondas de cizalla, se realizó la comparación del registro original y el calculado del pozo mencionado anteriormente. En la Figura 5.2, se muestra el gráfico cruzado de los dos conjuntos de valores y el valor del coeficiente de correlación entre éstos.



Coeficiente de correlación = 0,919

Figura 5.2. Gráfico cruzado de los valores de DT_s medido y calculado del pozo TOM-0025.

A continuación, se muestra en las Figuras 5.3, 5.4, 5.5 y 5.6, los registros DT y DT_s calculados para cada una de las macollas del campo Moporo.

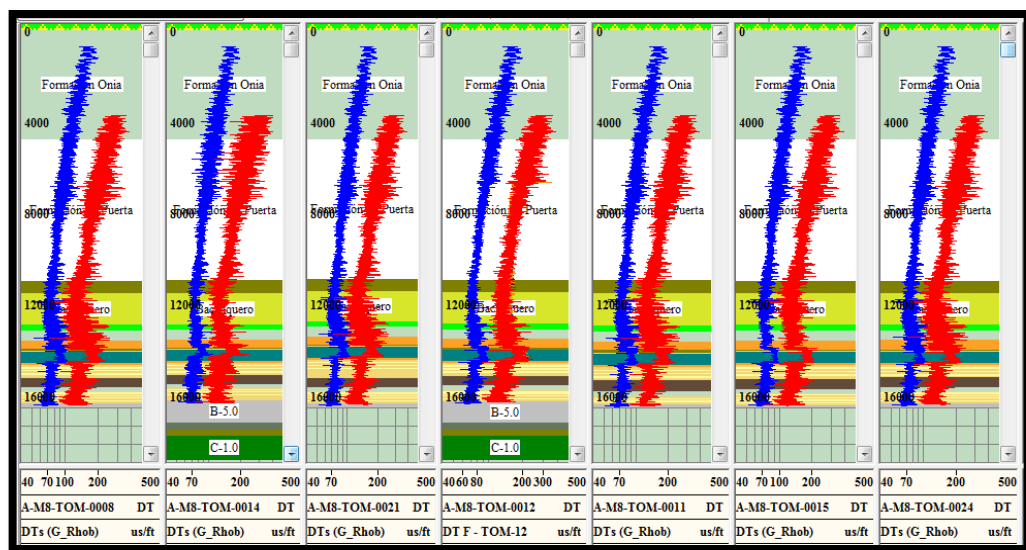


Figura 5.3. Registro DT (azul) y DT_s (rojo) de la macolla A del campo Moporo.

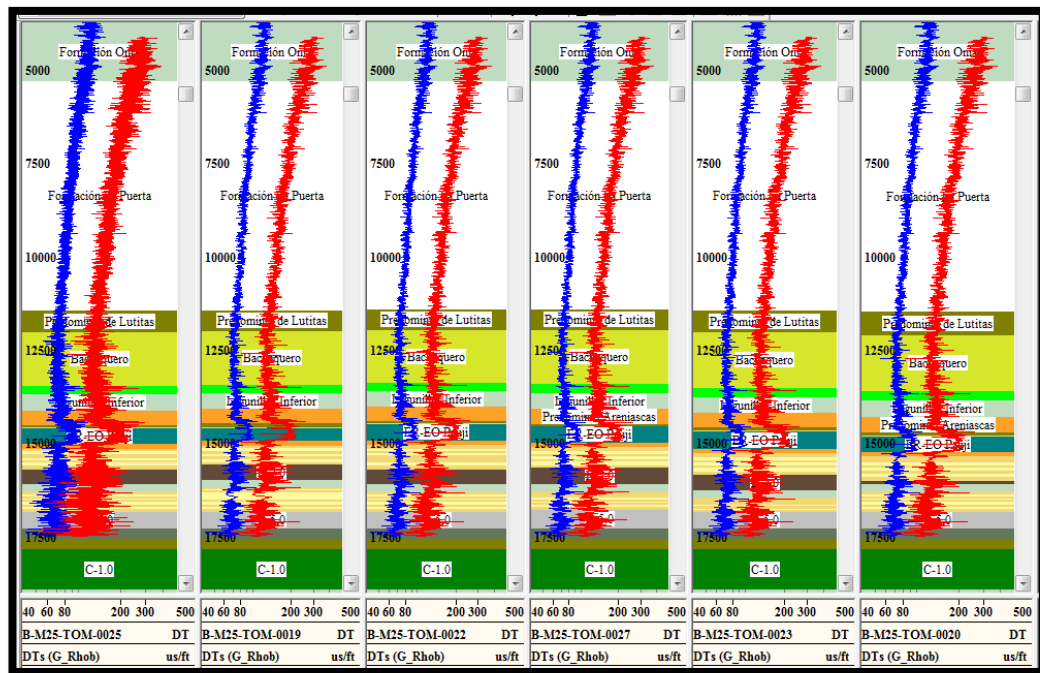


Figura 5.4. Registro DT (azul) y DTs (rojo) de la macolla B del campo Moporo.

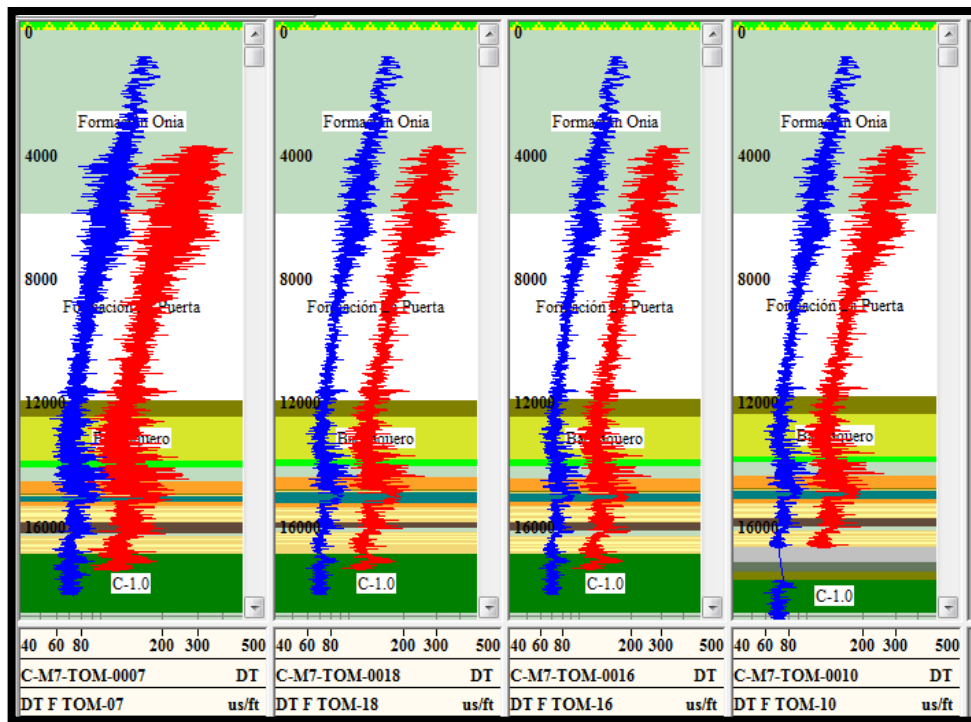


Figura 5.5. Registro DT (azul) y DTs (rojo) de la macolla C del campo Moporo.

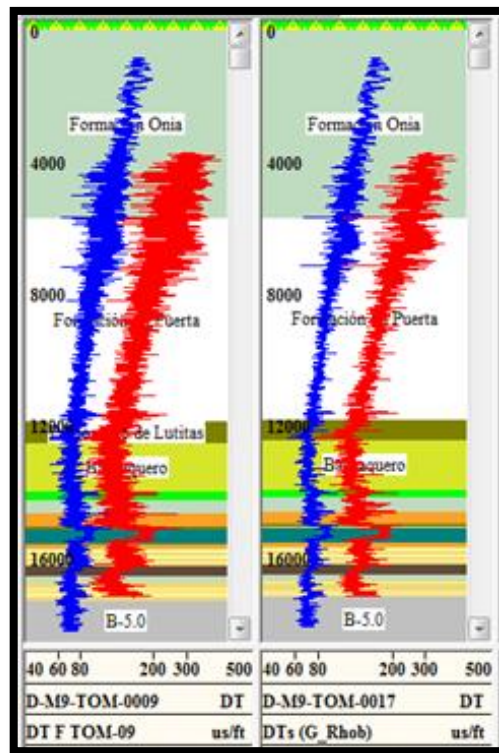


Figura 5.6. Registro DT (azul) y DTs (rojo) de la macolla D del campo Moporo.

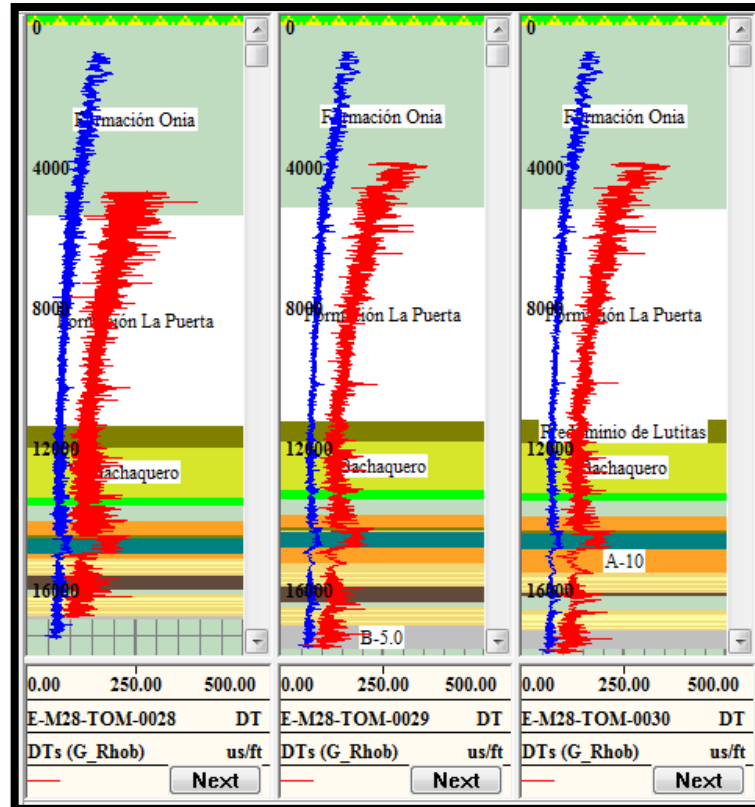


Figura 5.7. Registro DT (azul) y DTs (rojo) de la macolla E del campo Moporo.

De acuerdo al cálculo de valores de tiempo de tránsito para las macollas que conforman el campo Moporo, se tiene que las tendencias de las curvas indican que el tiempo de tránsito de la onda de cizalla es mayor que el de la onda compresional, lo cual es una respuesta coherente dado que el valor de velocidad de onda P es mayor que la velocidad de onda S. Además, se observa que los valores de ambos registros aumentan a medida que se incrementa la profundidad, lo cual permite inferir que las velocidades aumentan con la profundidad como respuesta del grado de compactación de las formaciones rocosas.

5.1.2. Cálculo de propiedades mecánicas mediante el uso de ecuaciones y relaciones empíricas

La determinación de las propiedades mecánicas se hace necesaria para predecir la respuesta de la roca durante la perforación, y en combinación con el estado de esfuerzos *in situ*, predecir los pesos de lodo necesarios para mantener el pozo estable. Desde el punto de vista geomecánico, los parámetros de la roca necesarios para la caracterización, principalmente son: resistencia a la compresión uniaxial (UCS), ángulo de fricción interna y las constantes elásticas (módulo de Young y coeficiente de Poisson). De éstas, la UCS es quizás el parámetro más crítico por la relevancia que tiene en el cálculo de la presión de colapso en los modelos de estabilidad de pozo (Fernández y Alvarellós, 2011).

A partir de las relaciones empíricas descritas precedentemente en la sección 4.3.4, fueron calculadas algunas de las propiedades mecánicas (resistencia a la compresión uniaxial, módulo de Young y coeficiente de Poisson) para cada uno de los pozos que conforman las macollas que se encuentran en el área del campo Moporo.

De acuerdo a las tendencias de las curvas de propiedades mecánicas de las rocas, se pueden delimitar primordialmente cinco secciones (tabla 5.1):

Tabla 5.1. Secciones delimitadas a partir del comportamiento mecánico.

Sección	Formaciones presentes
1	El Milagro y La Onia
2	La Puerta
3	Bachaquero, Laguna, Lagunillas y La Rosa
4	Paují
5	Misoa

Debido a que el comportamiento mecánico de las secciones es diferente, se puede deducir que posiblemente cada una de éstas correspondan a litologías y tendencias de compactación distintas, evidenciado principalmente por la presencia de la Discordancia del Eoceno, ya que ésta puede ser un indicador para suponer que hubo tasas de sedimentación desiguales (períodos de fuerte depositación, baja depositación y erosión).

Esencialmente, uno de los datos principales considerado en el análisis de estabilidad mecánica es el ángulo de fricción de la roca, ya que éste permite describir la resistencia de la formación (Tabla 5.2).

Tabla 5.2. Clasificación del tipo de roca acorde a los valores promedios de ángulo de fricción (ϕ), según los valores de Hoek y Bray (1981) y Suárez (1998) (Apéndice).

Sección	Ángulo de fricción	Tipo de roca	Fricción
1	24°	Rocas sedimentarias blandas: arenas no consolidadas, lutitas y limolitas.	Baja
2	33°	Rocas sedimentarias blandas: arenas no consolidadas, lutitas y limolitas.	Media
3	38°	Rocas sedimentarias duras: arenisca y caliza	Alta
4	33°	Rocas sedimentarias blandas: lutitas	Media
5	38°	Rocas sedimentarias duras: arenisca	Alta

En las Figuras 5.8 a 5.12, se presentan las curvas calculadas a partir de las relaciones empíricas, para el ángulo de fricción.

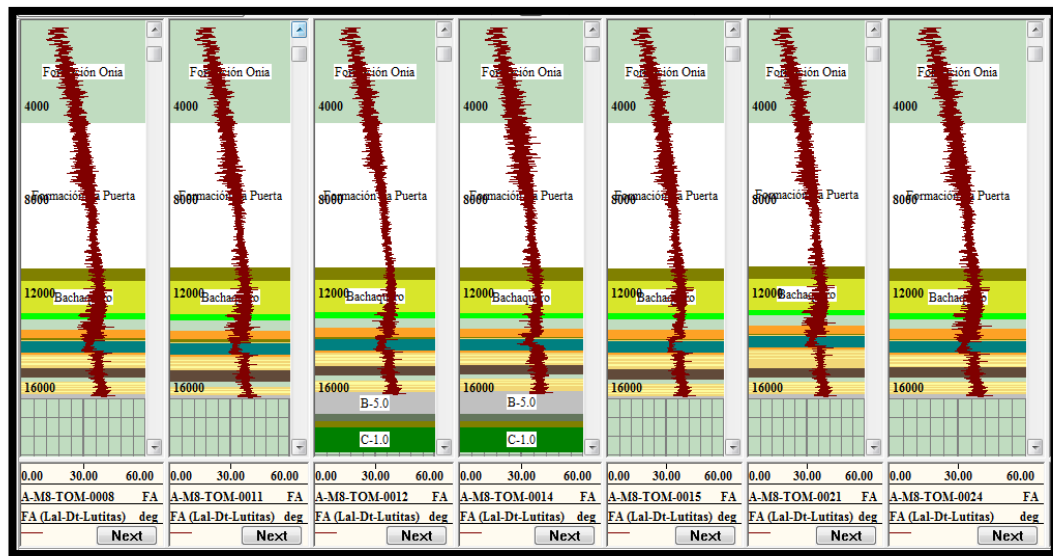


Figura 5.8. Curva de ángulo de fricción (°) de la macolla A del campo Moporo.

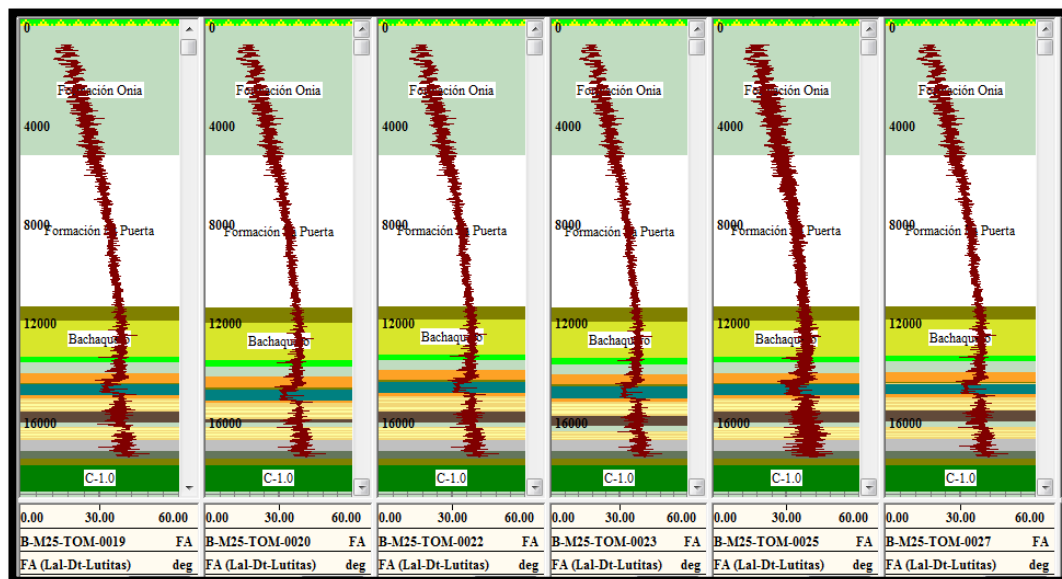


Figura 5.9. Curva de ángulo de fricción (°) de la macolla B del campo Moporo.

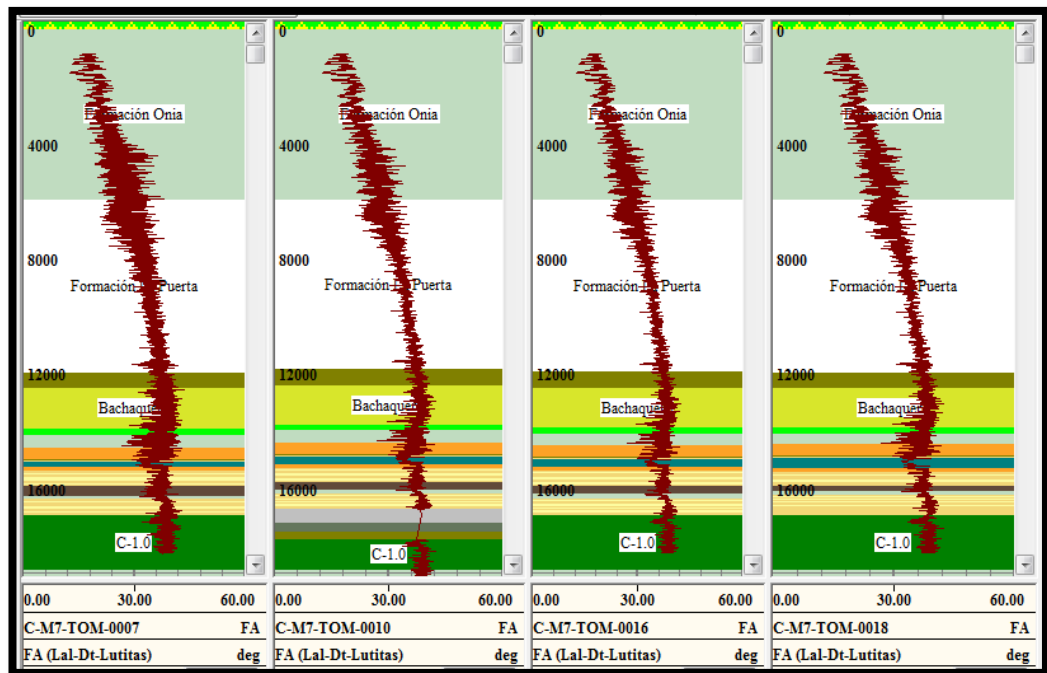


Figura 5.10. Curva de ángulo de fricción (°) de la macolla C del campo Moporo.

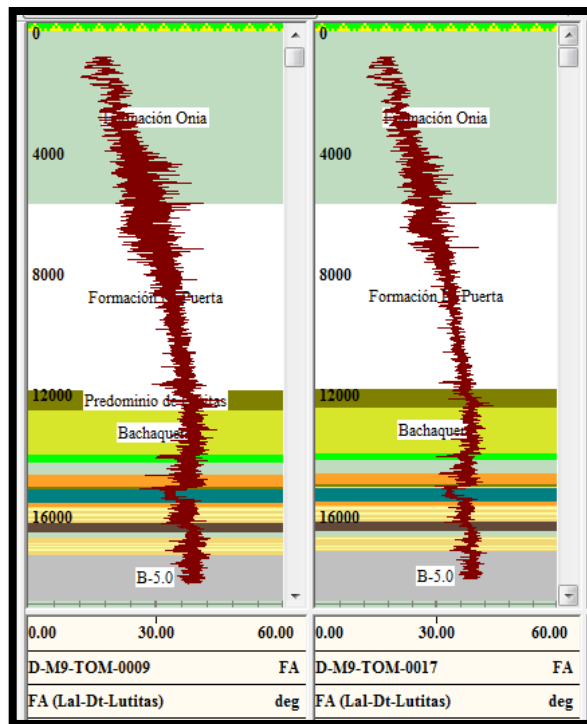


Figura 5.11. Curva de ángulo de fricción (°) de la macolla D del campo Moporo.

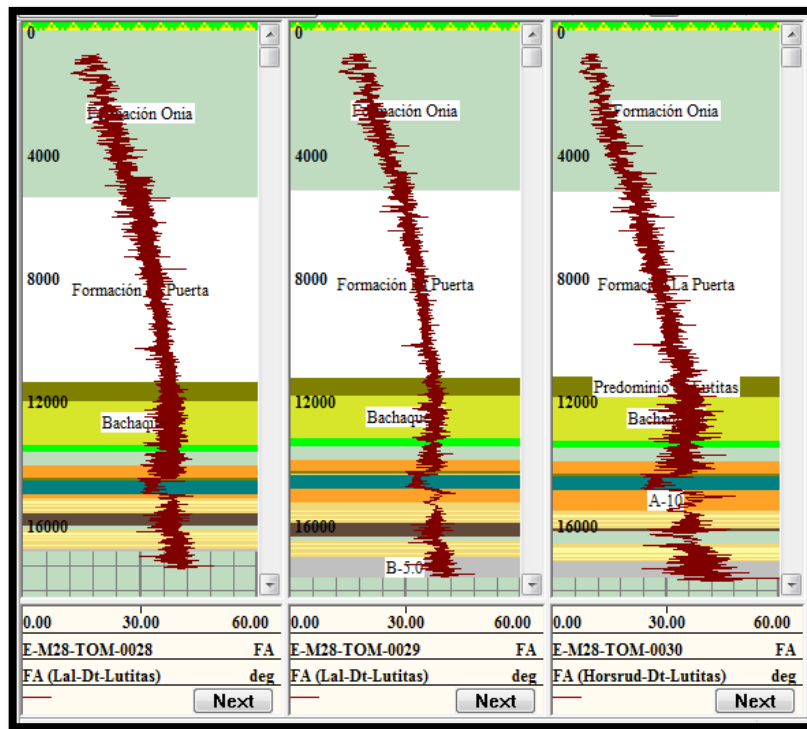


Figura 5.12. Curva de ángulo de fricción (°) de la macolla E del campo Moporo.

Con los resultados presentados se tiene que en la parte superior de la columna estratigráfica se está en presencia de arenas no consolidadas con intercalaciones de lutitas y limolitas de acuerdo a los valores presentes de ángulo de fricción (entre 22° y 32°), correspondientes a los principales tipos de litología para las Formaciones El Milagro y La Onia; por otro lado, para la sección 2 se tiene que la resistencia es media (valores de ángulo de fricción entre 32° y 35°) y por consiguiente las litologías presentes corresponden a areniscas y limolitas, presente en la formación La Puerta. La sección 3 corresponde a litologías de mayor grado de consolidación (valores entre 35° y 36° de ángulo de fricción) tales como areniscas, presentes en las Formaciones Lagunillas y La Rosa. Posteriormente, se observa la disminución del ángulo de fricción ($\phi=32^\circ$), debido a que la resistencia de la formación decrece considerablemente, consecuencia del tipo de litología presente en la zona (lutitas) correspondiente a la Formación Paují. Finalmente se tiene que los valores de ángulo de fricción aumentan nuevamente (entre 36° y 37°), lo

que corresponde al comportamiento de las arenas pertenecientes a la Formación Misoa.

A continuación se presentan los resultados del cálculo de la resistencia a la compresión uniaxial (Figuras 5.13 a 5.17).

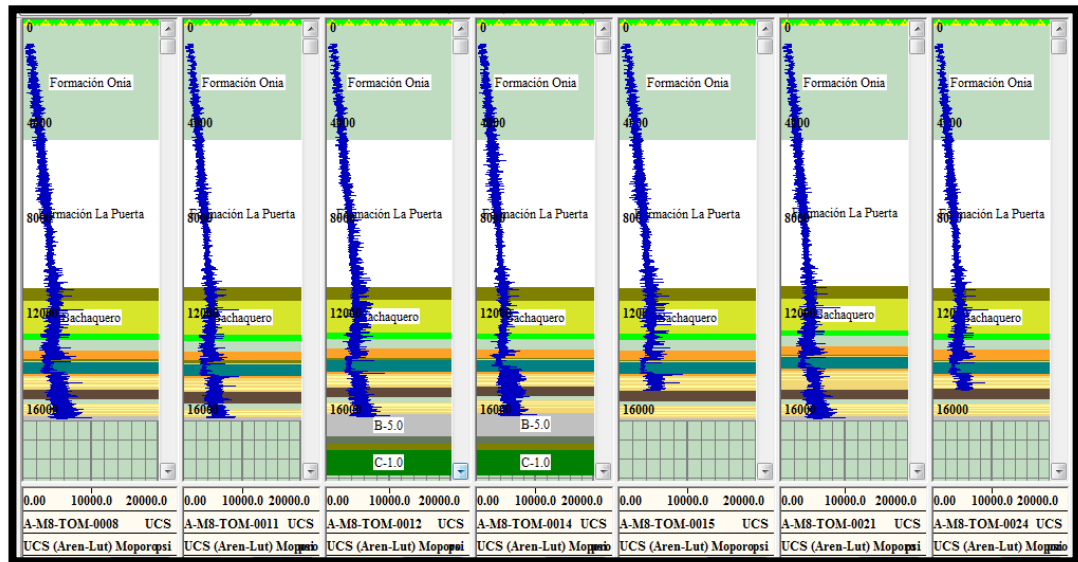


Figura 5.13. Curva de resistencia a la compresión uniaxial (psi) de la macolla A del campo Moporo.

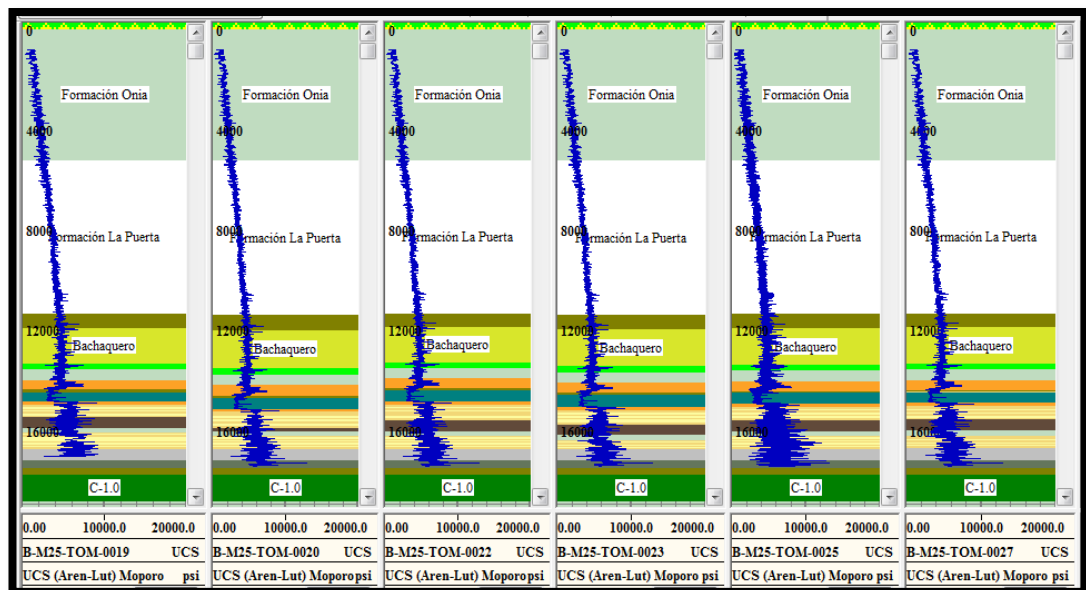


Figura 5.14. Curva de resistencia a la compresión uniaxial (psi) de la macolla B del campo Moporo.

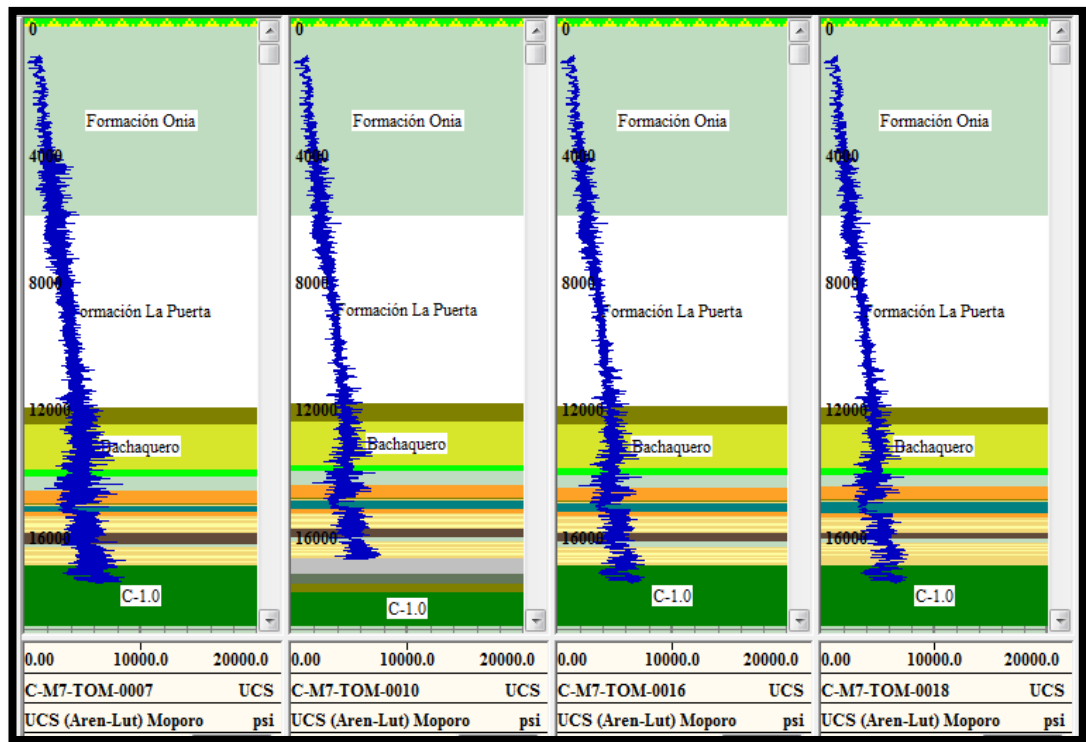


Figura 5.15. Curva de resistencia a la compresión uniaxial (psi) de la macolla C del campo Moporo.

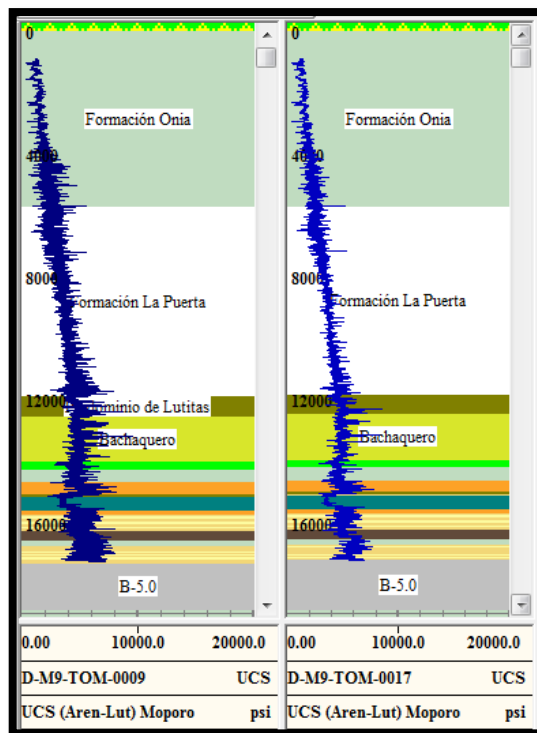


Figura 5.16. Curva de resistencia a la compresión uniaxial (psi) de la macolla D del campo Moporo.

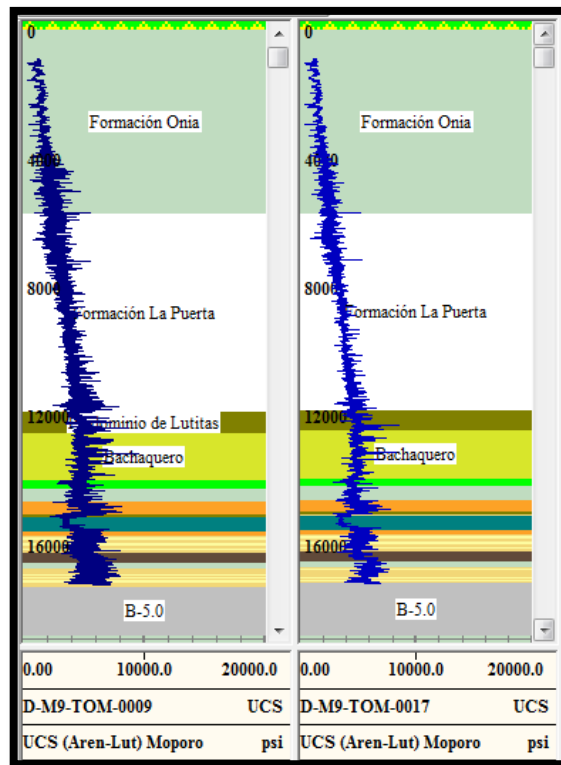


Figura 5.17. Curva de resistencia a la compresión uniaxial (psi) de la macolla E del campo Moporo.

En la Tabla 5.3 se presenta el resumen por secciones de los valores promedios de la resistencia a la compresión uniaxial. La clasificación de competencia de la roca es basada en Suárez (1998) (Apéndice).

Tabla 5.3. Clasificación del tipo de roca acorde a los valores promedio de resistencia a la compresión uniaxial (UCS), de acuerdo a Suárez (1998) (Apéndice).

Zona	UCS (MPa)	Tipo de roca	Competencia de la roca
1	13,7	Arenisca-Lutita	Muy débil
2	24,8	Arenisca-Lutita	Débil
3	32,4	Arenisca-Caliza	Resistencia mediana
4	25,5	Lutita	Débil
5	38,6	Arenisca	Resistencia mediana

De acuerdo a los valores observados de UCS en la zona de estudio, se tienen tres tipos de competencia de roca, la cual va aumentando a medida que se profundiza hasta que se llega a tener resistencia mediana (valores entre 31 y 45,5 MPa) en la parte más profunda de la columna. Sin embargo, se observa

una disminución abrupta (de 32,4 a 25,5 MPa) en los valores de esta propiedad mecánica, lo que indica que existe una transición de una roca con resistencia mediana a una débil. Esta zona de disminución de resistencia a la compresión uniaxial corresponde a las lutitas de la Formación Paují.

A continuación se presentan los resultados del cálculo de los módulos elásticos: módulo de Young y coeficiente de Poisson (Figuras 5.18 a 5.27).

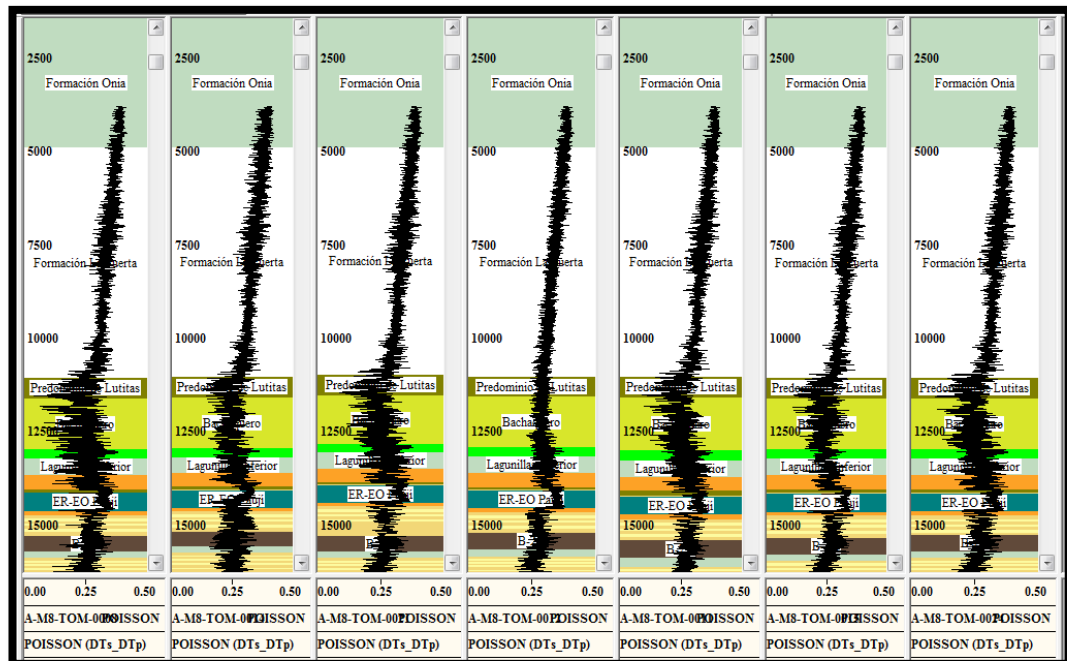


Figura 5.18. Curva de coeficiente de Poisson de la macolla A del campo Moporo.

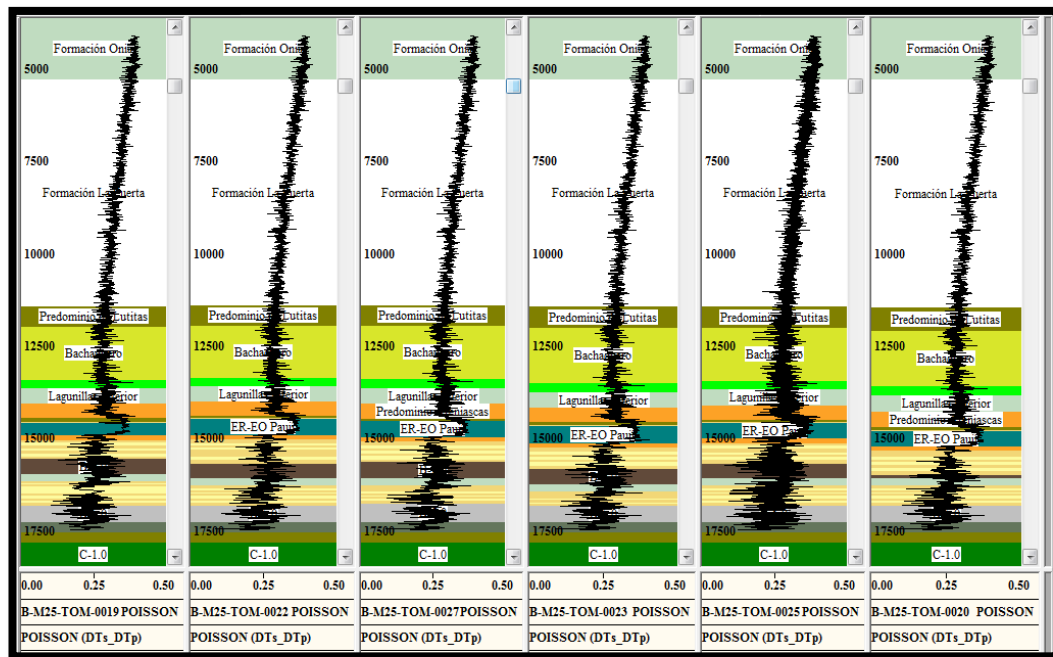


Figura 5.19. Curva de coeficiente de Poisson de la macolla B del campo Moporo.

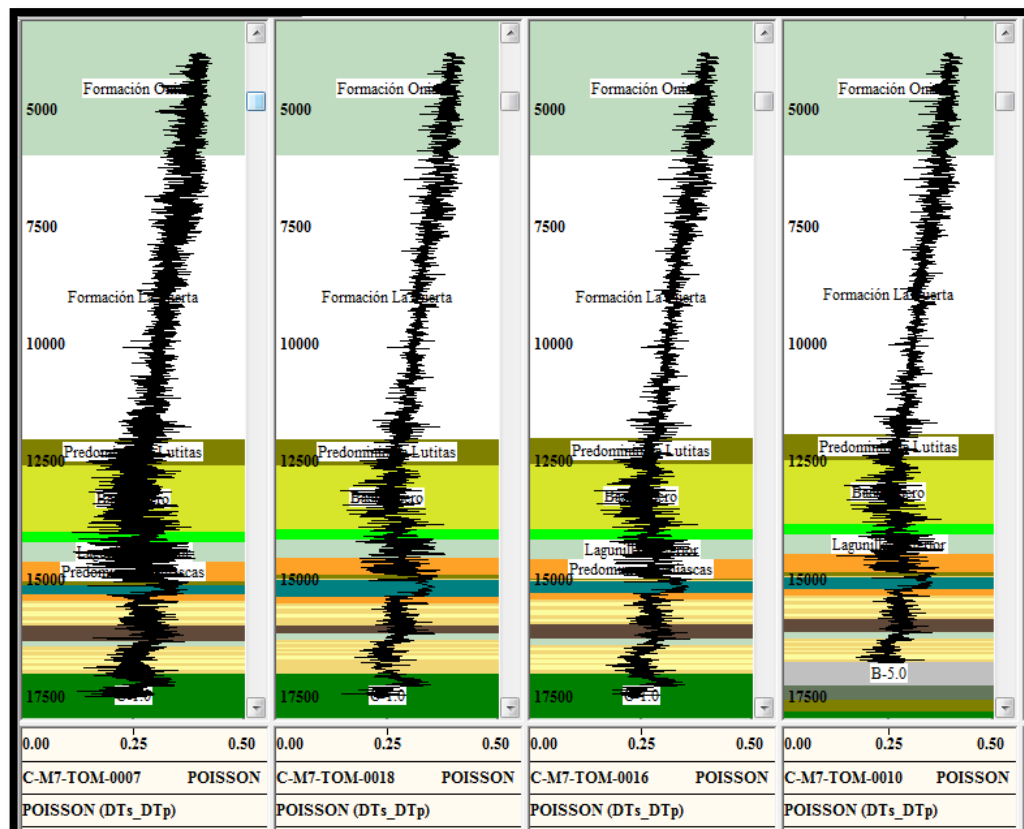


Figura 5.20. Curva de coeficiente de Poisson de la macolla C del campo Moporo.

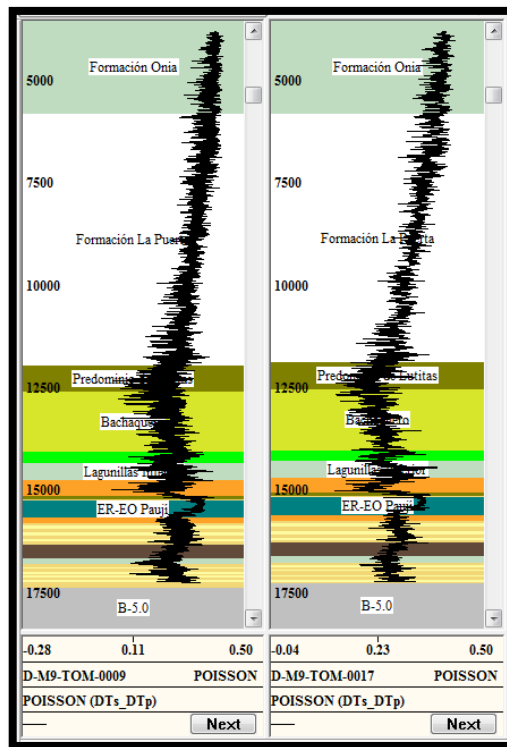


Figura 5.21. Curva de coeficiente de Poisson de la macolla D del campo Moporo.

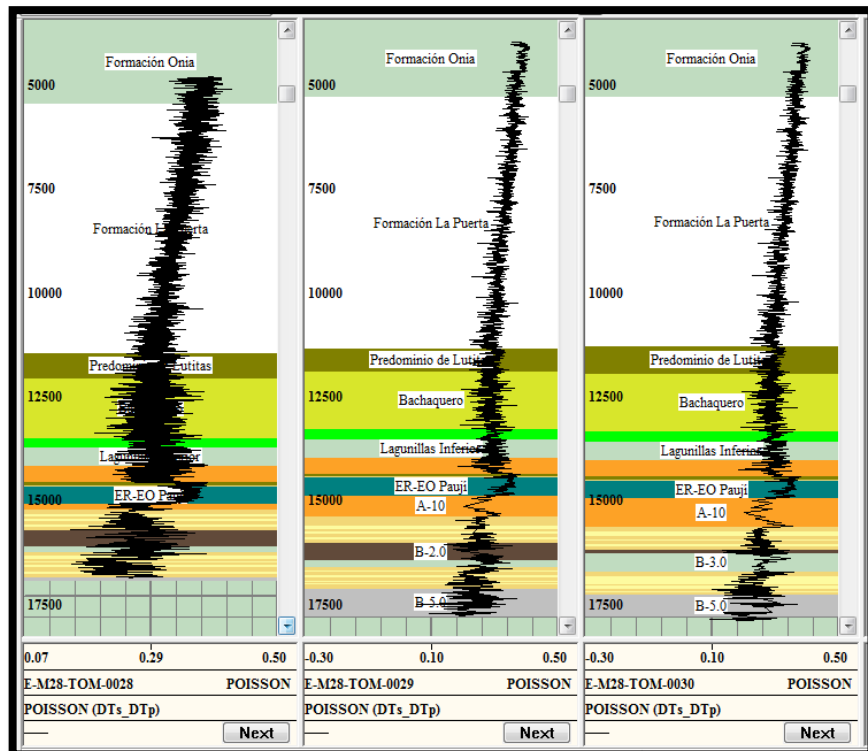


Figura 5.22. Curva de coeficiente de Poisson de la macolla E del campo Moporo.

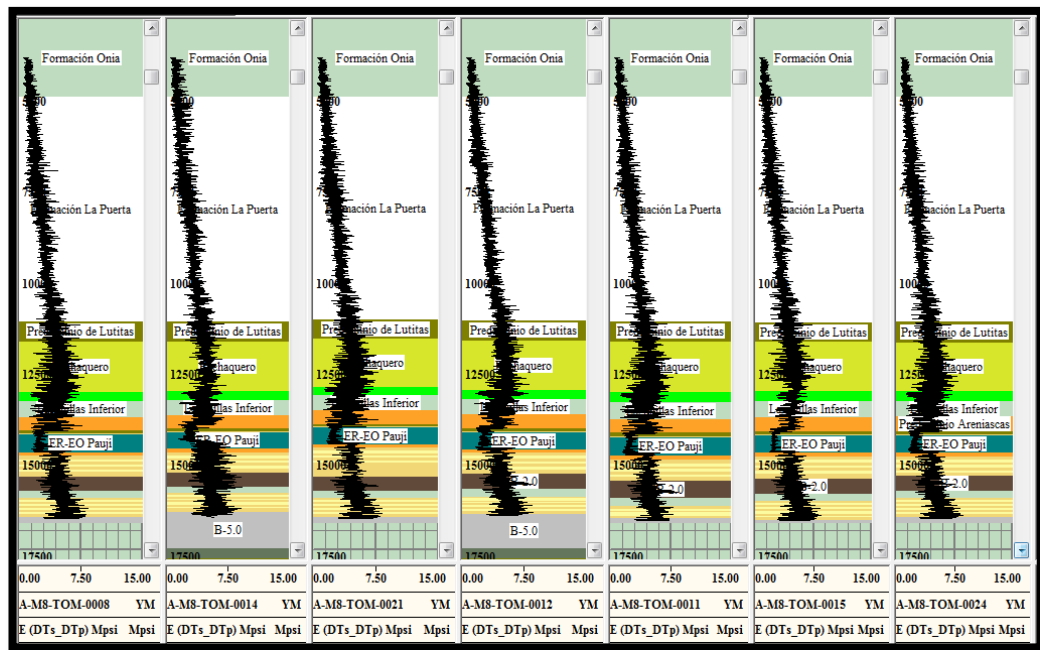


Figura 5.23. Curva de módulo de Young (Mpsi) de la macolla A del campo Moporo.

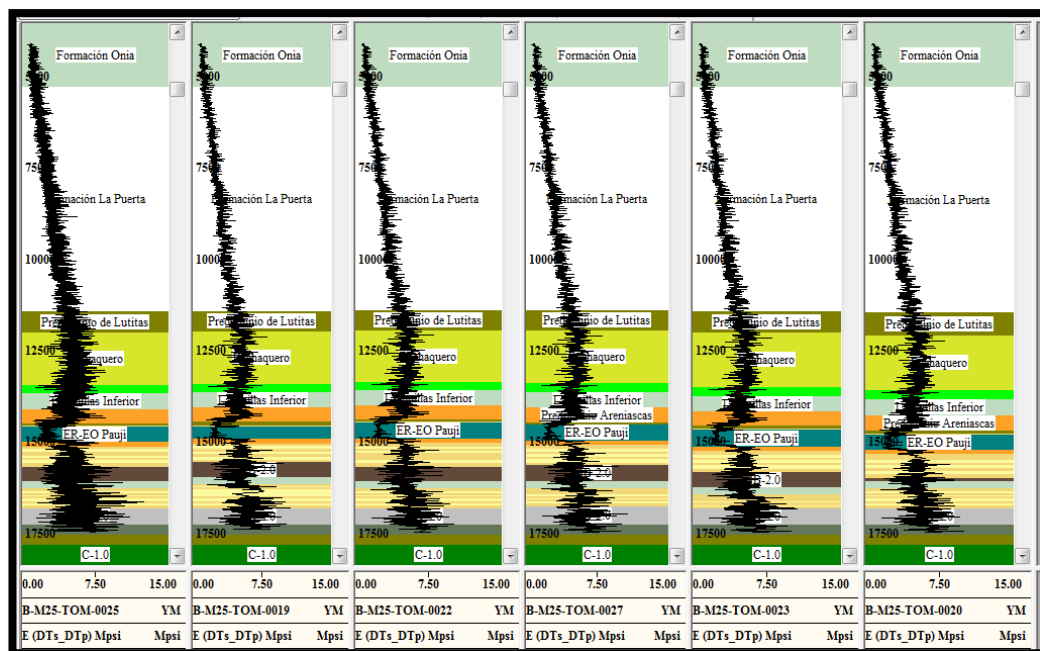


Figura 5.24. Curva de módulo de Young (Mpsi) de la macolla B del campo Moporo.

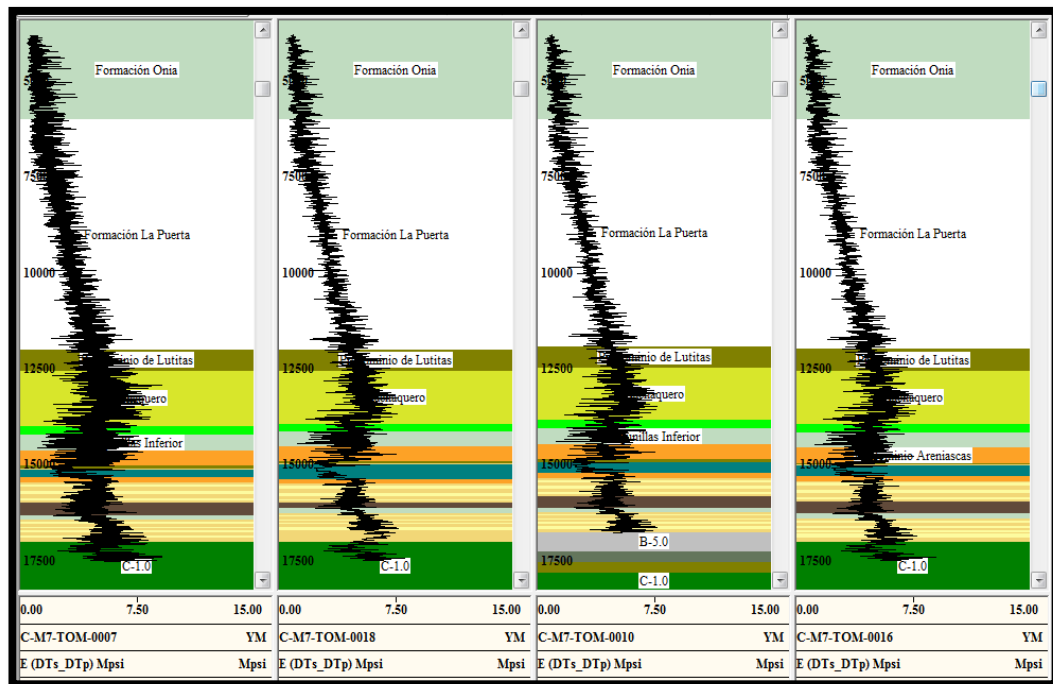


Figura 5.25. Curva de módulo de Young (Mpsi) de la macolla C del campo Moporo.

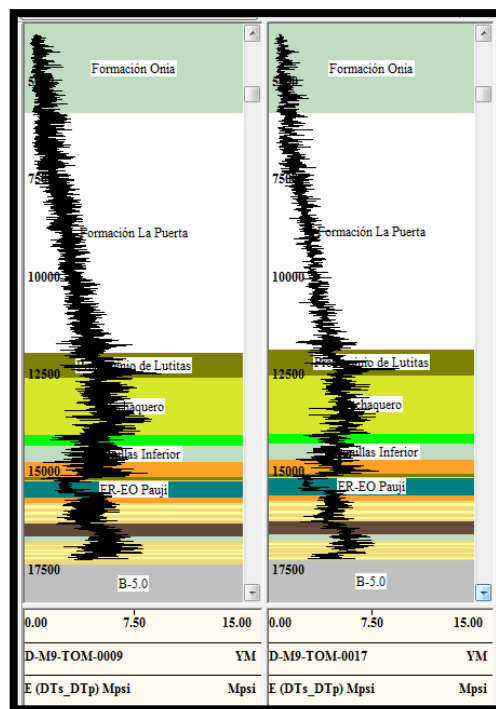


Figura 5.26. Curva de módulo de Young (Mpsi) de la macolla D del campo Moporo.

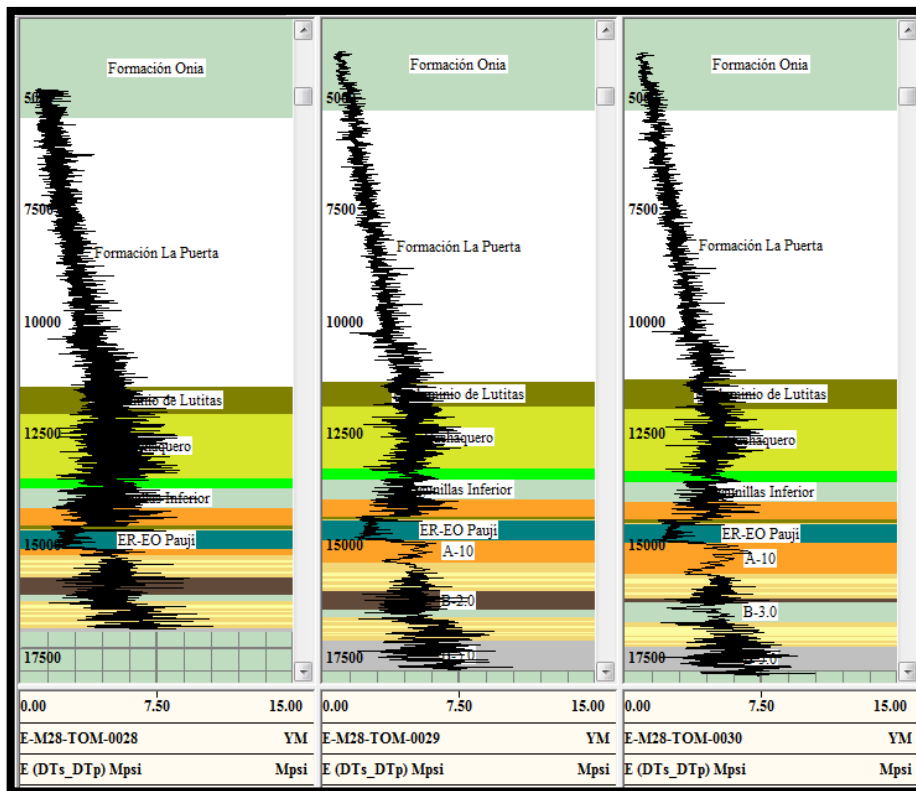


Figura 5.27. Curva de módulo de Young (Mpsi) de la macolla E del campo Moporo.

A partir de las curvas que permiten describir el módulo de Young y el coeficiente de Poisson se generó la Tabla 5.4 con los valores promedios, con la finalidad de clasificar de acuerdo al tipo de geología presente.

Tabla 5.4. Clasificación del tipo de roca acorde a los valores promedio de módulo de Young (E) y coeficiente de Poisson (ν), de acuerdo a Gercek (2006), y Farmer (1968) (Apéndice).

Sección	E (Mpsi)	ν	Tipo de roca
1	1,1	0,38	Arenisca-Lutita
2	2,8	0,32	Arenisca-Lutita
3	4,5	0,26	Arenisca-Caliza
4	2,8	0,33	Lutita
5	5,1	0,25	Arenisca

En términos generales, la resistencia de las rocas aumenta mientras que se acrecienta la profundidad. El comportamiento mecánico indica que las formaciones lutíticas presentan menor resistencia (módulo de Young entre 1,1 y 2,8 Mpsi) y mayor grado de deformación (coeficiente de Poisson entre

0,33 y 0,38), mientras que las formaciones arenosas tienen el comportamiento inverso, es decir, mayor resistencia (módulo de Young entre 1,1 y 5,1 Mpsi) y menor deformación (coeficiente de Poisson entre 0,25 y 0,38); razón por la cual se hace evidente que el valor del módulo de Young aumenta a medida que se incrementa el porcentaje de arena, mientras que el coeficiente de Poisson disminuye.

No obstante, se tiene que el valor de módulo de Young disminuye (de 4,5 a 2,8 Mpsi) y el valor de coeficiente de Poisson aumenta (de 0,26 a 0,33) como respuesta a la presencia de la Formación Paují, conformada por litología de tipo lutítica. Esta respuesta es dependiente del ambiente de depositación y los procesos posteriores a éste.

Es importante tener presente que la mayoría de las correlaciones fueron desarrolladas para rocas intactas, reduciendo su aplicación a formaciones débiles las cuales representan el principal reto en las evaluaciones de estabilidad.

5.1.3. Revisión y acondicionamiento de los datos de laboratorio

Entre los principales requerimientos para realizar el análisis geomecánico de cualquier formación geológica se tiene el conocimiento de las propiedades mecánicas estáticas de la roca. Con la finalidad de llegar al conocimiento de los valores de dichas propiedades, se hacen necesarios los ensayos de laboratorio sobre muestras de la formación o núcleos.

En este caso, personal de PDVSA-Intevep realizó específicamente tres ensayos de laboratorio: ensayo de compresión axial sin confinamiento, ensayo triaxial drenado y ensayo triaxial no drenado con un ciclo de carga.

Las pruebas estáticas fueron realizadas en los núcleos extraídos de los pozos TOM-0009 y TOM-0025. En las Tablas 5.5 y 5.6 se tienen los valores de módulo de Young y coeficiente de Poisson antes de la validación y luego de ésta, con el objetivo de comparar los resultados obtenidos. Los valores de módulo de Young y coeficiente de Poisson fueron extraídos del ensayo triaxial, ya que la Sociedad Internacional de Mecánica de Rocas (*ISRM*, por sus siglas en inglés) expone éste como el método sugerido para la determinación

de dichas propiedades en materiales rocosos, ya que modela mejor el comportamiento al cual está sometida la formación.

Tabla 5.5. Valores de módulo de Young estático.

Pozo	Profundidad (m)	E (Mpsi)	E (Mpsi)	Diferencia	Coeficiente de correlación
TOM-09	4855,28	3,58	4,16	0,58	0,60
	4856,25	3,86	4,07	0,21	
	4858,10	3,37	4,18	0,81	
	4911,32	2,70	3,96	1,26	
	4858,10	2,65	4,96	2,31	
	4912,53	3,09	6,35	3,26	
	5226,84	3,12	5,51	2,39	
	5228,41	3,33	6,13	2,80	
	5233,67	3,64	6,34	2,70	
TOM-25	4676,01	3,15	5,66	2,51	0,57
	4676,37	3,11	5,57	2,46	
	4676,72	3,11	5,68	2,57	
	4677,03	3,02	5,46	2,44	
	4797,55	3,20	4,76	1,56	
	4798,77	4,62	6,15	1,53	
	5071,13	2,76	5,31	2,55	
	5071,92	3,21	5,93	2,72	
	5073,17	3,48	6,14	2,66	
	5161,61	2,34	5,45	3,11	
	5178,39	3,31	5,96	2,65	
	5164,63	3,56	6,28	2,72	
	Antes de la validación			Después de la validación	

Tabla 5.6. Valores de coeficiente de Poisson estático.

Pozo	Profundidad (m)	v	v	Diferencia	% de diferencia	Coeficiente de correlación
TOM-09	4855,28	0,09	0,32	0,23	46	0,40
	4856,25	0,06	0,16	0,10	20	
	4858,10	0,23	0,21	0,02	4	
	4911,32	0,21	0,38	0,17	34	
	4858,10	0,23	0,33	0,10	20	
	4912,53	0,21	0,2	0,01	2	
	5226,84	0,23	0,37	0,14	28	
	5228,41	0,17	0,28	0,11	22	
	5233,67	0,21	0,32	0,11	22	
TOM-25	4676,01	0,16	0,3	0,14	28	0,60
	4676,37	0,19	0,33	0,14	28	
	4676,72	0,18	0,32	0,14	28	
	4677,03	0,27	0,36	0,09	18	
	4797,55	0,28	0,17	0,11	22	
	4798,77	0,30	0,20	0,10	20	
	5071,13	0,34	0,36	0,02	4	
	5071,92	0,22	0,26	0,04	8	
	5073,17	0,20	0,23	0,03	6	
	5161,61	0,21	0,30	0,09	18	
	5178,39	0,25	0,30	0,05	10	
	5164,63	0,18	0,21	0,03	6	
	Antes de la validación				Después de la validación	

La validación de los datos se realizó debido a que las mediciones no fueron llevadas a cabo mediante medidores de deformación aplicados directamente

sobre la muestra, tanto en dirección axial como radial, por lo que los parámetros no fueron calculados con facilidad y precisión durante el ensayo. Todo esto se debe a realizar las mediciones utilizando transformadores diferenciales variables lineales (LVTD, por sus siglas en inglés), los cuales no son colocados sobre la muestra, ya que éstos van localizados en los cabezales o asientos esféricos endurecidos de la célula triaxial.

Este procedimiento fue un paso importante como control de calidad. De acuerdo a los valores expuestos en las Tablas 5.5 y 5.6 los errores en las mediciones del coeficiente de Poisson van desde un 2% hasta 46% para el pozo TOM-0009, lo que sugiere diferencias en las mediciones que van desde 0,01 a 0,23, además se tiene un valor de coeficiente de correlación de 0,40; en el caso del pozo TOM-0025, los errores van de 4% a 28%, lo que se traduce en una diferencia máxima de 0,14, teniéndose un valor de coeficiente de correlación de 0,60. Por otro lado, las mediciones de módulo de Young arrojan una diferencia que varía de 0,21 a 3,26 Mpsi para el pozo TOM-0009, con un valor de coeficiente de correlación de 0,60; y una diferencia entre 1,53 y 3,11 Mpsi, con un valor de coeficiente de correlación de 0,57 para el pozo TOM-0025.

Las diferencias son menores para el pozo TOM-0025, debido a que las mediciones fueron realizadas primero con LVDT, luego fueron repetidas algunas de éstas utilizando extensómetros, lo que permitió corregir las mismas y estimar el error; mientras que los valores del pozo TOM-0009 tienen mayores diferencias, debido a que la mayoría de las mediciones fueron realizadas con LVDT razón por la cual éstos contienen un mayor porcentaje de error asociado.

La validación de los valores de coeficiente de Poisson estático y módulo de Young estático permitió tener una mayor precisión para la caracterización mecánica de las formaciones de acuerdo a los rangos en los que éstas se encuentran.

Con la finalidad de caracterizar la zona de interés se presenta a continuación la tabla 5.7 con los valores de resistencia a la compresión sin confinamiento de núcleos extraídos de los pozos TOM-0009 y TOM-0025. Estos valores

fueron obtenidos a partir del ensayo uniaxial, descrito como el método sugerido por la Sociedad Internacional de Mecánica de Rocas.

Tabla 5.7. Tabla de valores de resistencia a la compresión sin confinamiento.

Pozo	Profundidad	MPa	Pozo	Profundidad	MPa
TOM-0009	15912,58	69,48	TOM-0025	15328,33	31,18
	15912,66	79,07		15329,41	25,98
	15924,16	52,33		15357,58	48,83
	15933,41	56,43		15358,16	30,93
	15941,5	50,66		15403,91	29,82
	15941,58	58,73		15406,5	35,1
	15944,58	55,42		15441,16	54,76
	15944,66	50,55		15446,33	50,62
	15953,41	60,65		15509	49,57
	15986,58	70,15		15509,5	43,05
	15995,5	62,14		15530	31,97
	16025,5	43,58		15581,75	27,79
	16046	42,26		15582,25	32,12
	16049,25	24,8		15642,16	42,69
	16063,58	48,4		15642,58	30,39
	16081,58	34,69		15654,58	42,52
	16082,58	45,07		15697,91	37,38
	16091,66	61,71		15720,58	26,6
	16102,83	31,14		15743,75	38,86
	17429,25	78,1		16814,91	43,64
	17456,33	79,33		15815	48,43
	17484,16	55,58		16551,58	28,69
	17504,75	38,48		16558,41	71,53
	17506,25	60,88		16590,33	48,75
	16866,5	30,28		16595,41	75,97
	17298,58	45,63		16644	47,09
	16886,5	38,09		16722,83	30,42
	16906,66	66,04		16723	38,77
	16924,33	68,78		16760,58	47,56
	17141,41	52,98		16763,5	78,68
	17156,66	53,33		16805,25	76,72
	17194,66	38,88		16806,91	29,44
	17218,5	48,67		16885,58	42,01
	17222,41	40,6		16886,33	88,91

	17347,75	101,66		16914,58	51,5
	17357,75	37,45		16914,66	71,35
	17370,58	40,22			
	17434,16	40,22			

De acuerdo a los valores obtenidos de las propiedades mecánicas (UCS, ν y E), el yacimiento es una formación competente ($E_{\text{promedio}}=4,2$ Mpsi y $\nu=0,29$) y con resistencia mecánica alta ($UCS_{\text{promedio}}=49,2$ MPa).

La resistencia de la roca puede ser caracterizada por el ángulo de fricción (Tabla 5.8). Este fue determinado mediante ensayos triaxiales, ya que representan las condiciones de las rocas *in situ* sometidas a esfuerzos confinantes, permitiendo determinar la envolvente o línea de resistencia del material rocoso ensayado.

Tabla 5.8. Valores de ángulo de fricción.

Pozo	Arena	Profundidad	Ángulo de fricción (°)
TOM-0009	A-10	15912,58-15953,41	30
	B-1.1	16117,25	34
	B-4.2	17148,41-17194,66	36
TOM-0025	B-1.0	15328,33-15403,91	34
	B-1.1	15406,50-15446,33	39
	B-1.3	15581,75-15582,25	32
	B-1.5	15720,58-15744,00	40
	B-4.2	16637,58-16650,16	36
	B-4.6	16885,58	34
	B-4.7	16886,33-16944,33	44

5.1.4. Calibración de datos de pozo con datos de laboratorio

Como principal control de calidad del modelo geomecánico 1D es necesario realizar la calibración de los parámetros calculados a partir de los registros de pozos con los ensayos de mecánica de rocas realizados en el laboratorio. Por supuesto se debe tomar en cuenta que los módulos dinámicos, calculados a partir de registros y las relaciones de la teoría de elasticidad, son a altas frecuencias y más baja deformación que los resultados obtenidos en el laboratorio (realizados en condiciones estáticas).

El procedimiento de calibración varía dependiendo de los criterios a ser usados. Sin embargo, lo que se trata de hacer es tomar en cuenta los factores que diferencian las mediciones estáticas de las dinámicas, estos factores son: confinamiento, forma, tamaño del hoyo y temperatura. Comúnmente se corrige para los dos primeros a través de correlaciones obtenidas en base de datos de ensayos mecánicos. En el laboratorio muchas de estas pruebas se hacen en núcleos y se configuran los tapones de manera de simular a la geometría del pozo o el túnel cañoneado.

A continuación se muestran las figuras 5.28 a 5.35 donde se observan las curvas de propiedades mecánicas estáticas y dinámicas y los valores calculados a partir de los ensayos de laboratorio de los pozos TOM-0009 y TOM-0025. Además, se muestran los gráficos cruzados y el ajuste de éstos.

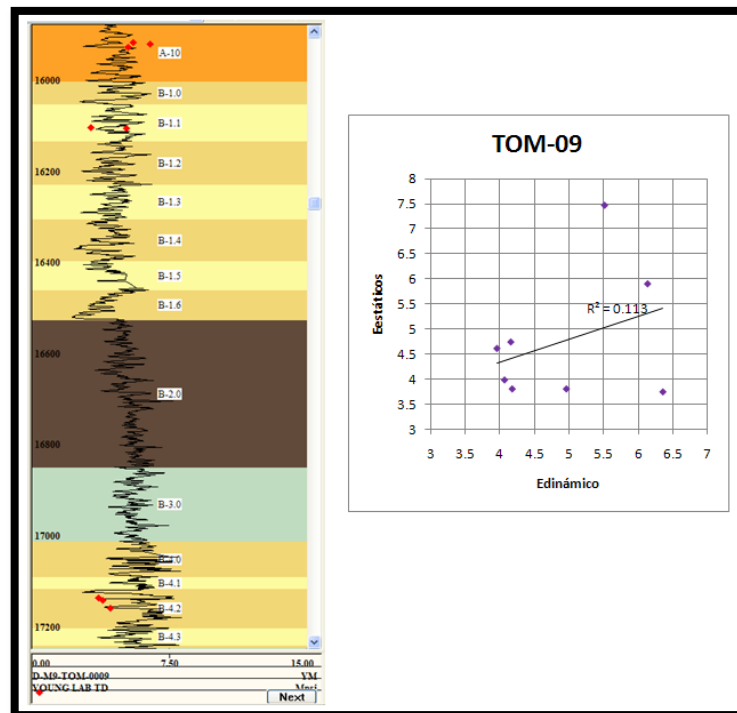


Figura 5.28. Datos estáticos (puntos rojos) y dinámicos (curva negra) de módulo de Young del pozo TOM-0009.

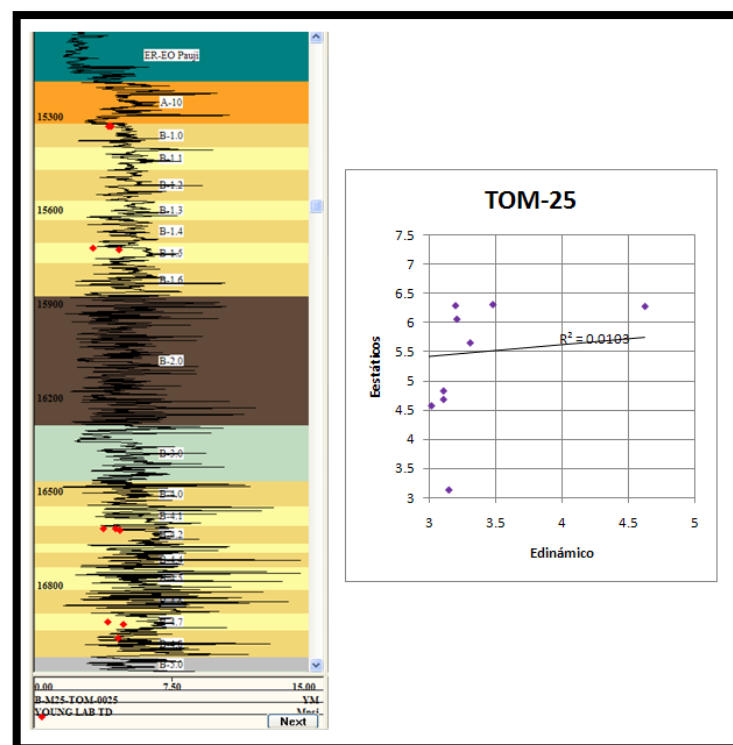


Figura 5.29. Datos estáticos (puntos rojos) y dinámicos de módulo (curva negra) de Young del pozo TOM-0025.

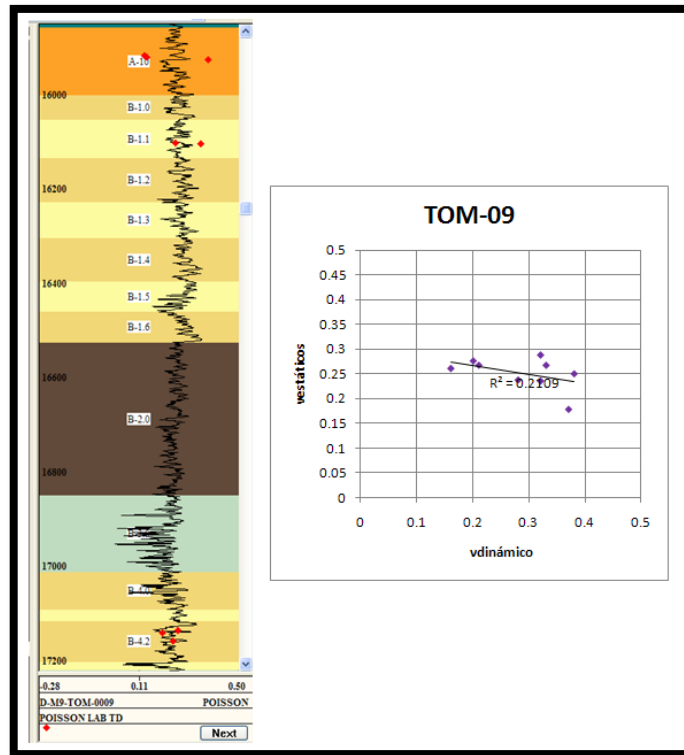


Figura 5.30. Datos estáticos (puntos rojos) y dinámicos (curva negra) de coeficiente de Poisson del pozo TOM-0009.

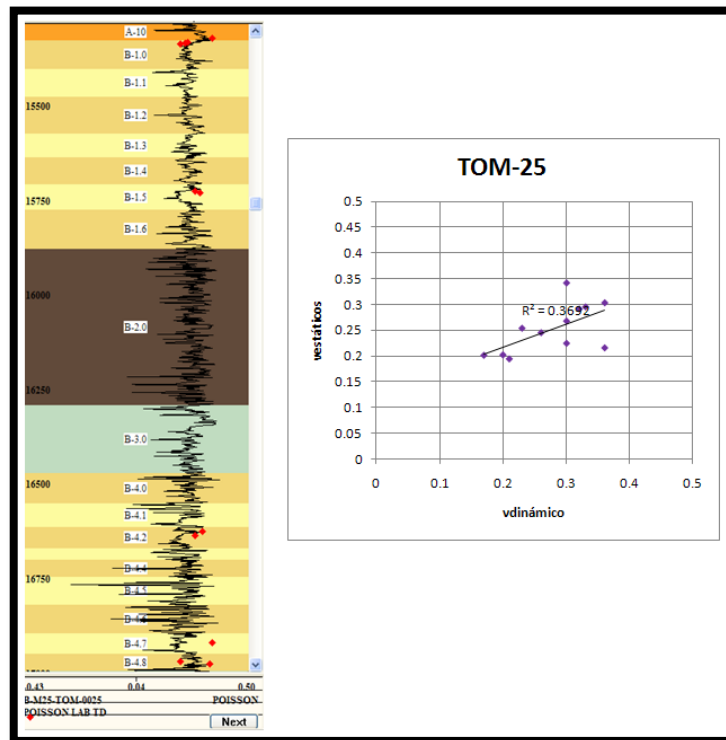


Figura 5.31. Datos estáticos (puntos rojos) y dinámicos (curva negra) de coeficiente de Poisson del pozo TOM-0025.

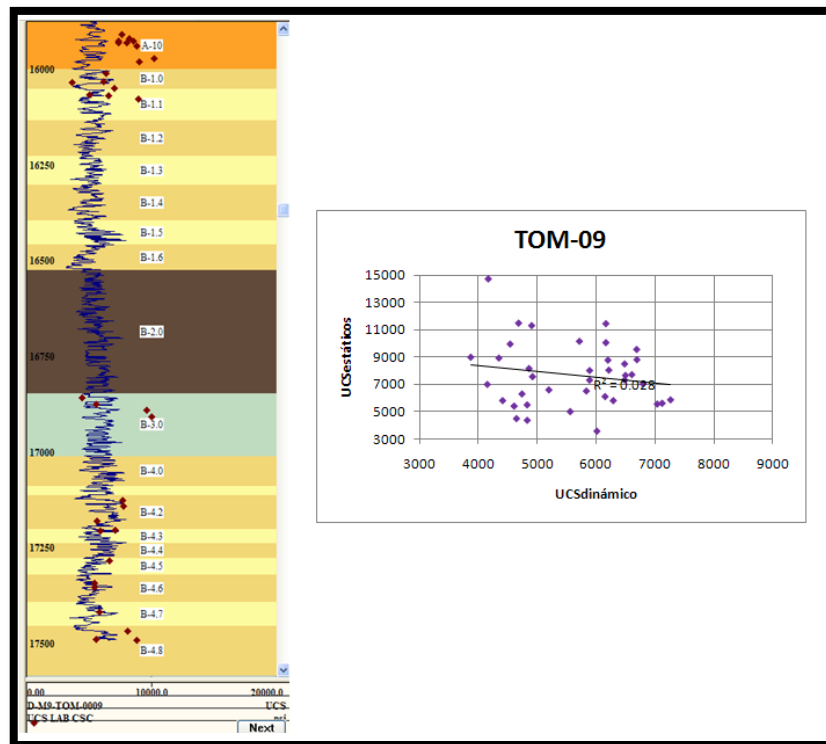


Figura 5.32. Datos estáticos (puntos rojos) y dinámicos (curva azul) de resistencia a la compresión uniaxial del pozo TOM-0009.

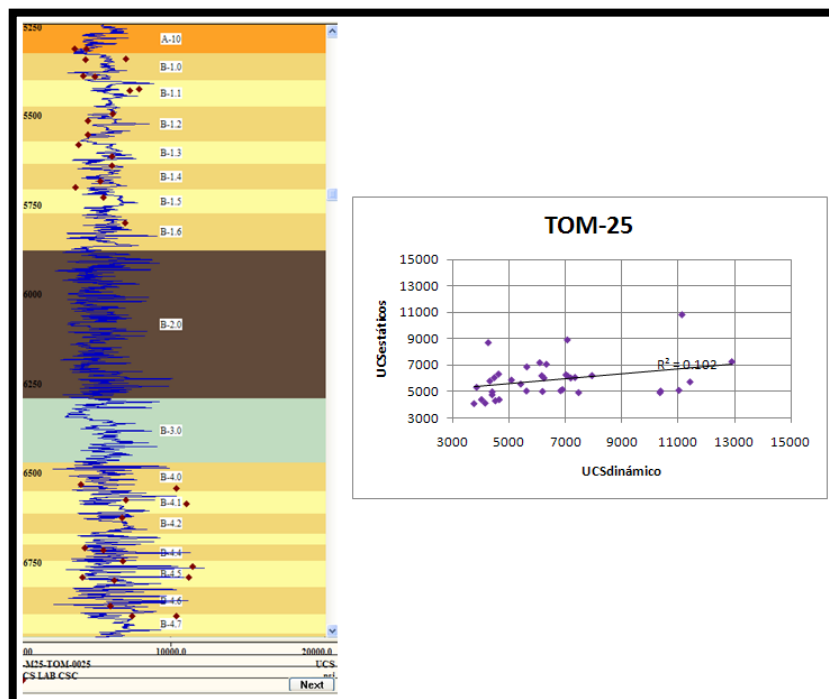


Figura 5.33. Datos estáticos (puntos rojos) y dinámicos (curva azul) de resistencia a la compresión uniaxial del pozo TOM-0025.

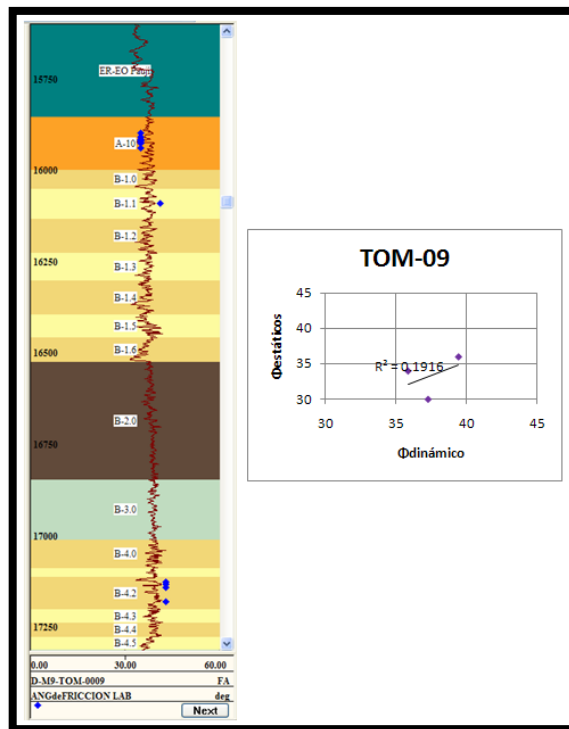


Figura 5.34. Datos estáticos (puntos azules) y dinámicos (curva roja) de ángulo de fricción del pozo TOM-0009.

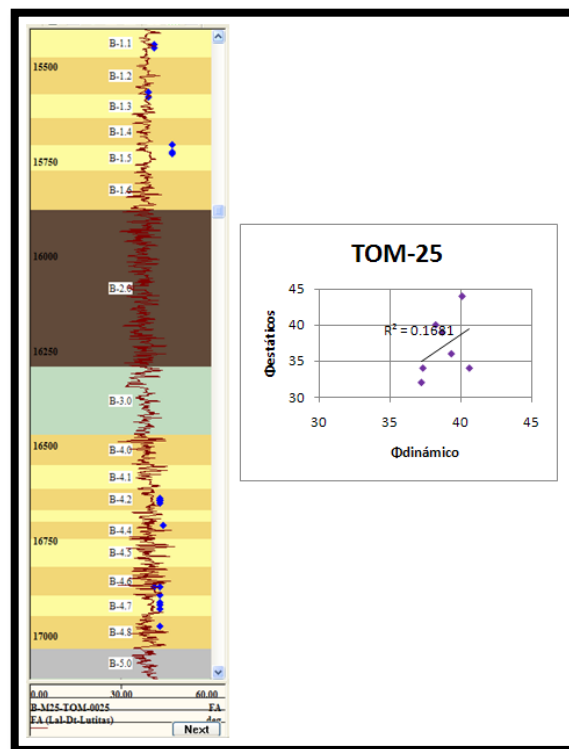


Figura 5.35. Datos estáticos (puntos azules) y dinámicos (curva roja) de ángulo de fricción del pozo TOM-0025.

Las diferencias entre las mediciones estáticas y dinámicas de módulo de Young se encuentran entre 0,8 Mpsi y 2,6 Mpsi para el pozo TOM-0009 y entre 0,0065 Mpsi y 4,54 Mpsi para el pozo TOM-00025. Por otro lado, para el pozo TOM-09 las disimilitudes correspondientes a valores de coeficiente de Poisson son entre 6% y 38%, lo que está representado por 0,03 y 0,19; las discrepancias encontradas para el pozo TOM-0025 tienen un máximo de 29%, lo que corresponde a 0,14.

Los valores de diferencia de resistencia a la compresión uniaxial fluctúan entre 2416,83 psi y 10578,31 psi para el pozo TOM-0009 y entre 4464,22 psi y 5893,07 psi para el pozo TOM-0025; mientras que la disimilitud entre los valores estáticos y dinámicos correspondientes al ángulo de fricción se encuentran entre 3° y 7° para el pozo TOM-0009 y 0,5° y 10° para el pozo TOM-00025.

Las marcadas discrepancias entre las mediciones dinámicas y estáticas pueden deberse a la presencia de microgrietas en las muestras (generalmente producidas cuando se extrae el núcleo de la formación), ya que una roca que contenga las mismas no se comportara linealmente elástica, lo que se traduce en una pequeña vibración de baja amplitud que sufrirá un promedio distinto de rigidez que una deformación estática de amplitud mayor.

Asimismo, los fluidos en los poros son una potencial causa para la diferencia entre los módulos estáticos y dinámicos en las rocas, ya que las mediciones de velocidades en las rocas no drenadas implica que el fluido contribuye con la velocidad. Además, puede tener un efecto significativo en las atenuaciones. En consecuencia, el módulo derivado de las mediciones de velocidad en una roca saturada será mayor que la medición correspondiente al módulo estático medido en un ensayo drenado.

La mayor disparidad entre los módulos estáticos y elásticos medidos es la amplitud de la deformación y no la tasa de esfuerzo. Los módulos estáticos medidos en la pendiente de las curvas esfuerzo-deformación difieren de los módulos elásticos dinámicos de pequeñas amplitudes de deformación debido a la plasticidad o los efectos no lineales.

Para comprender mejor el origen de la disimilitud es interesante notar que los módulos elásticos y dinámicos son iguales en materiales homogéneos y elásticos como el acero. De este modo, el origen de la discrepancia es probable que esté relacionada a la microestructura heterogénea de las rocas. Además, es de esperar que muchos de los efectos se originen en los contactos entre los granos, donde se puede exceder los límites elásticos del material incluso a esfuerzos externos bajos.

Otro aspecto que puede producir que los módulos estáticos sean mayores que los dinámicos, puede ser la temperatura, ya que de acuerdo a los expuesto por Fjaer (2008) se produce una ligera disminución en las velocidades a medida que aumenta la temperatura (usualmente menor al 5% por cada 100°C).

5.2. INVERSIÓN SÍSMICA

5.2.1. Acondicionamiento de datos sísmicos pre-apilados agrupados por punto común de reflexión (CRP *gathers*)

Para la realización del proceso de inversión simultánea es necesario que se tengan como datos de entrada los CRP *gathers*.

La principal finalidad del acondicionamiento de los datos es mejorar la relación señal-ruido, corregir la pérdida de frecuencias dependiente de la distancia fuente-receptor y alinear los *gathers* que se pueden encontrar curvos debido al efecto NMO (*Normal Moveout*). La relación señal-ruido dependerá principalmente de factores como: características iniciales de los datos, condición del subsuelo, parámetros de adquisición, aplicación de rutinas durante el procesamiento, entre otros. En la figura 5.36, se ilustra el CRP *gather*, antes del acondicionamiento y luego del mismo, con la finalidad de visualizar las correcciones y mejoras que fueron realizadas.

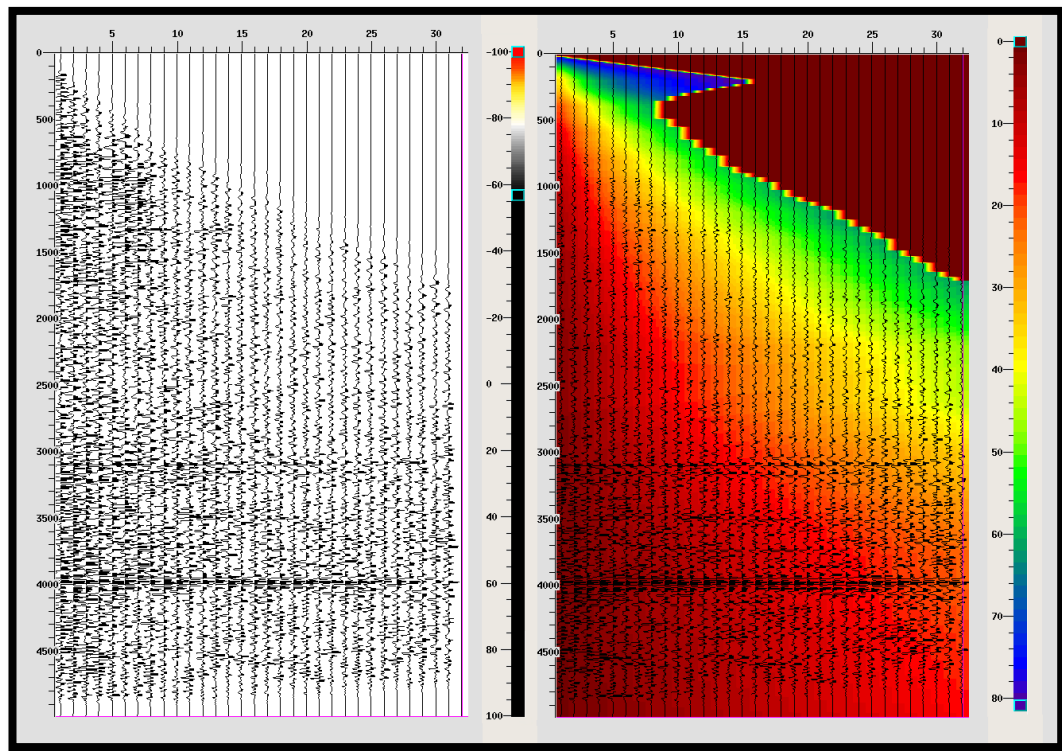


Figura 5.36. CRP *gather* antes (izquierda) y después del acondicionamiento (derecha), además se observan en escala de colores los ángulos de incidencia (*inline*: 1834)

En el *gather* acondicionado básicamente se puede observar que las amplitudes relativas se mantienen, esto es de vital importancia ya que el análisis AVO se fundamenta en mantener la relación de las mismas. Además, se observa que el *gather* original se presenta como una sección muy ruidosa y con poca coherencia entre los eventos, mientras que en la sección acondicionada los eventos se delinean mucho mejor y existe una relación señal-ruido más óptima, esto por lo tanto permitirá realizar un análisis AVO de mayor confiabilidad.

La horizontalización de los reflectores es un paso importante en el acondicionamiento de los datos, ya que al realizar el estudio AVO, una de las asunciones básicas de éste es que los reflectores que van a ser medidos son horizontales.

Con la corrección residual NMO de cuarto orden (figura 5.37), se asumió que de acuerdo a los modelos basados en velocidades, los reflectores no planos

son causados por NMO residual y por lo tanto, con este procedimiento se logró atenuar este efecto y horizontalizar los mismos.

Para ello, se asumió que las perturbaciones locales en las trayectorias de los rayos causan ondulaciones aleatorias en los reflectores de los *gathers*, con la finalidad de reducir este efecto se minimizó un error mínimo cuadrado (L2 norm) en un reflector para determinar el salto estático variante en tiempo en cada una de las trazas del *gather*, mediante la ecuación de dos términos de Shuey y la ecuación de tres términos de Aki y Richards. Por último, el alineamiento de los reflectores mejorará significativamente la resolución de las distribuciones espaciales de los parámetros elásticos y consecuentemente disminuirá la disparidad de los datos.

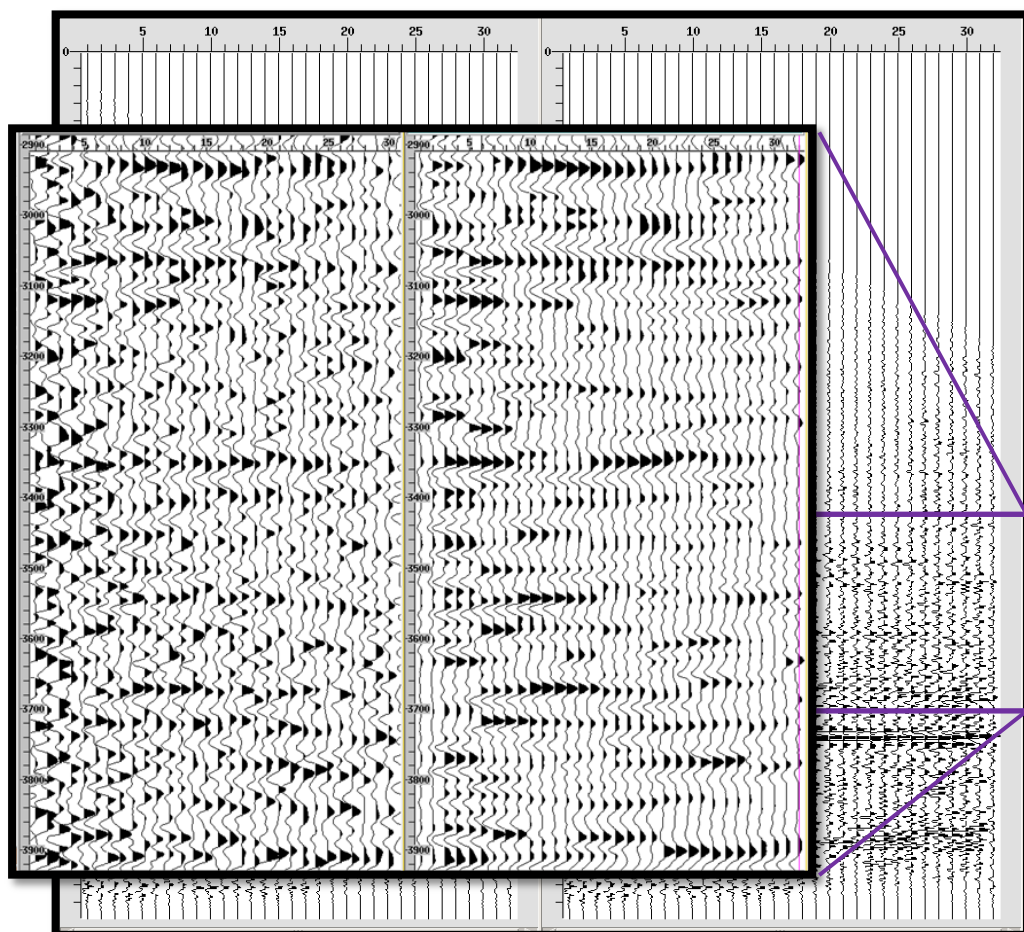


Figura 5.37. Corrección NMO de cuarto orden y remoción del estiramiento de la ondícula
(inline: 1973).

Como control de calidad del acondicionamiento de los datos fue utilizado el ajuste a la ecuación de dos términos de Shuey y a la ecuación de tres términos de Aki y Richards. En la figura 5.38 se muestran estas curvas, donde las líneas punteadas de color turquesa y verde representan la aproximación de Aki y Richards y la aproximación de Shuey, respectivamente. En este caso, la curva de Shuey esta solapada con la curva de Aki y Richards. Además, se muestran las curvas correspondientes al *gather* original (rojo), *gather* acondicionado (azul) y al *gather* sintético (fucsia). Asimismo, se puede notar que no existen cambios significativos en la respuesta AVO de los reflectores, ya que la curva teórica y la correspondiente al dato acondicionado son bastante próximas, lo que indica que se está en presencia de datos óptimos, ya que el algoritmo de inversión simultánea utiliza la aproximación de Aki y Richards. Sin embargo, es de notar que en los primeros ángulos de incidencia se tiene alta variabilidad en la respuesta (datos ruidosos), lo que sugiere que la relación señal-ruido no es buena. Por esta razón, el primer apilado angular que será generado más adelante se iniciará en 2°.

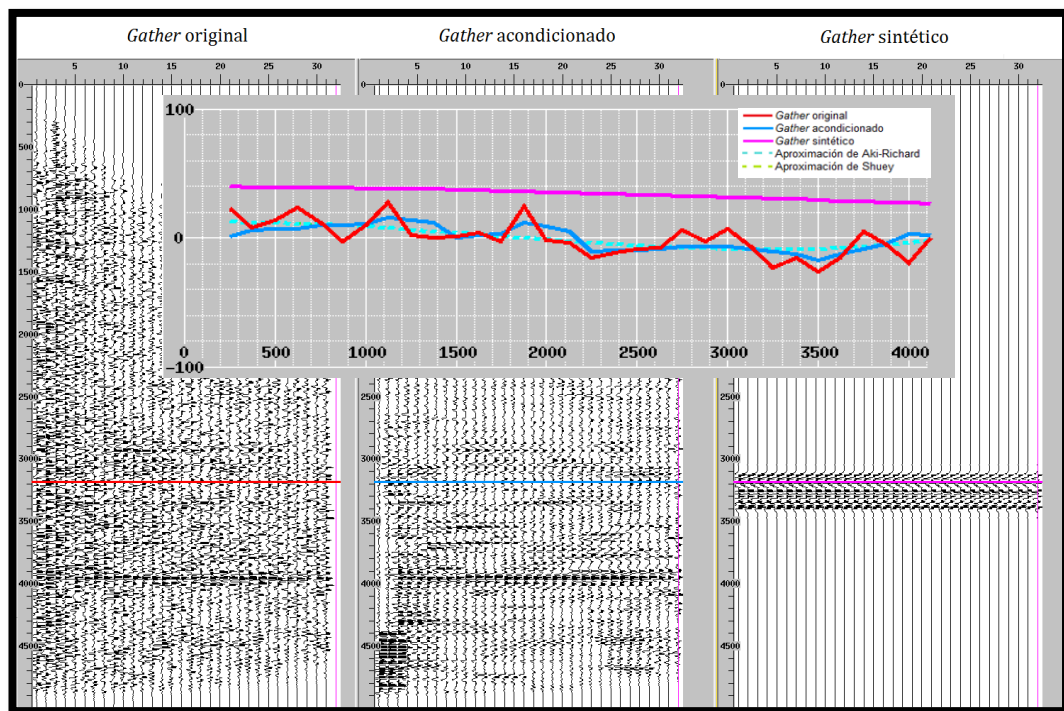


Figura 5.38. Curva AVO, *gather* original, *gather* acondicionado y *gather* sintético (inline: 1879).

Por último, la figura 5.39 muestra los espectros de amplitud de los datos originales y los datos acondicionados. A partir de la información de estos, se puede observar que el ancho de banda aumenta, luego del acondicionamiento de los *gathers*.

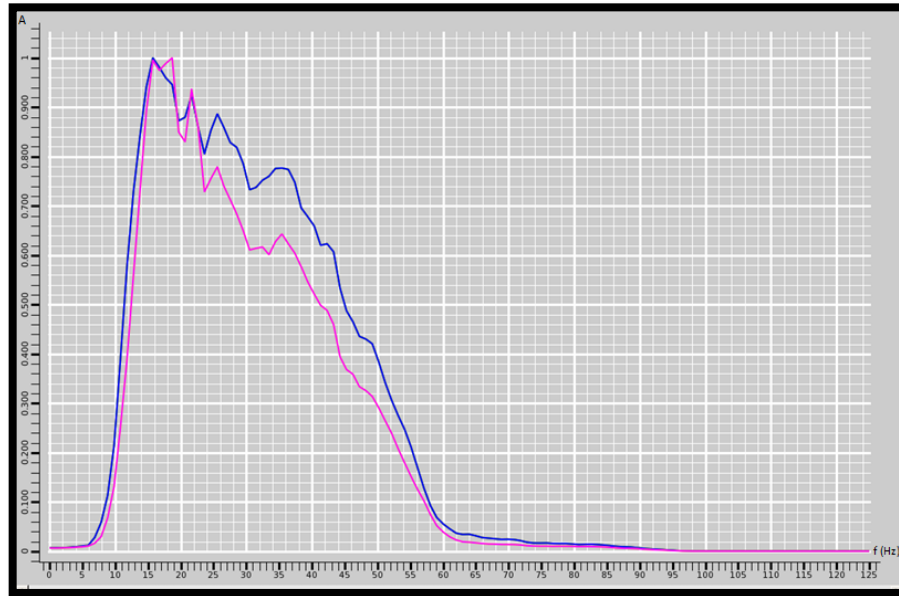


Figura 5.39. Espectro de amplitud de los datos originales (fucsia) y los datos acondicionados (azul).

5.2.2. Generación de apilados parciales

Para la generación de los apilados parciales por ángulo, primeramente es necesario que se realice un estudio AVO y de esta forma generar al menos tres apilados (cercano, medio y lejano).

El estudio de Amplitud vs. Offset permitió conocer los tipos de anomalías de amplitud descritos por Rutherford y Williams (1989) (figura 5.40), presentes en el área de estudio. En este caso, se tienen anomalías de tipo II y IV (figuras 5.41 y 5.42), en la tabla 5.9 se clasifican los tipos presentes en cada de las formaciones de interés, obtenidos a partir de los registros de los pozos TOM-0001, TOM-0007, TOM-0008 y TOM-0009 pertenecientes al campo Moporo.

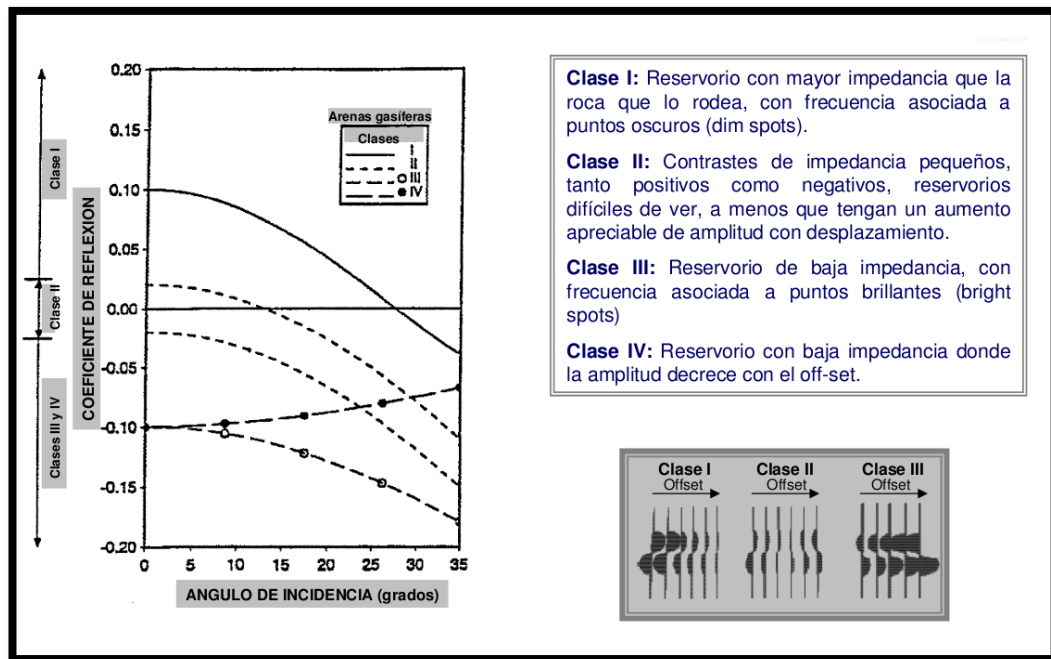


Figura 5.40. Clases de respuestas AVO de acuerdo a Rutherford y Williams (Tomado de Pineda, 2011)

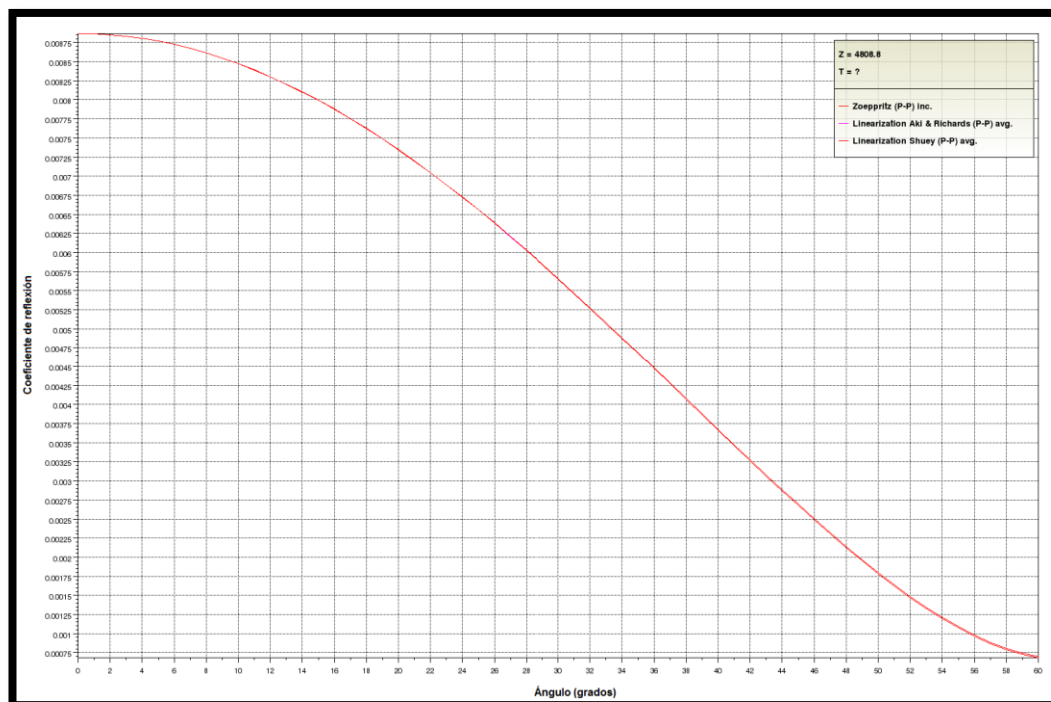


Figura 5.41. Anomalía de tipo II, correspondiente a la arena A.1 de la Formación Misoa del pozo TOM-0008.

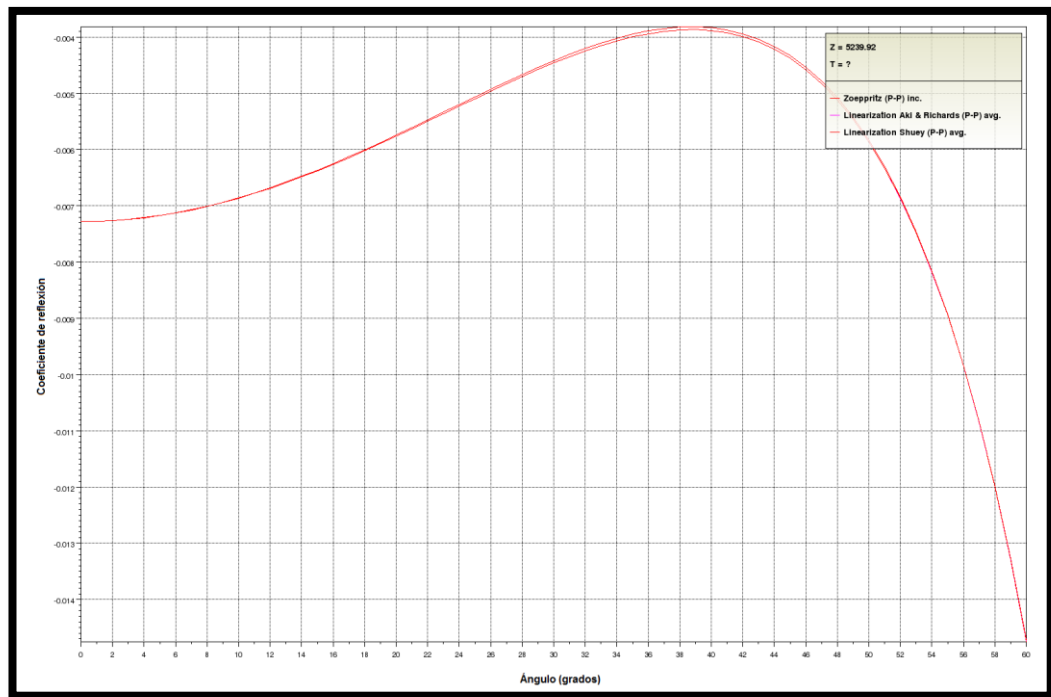


Figura 5.42. Anomalía de tipo IV, correspondiente a la arena B.2 de la Formación Misosa del pozo TOM-0007.

Tabla 5.9. Respuestas AVO de los pozos del campo Moporo.

Pozo Arena	TOM-0001	TOM-0007	TOM-0008	TOM-0009
A-1.0		II	II	II
B-1.0	IV	II	II	II
B-2.0	IV	IV	IV	IV
B-3.0	II	II	II	
B-4.0		II		

El estudio AVO es de fundamental importancia para producir los apilados parciales, ya que mediante éste se tiene la herramienta primordial para delimitar la zona de ángulos críticos.

El valor del ángulo crítico está representado como el punto mínimo de la curva (figura 5.43), donde el valor del coeficiente de reflexión es igual a cero o se acerca mucho a este, se tiene que para medios isotrópicos generalmente el valor de ángulo crítico se encuentra en el rango de valores de 25° a 45°. De

acuerdo al estudio realizado los valores de ángulo crítico van de 26° a 60° , con un promedio de 41° .

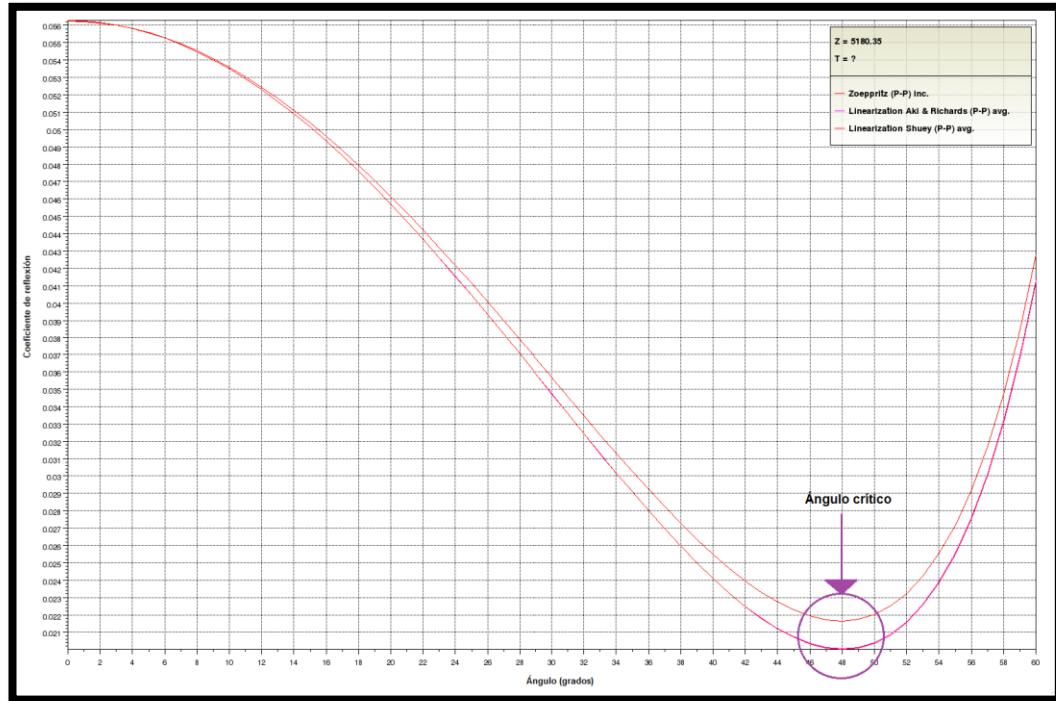


Figura 5.43. Selección de ángulo crítico, para la arena B.1 de la Formación Misoa del pozo TOM-0009.

Por otro lado, ya que existen algunas anomalías clase II, es necesario que sea determinado el valor de corte con el eje en el cual están representados los ángulos de incidencia, es decir donde la reflectividad sea igual a cero, ya que en este tipo de anomalía el coeficiente pasa de ser positivo a negativo (figura 5.44). El menor valor de ángulo en el cual la reflectividad es igual a cero se presenta en ángulos mayores a 40° . Esto se realizó con la finalidad de seleccionar los rangos de ángulos de apilados parciales donde las reflectividades se sumen constructivamente.

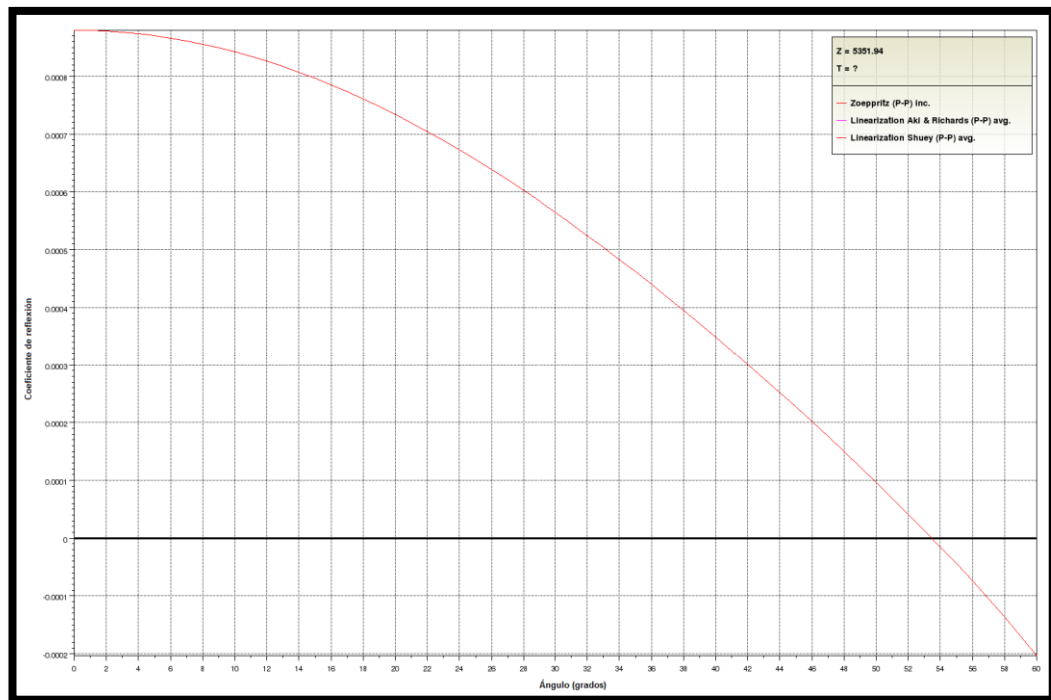


Figura 5.44. Anomalía de clase II correspondiente a la arena B.2 de la Formación Misoa del pozo TOM-0009.

Asimismo, se determinaron que los rangos de los apilados parciales más óptimos eran de 2° a 8° , 6° a 14° y de 12° a 20° (figura 5.45). Como es de notar el solapamiento de los apilados es de 2° , esto se realizó con la finalidad de aumentar el número de trazas con lo que se disminuyó la relación señal-ruido, de igual manera se evitó el efecto local de pérdida de reflectividad. El apilado cercano se inició en 2° , debido a la presencia de ruido para los ángulos menores a éste y además, con esto se logró disminuir un poco el efecto del cono de ruido (*ground roll*) y múltiples. Es importante acotar que las frecuencias de los ángulos cercanos son dominadas por éstos, mientras que las frecuencias de los ángulos medios se encuentran relativamente limpias y las de los ángulos lejanos se encuentran dominadas por el estiramiento (*stretch*), anisotropía y la degradación global de la calidad de la señal.

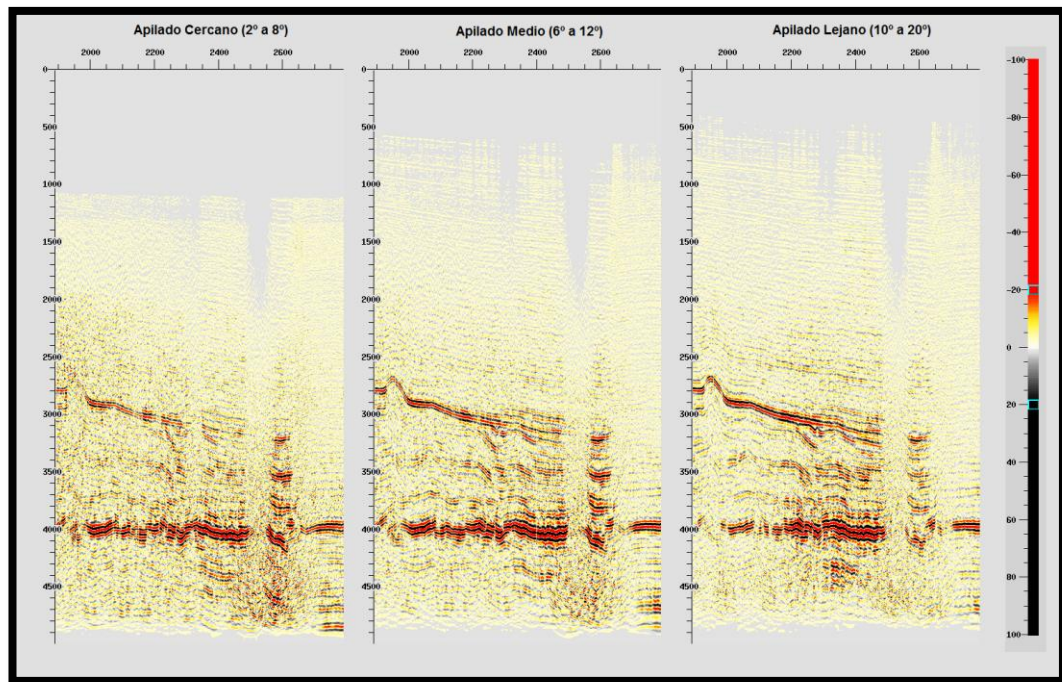


Figura 5.45. Apilados parciales (cercano, medio y lejano, de izquierda a derecha) por ángulo (*inline*: 1834).

Por otra parte, Roy, Anno y Gurch (2008) exponen que el requerimiento de ángulos para una inversión robusta puede ser cuantitativamente entendido a través del modelado directo. Los requerimientos de ángulos es mayor cuando los contrastes de densidades de las litologías adyacentes es pequeña ($\sim 10\%$) y el requerimiento de la apertura de los ángulos disminuye si el contraste es más grande ($> 20\%$). Además, este tipo de datos requieren de un esfuerzo adicional para preservar la relación señal-ruido y las amplitudes relativas. Finalmente, el método en el cual consiste la inversión simultánea de apilados parciales para estimar globalmente las impedancias P y S, es menos sensitivo al ruido local en los apilados angulares, por lo cual debería proveernos una estimación más robusta de los parámetros elásticos.

5.2.3. Calibración sísmica-pozo por apilado parcial

Entre los primeros pasos para la realización de la inversión sísmica, es necesario que se haga una calibración sísmica-pozo para extraer una ondícula simple por cada apilado parcial.

La calibración sísmica-pozo debe realizarse para estimar la ondícula que será utilizada durante la inversión sísmica y asimismo, para establecer la relación tiempo-profundidad. Además, este procedimiento se realiza por apilado ya que el estiramiento NMO y el entonamiento o afinamiento (*tunning*) están entre los factores más serios que dificultan la confiabilidad del análisis AVO.

Para el procedimiento de calibración fueron utilizados los pozos TOM-0001, TOM-0007, TOM-0008 (figura 5.46) y TOM-0009 del área de estudio.

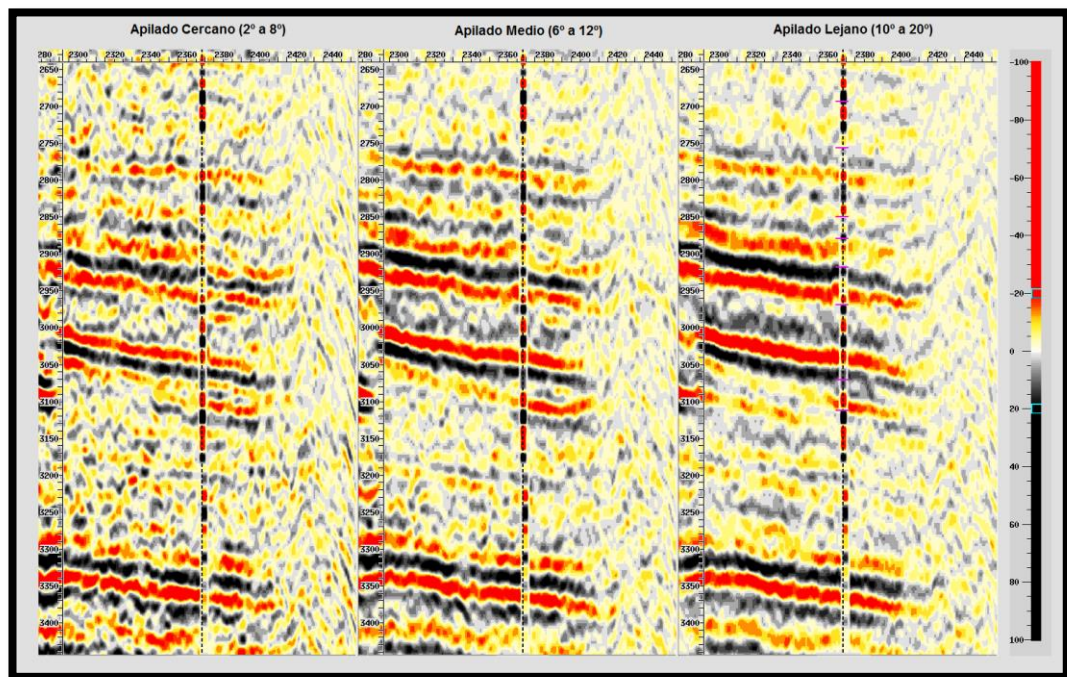


Figura 5.46. Calibración sísmica-pozo de los apilados cercano, medio y lejano del pozo TOM-0008 (*inline*: 1977).

La ondícula utilizada para cada una de las calibraciones fue estimada a partir de los datos de pozos y ésta fue fase cero. Este procedimiento es de gran importancia, ya que una buena calibración sísmica-pozo constituye un requisito fundamental en el proceso de inversión.

5.2.4. Estimación de ondículas por apilado parcial a partir de datos de pozo

Posterior a la calibración de los apilados parciales se genera una ondícula a partir de cada uno de éstas, ya que va a ser utilizada durante el procedimiento de inversión. La ondícula extraída debe ser representativa de los datos sísmicos correspondientes al área de estudio, donde los valores de las características de amplitud, fase y frecuencia se correspondan.

Las ondículas fueron estimadas a partir de cada uno de los apilados angulares, en una ventana alrededor del yacimiento que va desde 2800 ms hasta 3500 ms, teniéndose así una longitud de 700 ms.

Luego de la estimación, se observó que los valores de las frecuencias disminuye a medida que nos vamos desplazando de menor a mayor en los valores de ángulos, esto se debe a que a mayores distancias fuente-receptor el contenido de altas frecuencias va disminuyendo, pues recordemos que el suelo se comporta como un filtro paso bajo. Los valores de las frecuencias dominantes se encuentran entre 19 Hz y 20 Hz, los cuales son bastantes aproximados a la frecuencia dominante de los datos sísmicos (18 Hz).

Por último, fue necesario establecer el valor de la ondícula promedio que será la que se introduzca en el procedimiento de inversión simultánea (figura 5.47). La longitud de ésta tiene un valor de 150 ms.

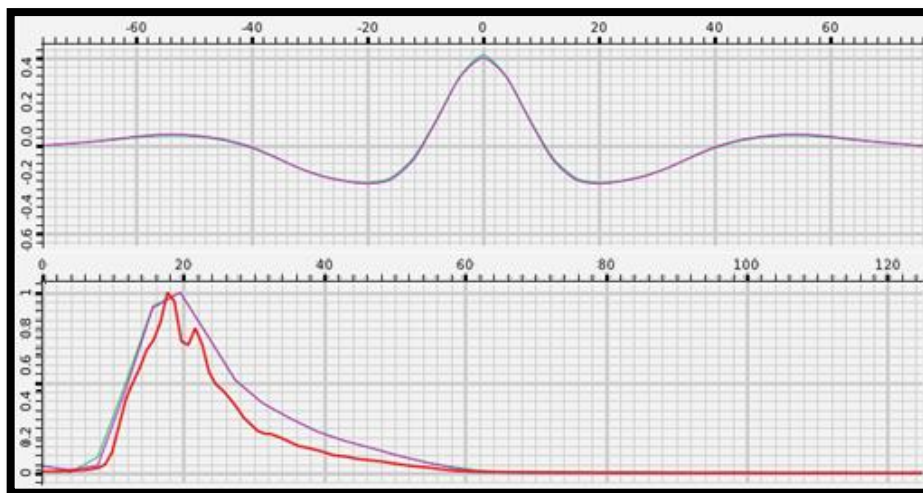


Figura 5.47. Ondícula promedio calculada y espectro de amplitud de la ondícula promedio y espectro de amplitud de los datos sísmicos (rojo).

5.2.5. Modelo inicial

En primer lugar, la inversión sísmica basada en modelos comienza a partir de un modelo de capas con las profundidades, espesores, densidades y velocidades estimadas a partir de los registros de pozos, éstos se conocen con el nombre de modelos iniciales o modelos *a priori*.

Los modelos iniciales tienen como principal finalidad aportar las bajas frecuencias, generalmente menores a 10 Hz, que no pueden ser apreciadas por la sísmica, por esta razón son muy importantes para la realización de la inversión simultánea.

Para la estimación de los modelos iniciales de cada uno de los atributos a invertir (impedancia acústica, impedancia de cizalla y densidad) se utilizaron herramientas geoestadísticas aplicadas a los datos de los registros de pozos y los horizontes interpretados de los datos sísmicos, siendo éstos los que proporcionaron la continuidad en los distintos niveles correspondientes a las formaciones geológicas de interés, lo cual fue expresado en la Sección 4.5.5. En este caso, fueron utilizados tres de los cuatro pozos de los cuales se tiene información en el campo (TOM-0001, TOM-0007 y TOM-0008), esto se realizó con la finalidad de tener un "pozo ciego" que sirviera como herramienta de control de calidad de los volúmenes invertidos.

Para la interpolación por *kriging* ordinario se calculó el variograma ajustado a un modelo teórico (Figuras 5.48, 5.49 y 5.50).

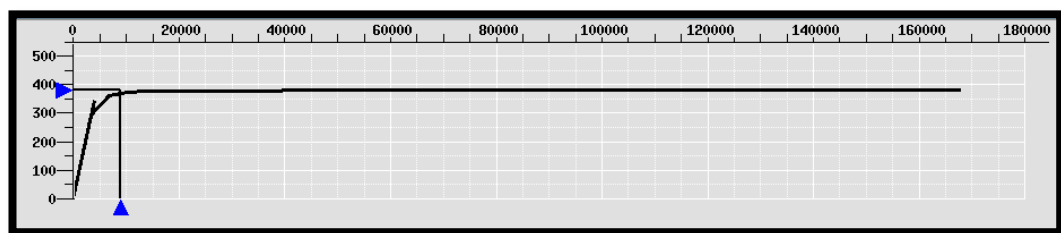


Figura 5.48. Variograma experimental y teórico de impedancia acústica.

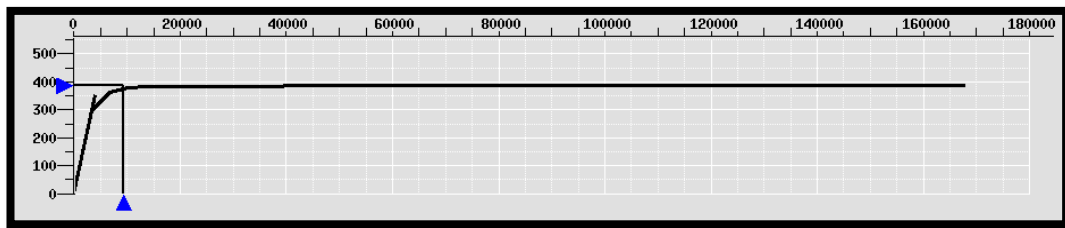


Figura 5.49. Variograma experimental y teórico de impedancia de cizalla.

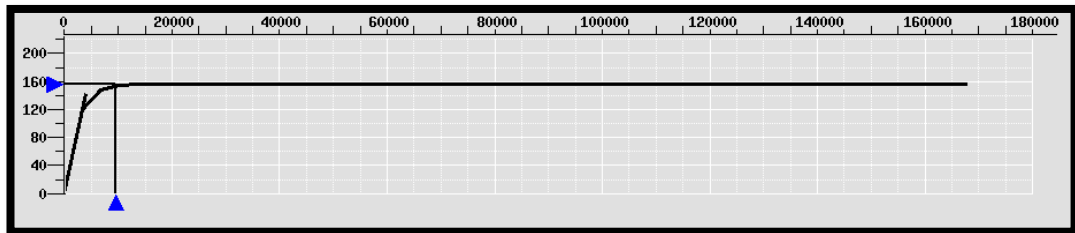


Figura 5.50. Variograma experimental y teórico de densidad.

El variograma experimental para los tres parámetros posee forma lineal, con lo cual se tiene que este tipo de comportamiento representa variables sumamente continuas pero no diferenciables, por lo que la propiedad podría cambiar rápidamente de un punto a otro.

La necesidad de ajustar el variograma experimental a un modelo teórico se debe a que éste no se puede evaluar en distancias o direcciones intermedias, además una interpolación entre los puntos del variograma experimental no garantiza la existencia y unicidad de la solución del sistema *kriging*. Además, los puntos están sujetos a imprecisiones y este se calculó para un número finito de distancias y de direcciones en el espacio. De igual forma, la interpolación del variograma experimental no satisface las condiciones que todo variograma debe satisfacer (función positiva, función par, nulidad en el origen, en el infinito crece más lento que una parábola y función de tipo negativo condicional).

De acuerdo al comportamiento observado del variograma experimental, se realizó el ajuste al modelo teórico de tipo exponencial, debido que éste representa fenómenos continuos pero no diferenciables, lo que se corresponde con el comportamiento del variograma experimental.

A continuación, se muestran los valores extraídos a partir de los variogramas teóricos a los cuales fueron ajustados los datos experimentales (tabla 5.10).

Tabla 5.10. Datos de los variogramas teóricos a los cuales fueron adaptados los datos experimentales.

Parámetro	Tipo de variograma teórico	Umbral o <i>sill</i>	Rango (m)
Impedancia P (I_P)	Exponencial	379,62	9004,90
Impedancia S (I_S)	Exponencial	385,21	9218,74
Densidad (ρ)	Exponencial	157,04	9432,58

Conforme a los valores de umbral, se tiene que la varianza es de 379,62 para impedancia P, 385,21 para impedancia S y 157,04 para densidad. Asimismo, acorde a los valores de rango, se tiene que las distancias a partir de las cuales no se tiene correlación para las propiedades de impedancia acústica y de cizalla es de 9004,9 m y 9218,58 m, respectivamente; mientras que, para el atributo de densidad esta distancia es de a 9432,58 m.

A continuación se muestran los modelos *a priori* de impedancia acústica (figura 5.51), impedancia de cizalla (figura 5.52) y densidad (figura 5.53), calculados a partir de los pozos TOM-0001, TOM-0007 y TOM-0008 del campo Moporo.

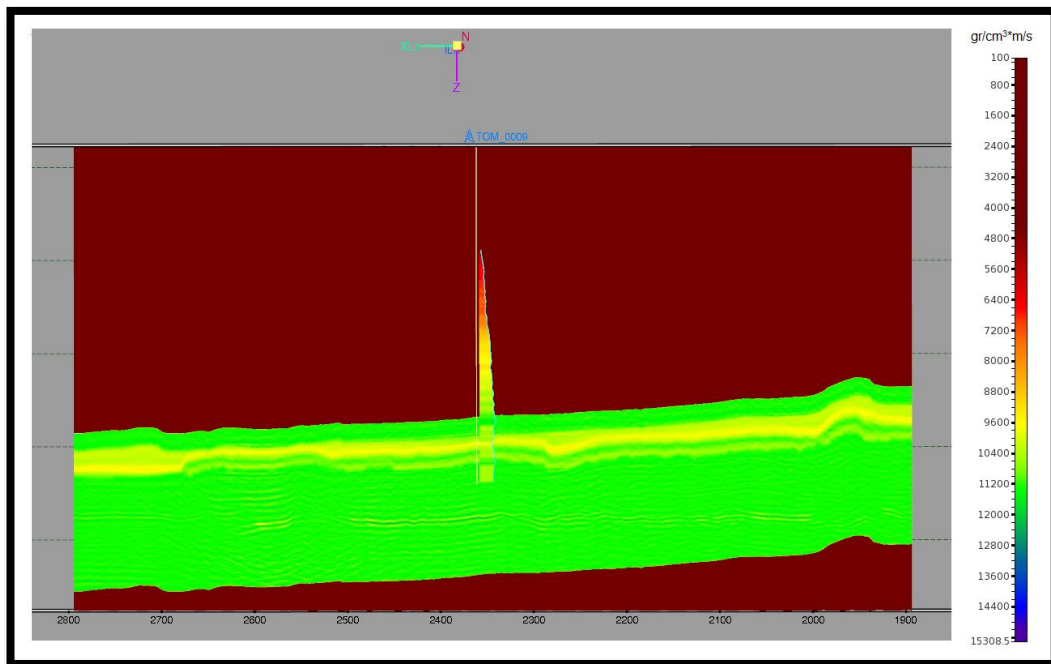


Figura 5.51. Modelo inicial de impedancia acústica (I_p) con el registro correspondiente del pozo TOM-0009 (inline: 1838).

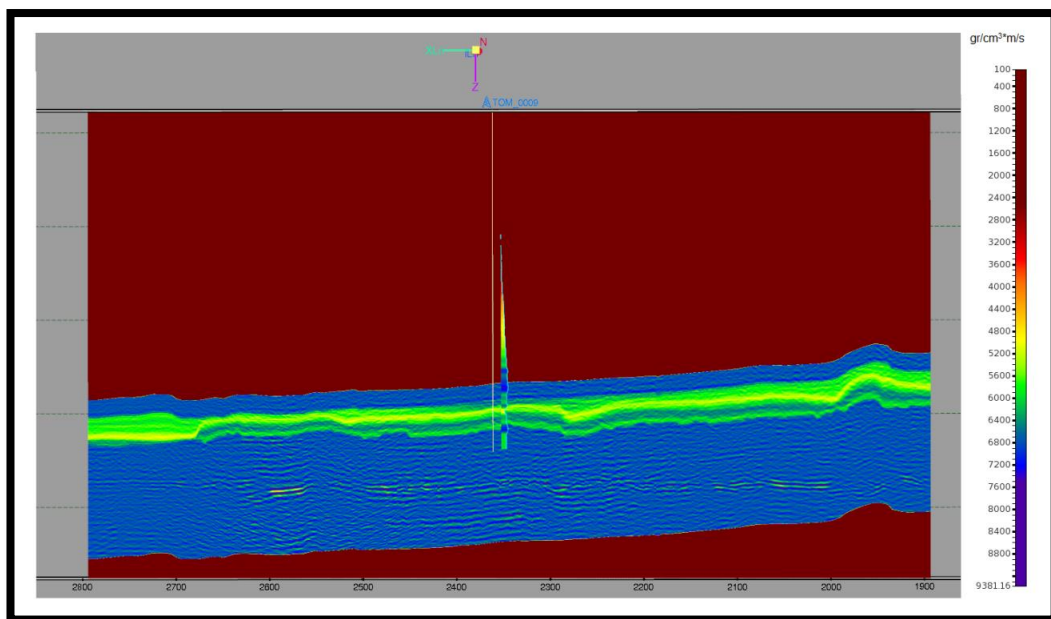


Figura 5.52. Modelo inicial de impedancia de cizalla (I_s) con el registro correspondiente del pozo TOM-0009 (inline: 1838).

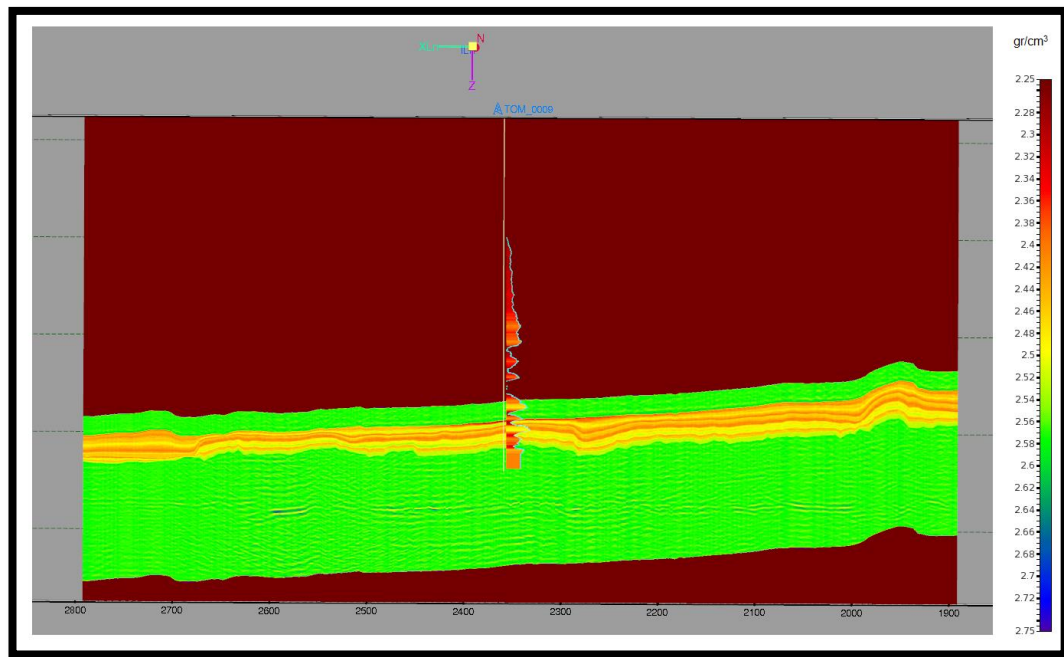


Figura 5.53. Modelo inicial de densidad (ρ) con el registro correspondiente del pozo TOM-0009 (inline: 1838).

5.2.6. Inversión simultánea

Uno de los procesos finales para la obtención de los volúmenes de propiedades geomecánicas, lo constituye la realización del procedimiento de inversión simultánea. Durante la inversión sísmica la información geológica, de pozo y de sísmica pre-apilada fue combinada para crear distribuciones óptimas de parámetros elásticos, los cuales son consistentes con todos los datos de entrada. El procedimiento de inversión aplicado a los datos está basado en un formalismo bayesiano, en el cual el ruido y las incertidumbres se asumen que son descritas por probabilidad gaussiana. Es importante mencionar, que el proceso de inversión se realizó en el intervalo delimitado por la Discordancia del Eoceno y el tope de las arenas B-4 de la Formación Misoa.

La longitud de correlación de los atributos estimados en la dirección *crossline*, corresponde a la dirección Sur-Norte, la cual fue la dirección de sedimentación, el valor tomado fue de 9000 metros, cercano al mínimo valor en los variogramas teóricos usados para la construcción del modelo inicial

(tabla 5.10). Por otro lado, en la dirección perpendicular (Este-Oeste) el valor de correlación utilizado fue de 250 metros, correspondiente a la presencia de canales que poseen aproximadamente este ancho. Éstos fueron producidos ya que el ambiente sedimentario al cual corresponde la Formación Misoa (estuario) estaba dominado por mareas, lo que produjo la creación de los mismos.

Como control de calidad en la ejecución de este procedimiento fue utilizado un "pozo ciego", es decir, se calculó el modelo inicial con información aportada únicamente por los pozos TOM-0001, TOM-0007 y TOM-0008, dejándose por fuera el pozo TOM-0009. Este constituirá el control de calidad de los volúmenes estimados a partir de la inversión sísmica. Para ello, fue extraída una traza del volumen sísmico en la posición del pozo y ésta fue comparada con su correspondencia del registro de pozo (figura 5.54, 5.55 y 5.56).

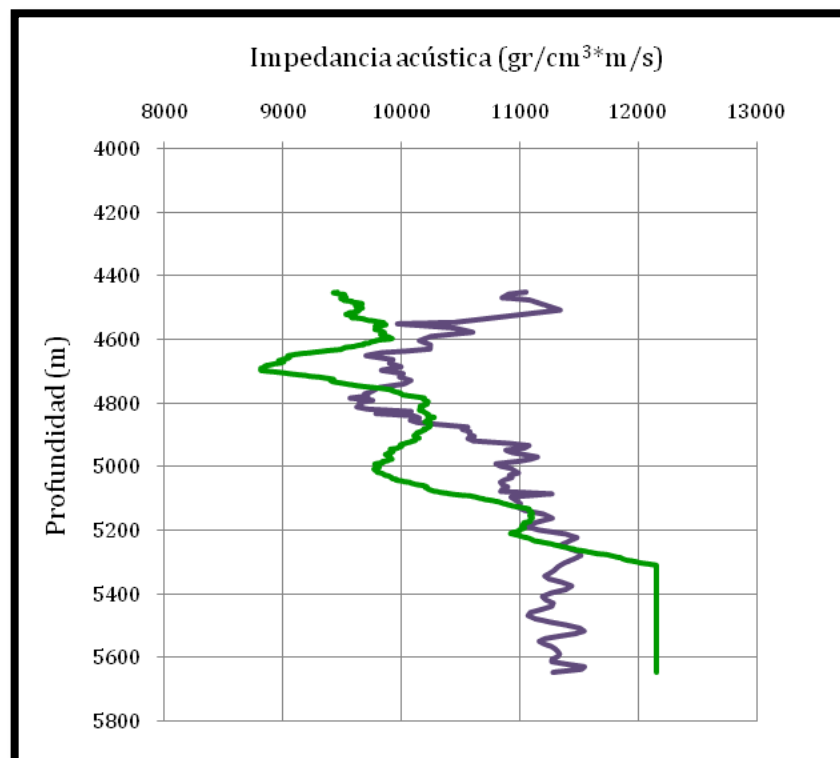


Figura 5.54. Traza extraída del volumen de impedancia acústica (morado) y registro de pozo (verde).

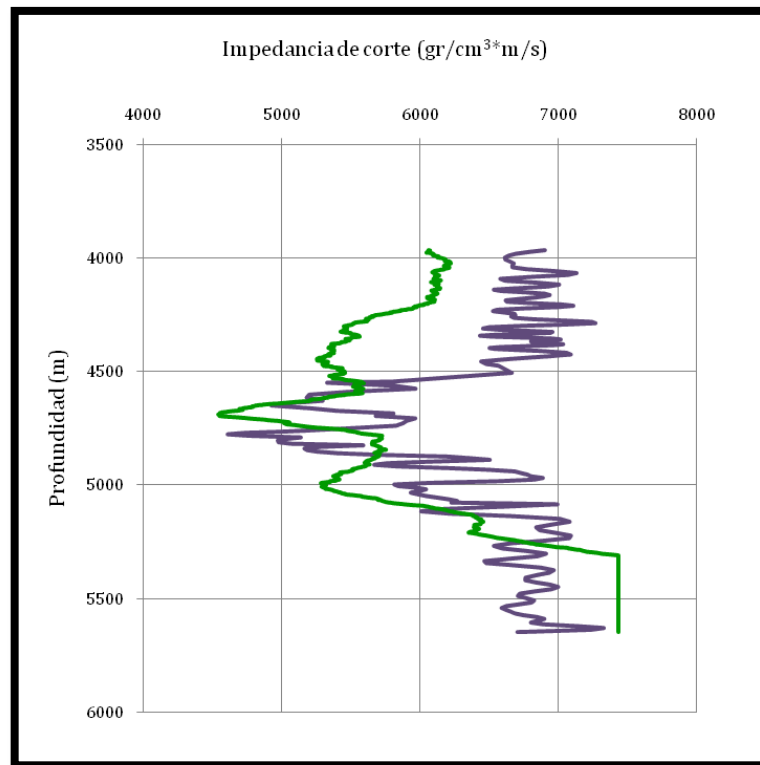


Figura 5.55. Trazas extraídas del volumen de impedancia de corte (morado) y registro de pozo (verde).

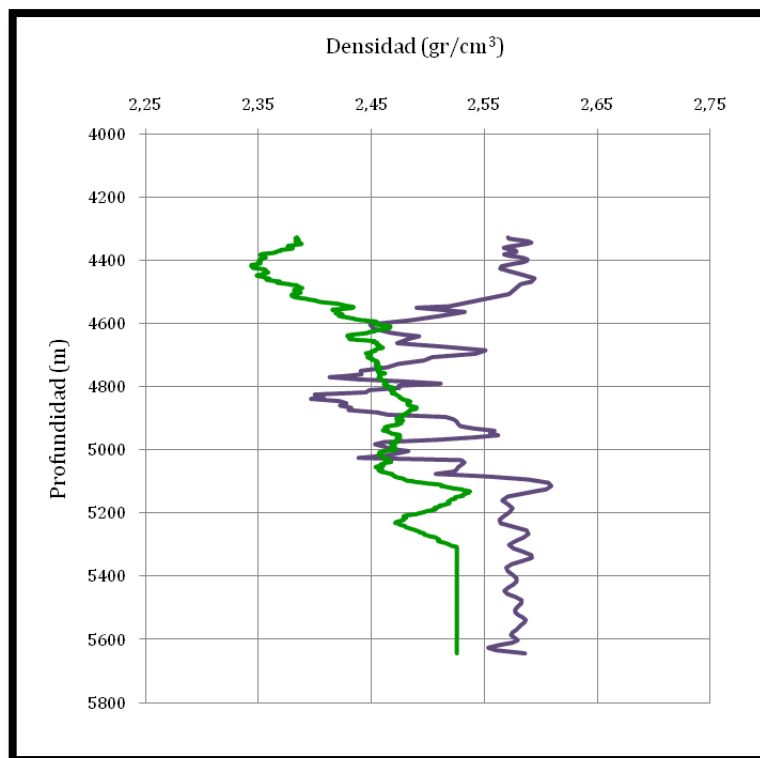


Figura 5.56. Trazas extraídas del volumen de densidad (morado) y registro de pozo (verde).

En la tabla 5.11 se muestran los valores de coeficiente de correlación entre los volúmenes estimados a partir de la inversión simultánea y los registros de pozos correspondientes al pozo TOM-0009. Para realizar esta comparación fue necesario utilizar los registros de pozos escalados, ya que fueron suavizados los valores máximos y mínimos de los atributos a contrastar.

Tabla 5.11. Valores de coeficiente de correlación entre los valores del volumen y registro de pozo.

Atributo Pozo	Impedancia acústica (I_P)	Impedancia de cizalla (I_S)	Densidad (ρ)
TOM-09	0,80	0,72	0,64

De acuerdo, a los valores de coeficiente de correlación se tiene que el mayor de estos corresponde al volumen de impedancia acústica, luego a impedancia de cizalla y por último, el de densidad. Este es el comportamiento que se esperaba, ya que esto nos indica que se logró invertir más eficazmente la impedancia acústica, dado el análisis detallado de sensibilidad en datos sintéticos de amplitudes indican que, incluso en el escenario más ideal (datos libres de ruido, disponibilidad de cobertura en los ángulos lejanos y conocimiento preciso de las ondículas ángulo-dependientes y componentes de baja frecuencia), los modelos de entrada utilizados para generar las amplitudes sísmicas sintéticas no son reconstruidas exactamente por la inversión. El orden de confiabilidad de las propiedades invertidas es: impedancia acústica, impedancia de cizalla y densidad. El valor más bajo de coeficiente de correlación está representado por el atributo de densidad, posiblemente ligado a que se tiene poca cobertura en los ángulos lejanos (hasta 20°), los cuales permiten resaltar las anomalías de este tipo de parámetro.

Otro tipo de control de calidad de la inversión lo constituye los cubos generados por apilado (cubos sintéticos y residuales) (figura 5.57).

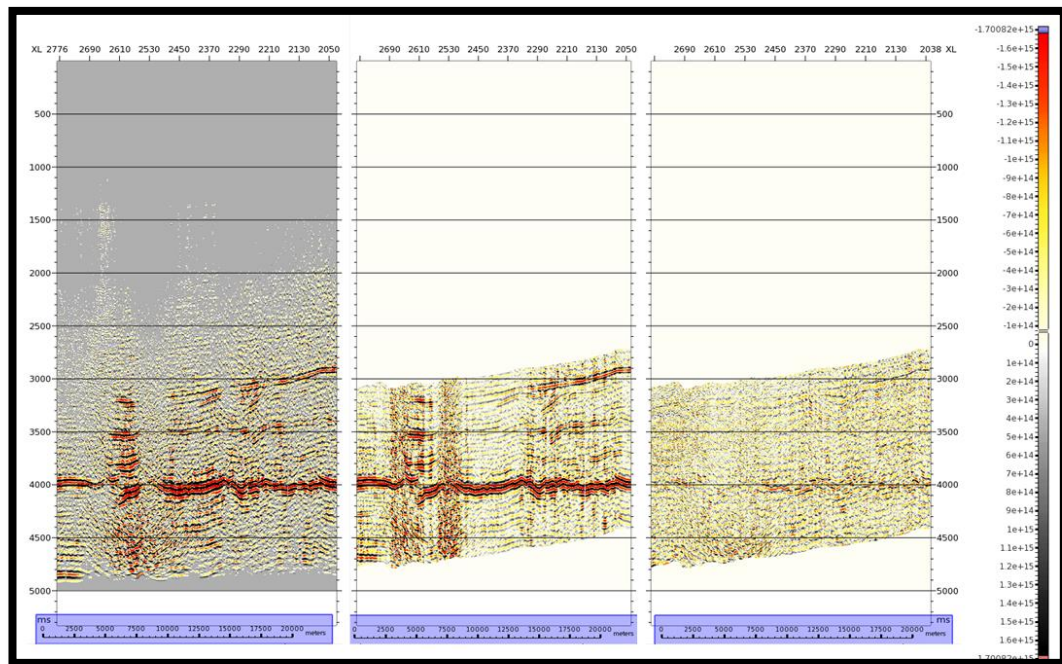


Figura 5.57. Apilado cercano, datos sísmicos sintéticos y datos sísmicos residuales (*inline*: 1838).

Los cubos sintéticos son generados en el proceso a partir del cálculo de las impedancias resultantes, con la finalidad de reproducir los datos sísmicos omitiendo el ruido que se encuentra en éstos. Se observa que la sísmica sintética es bastante parecida a los datos originales, ya que preservan la misma relación de amplitud y la continuidad y linealidad de los reflectores, lo cual es el resultado óptimo, puesto que es un indicador de que se tiene poco ruido en los datos pre-apilados. Por otro lado, los cubos residuales representan el ruido presente en los datos sísmicos de entrada, es decir, la diferencia que existe entre éstos y la sísmica sintética generada durante el proceso de inversión sísmica, la respuesta óptima es que no existan eventos coherentes en los cubos generados. Sin embargo, es de notar que se observan principalmente dos eventos continuos en el cubo residual, los cuales son respuesta de la Discordancia del Eoceno y la Discordancia del Paleoceno, ya que estas reflexiones son muy marcadas por el alto contraste de impedancias entre las formaciones infra y suprayacentes, por lo tanto enmascaran las reflexiones por encima y por debajo de ellas. Esto causa dificultades al algoritmo de inversión para reproducir de forma eficiente en la sísmica

sintética estas reflexiones, ya que se trabaja con la premisa de bajos contrastes de impedancias (condición de la ecuación de Aki y Richards). Sin embargo, se considera que la calidad de la inversión es bastante buena dado que la sísmica sintética reproduce muy bien a la real y el residuo contine mayormente ruido.

5.3. GENERACIÓN DE VOLÚMENES DE PROPIEDADES MECÁNICAS

El resultado final de la investigación radica en la estimación de los volúmenes de propiedades geomecánicas, en este caso fueron calculados el módulo de Young y el coeficiente de Poisson partiendo de los volúmenes de impedancia acústica, impedancia de cizalla y densidad, a partir de las ecuaciones mostradas en la sección 4.6.

En las figuras 5.58 y 5.59, se muestran los volúmenes de propiedades que fueron estimados a partir de los cubos obtenidos de la inversión sísmica.

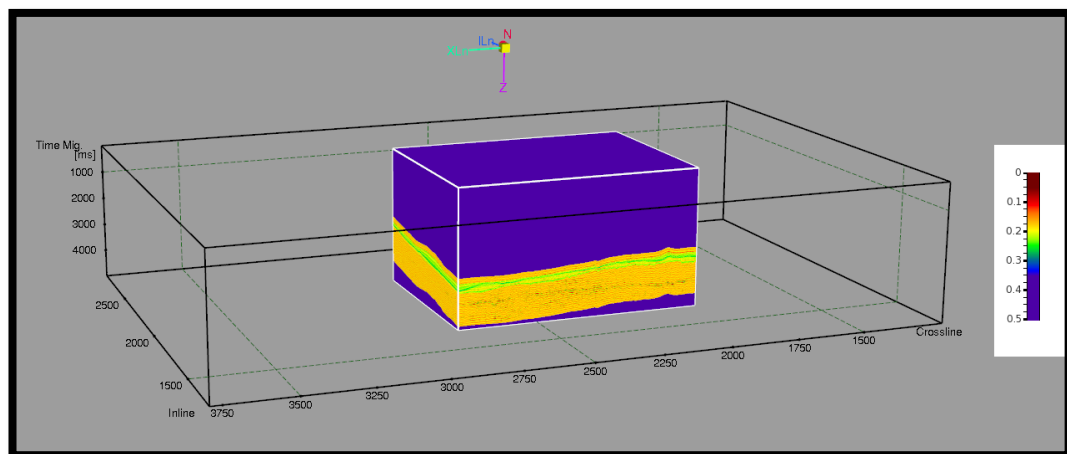


Figura 5.58. Volumen de coeficiente de Poisson.

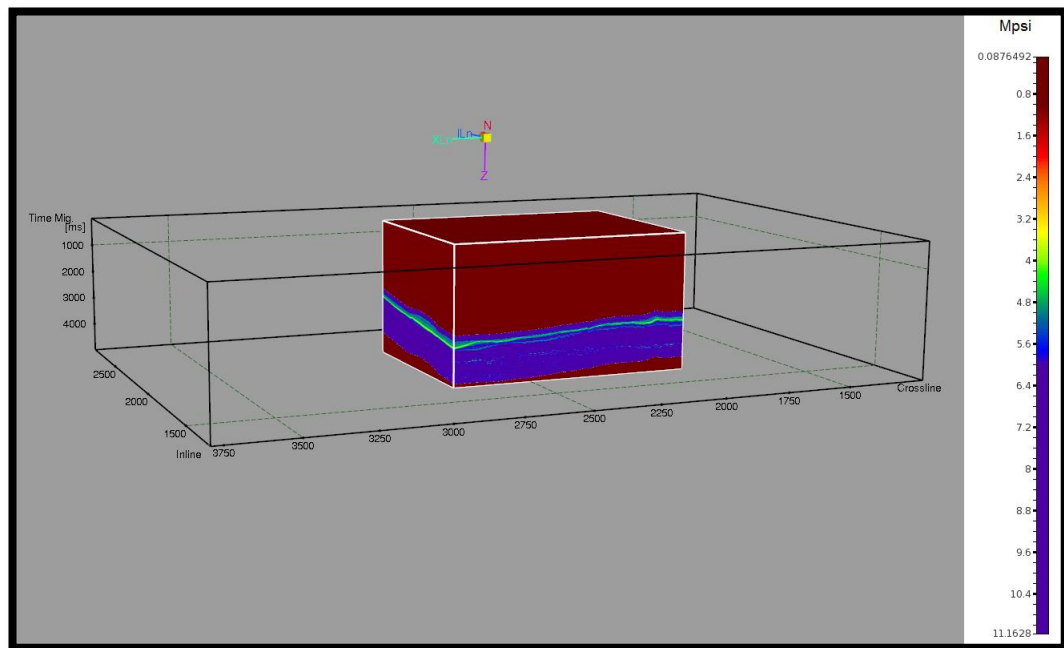
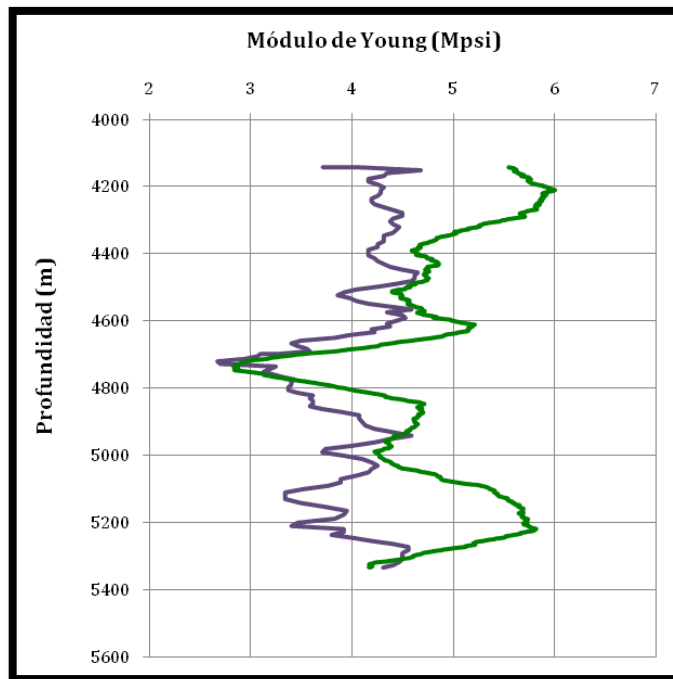


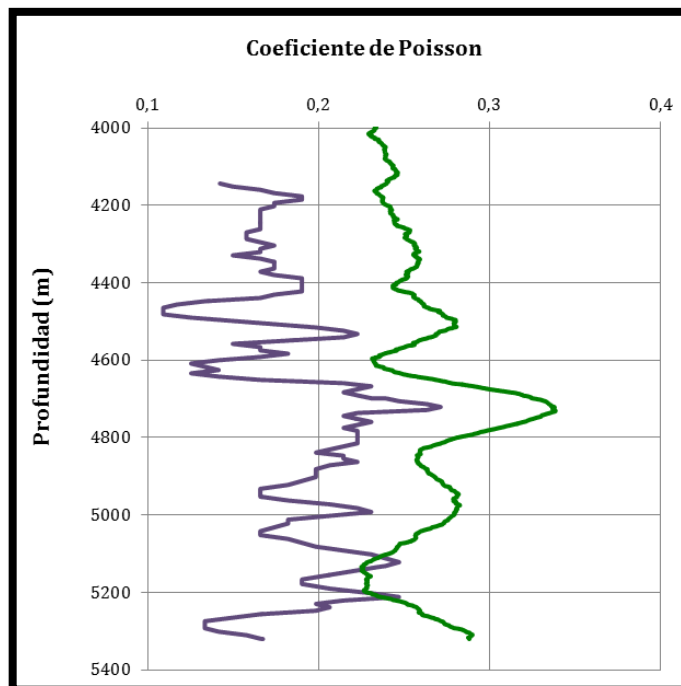
Figura 5.59. Volumen de módulo de Young.

Como control de calidad de los volúmenes obtenidos, se realizó la comparación entre los valores de las propiedades estimadas y el modelo geomecánico 1D, generado en la Sección 5.3. Para ello, fue se utilizó el pozo TOM-0009, ya que este no fue incluido en el proceso de inversión y por lo tanto representa el “pozo ciego”, a continuación se muestran la comparación de las trazas de cada una de las propiedades y el valor de coeficiente de correlación entre éstas (figuras 5.60 y 5.61).



Coeficiente de correlación: 0,66

Figura 5.60. Trazas extraídas del volumen de módulo de Young (morado) y registro de pozo (verde).



Coeficiente de correlación: 0,50

Figura 5.61. Trazas extraídas del volumen de coeficiente de Poisson (morado) y registro de pozo (verde).

Los valores de correlación son altos (0,66 y 0,50), por lo que es un indicador de que los volúmenes estimados a partir de los datos sísmicos son confiables y se corresponden con las respuestas del modelo geomecánico 1D, por lo cual se infiere el mismo tipo de comportamiento mecánico verticalmente.

Asimismo, puede observarse que las capas que conforman los volúmenes corresponden a la distribución de la sección de las arenas de la Formación Misoa donde se realizó el procedimiento de inversión simultánea (arenas A.1 al tope de las arenas B.1). La geometría del volumen se encuentra definido por los horizontes interpretados correspondientes a las arenas. Por lo tanto, la distribución areal de las propiedades se corresponde con la interpretación estructural del campo.

Esta etapa de la investigación es muy importante, ya que permitió distribuir arealmente las propiedades y por lo tanto será posible extraer una traza de los volúmenes calculados, con la finalidad de conocer las propiedades mecánicas del yacimiento y así predecir el lugar óptimo para la instalación de un próximo pozo en el campo Moporo.

CAPITULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1. CONCLUSIONES

- Los valores de ángulos de fricción proporcionaron información de resistencia de las formaciones presentes en el campo Moporo, donde la tendencia es de aumento de la fricción a medida que se incrementa la profundidad, exceptuando la sección que corresponde a la Formación Paují, donde el valor de este parámetro decrece de alto a medio (38° a 33°), respuesta del espeso paquete de lutitas presente en esta formación.
- El cálculo de la resistencia a la compresión uniaxial permitió describir la competencia de las formaciones presentes en el campo Moporo, la cual va desde muy débil hasta resistencia mediana a medida que se profundiza, exceptuando la sección que corresponde a la Formación Paují, donde el valor de este parámetro decrece de resistencia mediana a muy débil (32,4 MPa a 25,5 MPa), respuesta del espeso paquete presente en esta formación.
- Los valores de módulo de Young y coeficiente de Poisson permitieron obtener información acerca del grado de deformación y la rigidez, de las formaciones presentes en el campo Moporo, donde se observó que el valor del módulo de Young aumenta a medida que se incrementa la profundidad, mientras que el coeficiente de Poisson disminuye. La sección correspondiente al paquete de lutitas de la Formación Paují interrumpió con la tendencia de las curvas, ya que el modulo de Young disminuyo de 4,5 a 2,8 Mpsi y el coeficiente de Poisson aumento de 0,26 a 0,33.
- De acuerdo a los valores de módulo de Young y coeficiente de Poisson, se tiene que las formaciones de la columna aumentan su rigidez a medida

que se profundiza, asimismo se tiene que la deformabilidad de las mismas disminuye a medida que aumenta la profundidad, exceptuando en la formación Pauji donde la rigidez es menor y la deformabilidad es mayor, que en el resto de la columna estratigráfica, este tipo de comportamiento es causado por la sobrepresión existente en la formación.

- El modelo geomecánico 1D resultante puede ser utilizado como una fuente de datos para diversas etapas clave en el campo Moporo, tales como:
 - Planeación de pozos (estabilidad del pozo y acimut de perforación óptimo).
 - Terminación de pozos, para el manejo de la producción de arena.
 - Tratamientos de estimulación de formaciones (orientación de la fractura hidráulica).
 - Manejo de campo, para el mantenimiento de la presión e inyección.
 - Determinar una ventana de lodo estable y segura.
- Los datos sísmicos preapilados utilizados para el desarrollo de la investigación poseen un angosto rango de ángulos y una baja cobertura, lo que limita la obtención de volúmenes de impedancia S y densidad totalmente confiables ya que no se incluye la información de *offset* lejanos donde la contribución de Vs y densidad son considerables en el cálculo de coeficiente de reflexión.
- El pozo TOM-0009 permitió que se realizara el control de calidad de los volúmenes calculados a partir del proceso de inversión simultánea (Impedancia acústica, impedancia de cizalla y densidad), comparándose los resultados con los registros de pozos correspondientes y arrojando una coeficiente de correlación mayor a 0,7, en el caso de impedancia acústica e impedancia de cizalla y 0,64 para el caso de densidad, razón por la cual se tiene que los resultados obtenidos son óptimos.

- La correlación de los volúmenes de módulo de Young y coeficiente de Poisson y el modelo geomecánico 1D (TOM-0009) es de 0,66 y 0,5 respectivamente, estos resultados permiten deducir que este procedimiento de estimación es potencialmente útil.
- Los volúmenes de propiedades mecánicas permitirán determinar la ventana operacional de próximos pozos. Por lo que, contribuirá a la minimización del riesgo en las operaciones de perforación y optimizar el proceso de recobro en el área.

6.2. RECOMENDACIONES

- Para realizar el estudio geomecánico óptimo, se recomienda tomar las mediciones de registro desde la parte más somera del pozo y así tener información en toda la columna estratigráfica.
- Realizar el modelo de geopresiones del campo, con la finalidad de tener el modelo geomecánico completo.
- Definir los estados de esfuerzos en las formaciones o alrededor del hoyo del pozo, debido a que estos afectan la resistencia mecánica de la roca y las fuerzas desestabilizadoras causantes de fallas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aki, K. y Richards, P.G. (1980). *Quantitative Seismology, Theory and Methods*. San Francisco: W.H. Freeman & Co. 948 pp.

Arteaga, D., Pasquel, O., Soto, R., Pérez, O. y Sánchez, H. (2011). *Actualización del Modelo Petrofísico del yacimiento Eoceno B-SUP-VLG-3729 Fase II: Aplicando metodologías emergentes no convencionales, análisis estadístico multivariado y lógica difusa*. Información Técnica. Petróleos de Venezuela, S.A.

Audemard, F. (1991). *Tectonics of western Venezuela*. Trabajo de grado de Doctorado. Inédito. Universidad de Rice, Houston.

Ávila, R., Barboza, C., Pico, M., Montiel, A. y Prieto A. (2006). *Experiencias con el uso del sistema 100% aceite coremul en el pozo vlg-3895 en el área Ceuta-Tomoporo*. Artículo presentado en el VI SEFLUCEMPO. Isla de Margarita.

Azpiritxaga, I. (1985). *Modelo geológico para la recuperación de crudo pesado en el área piloto en el noreste del campo Boscán*. Ponencia presentada en el VI Congreso Geológico de Venezuela. Caracas; Sociedad Venezolana de Geólogos.

Azpiritxaga, I. (1991). *Carbonate depositional styles controlled by siliciclastic influx and relative sea level changes, Lower Cretaceous, Central Lake Maracaibo, Venezuela*. Trabajo de grado de Maestría. Inédito. Universidad de Texas, Austin.

Babb, S., y Mann, P. (1999). *Structural and sedimentary development of a Neogene transpressional plate boundary between the Caribbean and South America plates in Trinidad and the Gulf of Paria*. Sedimentary basins of the world. Elsevier Science B. V., Amsterdam, vol. 4: pp. 495–557.

Barclay, F., Bruun, A., Bolding, K., Camara, J., Cooke, A., Salter, D., Godfrey, R., Lowden, D., McHugo, S., Özdemir, H., Pickerin, S., González, F., Herwanger, J., Volterrani, S., Murineddu, A. y Roberts, R. (2008). *Inversión Sísmica: Lectura entre líneas*. Oilfield Review, Schlumberger, vol. 20(2): pp. 44-66.

Bartok, P. (1993). *Pre-breakup geology of the Gulf of Mexico - Caribbean: Its relation to Triassic and Jurassic rift systems of the region*. Tectonics, vol.12: pp. 441-459.

Bartok, P., Reijers, J. y Juhasz, I. (1981). *Lower Cretaceous Cogollo Group, Maracaibo basin, Venezuela: Sedimentology, Diagenesis and Petrophysics*. Boletín de la Asociación Americana de Geólogos Petroleros (AAPG), vol. 65(6): pp.1110-1134

Boettcher, S., Jackson, J., Quinn, M. y Neal, J. (2003). *Lithospheric structure and supracrustal hydrocarbon systems, offshore eastern Trinidad*. Boletín de la Asociación Americana de Geólogos Petroleros (AAPG), vol. 79: pp. 97- 100.

Bortfeld, R. (1961). *Approximations to the reflection and transmission coefficients of plane longitudinal and transverse waves*. Geophysics Prospecting, vol. 9: pp. 485-503.

Bosch, M. (2006). *Geoestadística e Inversión*. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

Castagna, J., Swan, H. y Foster, D. (1998). *Framework for AVO gradient and intercept interpretation*. Geophysics, vol 63(3): pp. 948-956.

Castillo, M. (2001). *Structural analysis of Cenozoic fault systems using 3-D seismic data in the southern Maracaibo Basin, Venezuela*. Trabajo de grado de Doctorado. Inédito. Universidad de Texas, Austin.

Castillo, M. V. y Mann, P. (2006). *Cretaceous to Holocene structural and stratigraphic development in south Lake Maracaibo, Venezuela, inferred from well and three-dimensional seismic data*. Boletín de la Asociación Americana de Geólogos Petroleros (AAPG), vol. 90: pp. 529–564.

Connolly, P. (1999). *Elastic Impedance*. The Leading Edge, vol. 18: pp. 438–452.

Cooper, M., Addison, F., Alvarez, R., Hayward A., Howe, S., Pulham, A. y Taborda, A. (1995). *Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Colombia. Petroleum basins of South America*. Memorias de la Asociación de Geólogos Petroleros, vol. 62: pp. 659–665.

Contreras, A. y Torres-Verdín, C. (2005). *Sensitivity analysis of factors controlling AVA simultaneous inversion of 3D partially stacked seismic data: application to deepwater hydrocarbon reservoirs in the central Gulf of Mexico*. Sociedad de Geofísicos de Exploración (SEG), vol 6(11).

Cook, J, Frederiksen, R., Hasbo, K., Green, S., Judzis, A., Wesley, J, Suárez-Rivera, R., Herwanger, J., Hooyman, P., Lee, D., Noeth, S., Sayers, C., Koutsabeloulis, N., Marsden, R., Stage, M. y Phuat, C. (2008). *Las rocas importan: Realidades de la geomecánica*. Oilfield Review, Schlumberger, vol. 19(3), pp. 38–59

De Toni, B., y Kellogg, J. (1993). *Seismic evidence of blind thrusting of the northwestern flank of the Venezuelan Andes*. Tectonics, vol. 12, pp. 1393–1409.

De Toni, B., Loureiro, D., Colleta, B., Roure, F., Gou, Y. y Marquez, C. (1994). *Análisis geológico integrado de las cuencas de Barinas y Maracaibo. Síntesis estructural*. PDVSA-Intevep. 106 pp.

Díaz de Gamero, M. (1996). *The changing course of the Orinoco River during the Neogene*. A review: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, vol. 123: pp. 385– 402.

Erlich, R. y Barrett, S. (1990). *Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela –Trinidad area*. Tectonics, vol. 9: pp. 161–184.

Escalona, A., Mann P., y El Grupo Bolívar (2004). *Tectonic reconstructions of sedimentary basins associated with the proto-Maracaibo and proto-Orinoco rivers: New constraints from BOLIVAR and GULFREX seismic data*. Reunión Anual de la Unión Geofísica Americana. San Francisco.

Escalona, A., y Mann, P. (2006). *An overview of the petroleum system of Maracaibo Basin*. Boletín de la Asociación Americana de Geólogos Petroleros (AAPG), vol. 90: pp. 653–674.

Escalona, A., y Mann, P. (2006b). *Sequence-stratigraphic analysis of Eocene clastic foreland basin deposits in central Lake Maracaibo using high-resolution well correlation and 3-D seismic data*. Boletín de la Asociación Americana de Geólogos Petroleros (AAPG), vol. 90: pp. 581–623

Estrada, J. (2009). *Importancia, necesidad y alcances de la Geomecánica*. Artículo presentado en el 1^{er} taller de Geomecánica de las cuencas de México. Ciudad de México: Schlumberger.

Farmer, I. (1968). *Engineering Properties of Rocks*. E & F.N. SPON Ltd: Londres.

Fernández, A. y Alvarellos, J. (2011). *Modelos Geomecánicos 3D y su creciente aplicación en la industria petrolera*. Revista internacional de desastres naturales, accidentes e infraestructura civil, vol. 12(1), pp. 151-157.

Figuerola, A. (2010). *Inversión de impedancias acústicas*. Obtenida el día 20 de enero de 2013 de <http://www.lacomunidadpetrolera.com/showthread.php/364-Inversi%F3n-de-Impedancias-Ac%FAsticas?p=834>.

Fjær, E., Holt, R., Horsrud, P., Raaen, A. y Risnes, R. (2008). *Petroleum Related Rock Mechanics*. 2ed. Elsevier B.V: Hungary. 338 pp.

Folk, R. I. (1974). *Petrology of sedimentary rocks*. Texas: Hemphill's. 170 pp.

García J. R. (1972). *El Permo-Carbonífero en Venezuela*. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos*, vol. 7(3), pp. 203-214.

Gebus, B. (2010). *Caracterización de un yacimiento carbonático utilizando inversión acústica y técnicas multiatributos*. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Simón Bolívar: Sartenejas.

Gercek, H. (2006). *Poisson's ratio for rocks*. *Internacional Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, vol. 44, pp. 1-13.

Guédez, E., Matín. N y Pinto J. (1998). *Interpretación sísmica estructural del área oeste de Tomoporo, costa oriental del Lago de Maracaibo, Venezuela*. Presentado en el IX Congreso Venezolano de Geofísica. Sociedad Venezolana de Geofísicos.

Guerrero, M. y Saavedra, M. (2009). *Evaluación Geológica del Yacimiento VLA-0006 del Miembro Santa Bárbara de la Formación La Rosa (Mioceno), orientada a nuevas oportunidades de desarrollo en el área 6/9/21 del Bloque I, Lago de Maracaibo*. Trabajo Final de Grado. Inédito. Universidad de Los Andes: Mérida.

Guevara, L., Molero, R. y Aloha, V. (2006). *Caracterización Geomecánica de la Arenas del Yacimiento Lag-3047, U.E Lagomedio*. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad del Zulia: Maracaibo.

Goffey, R. 2008. *AVO, Inversion or AVO inversion? Hampson-Russell's software solutions*. O&G: Next Generation Magazine.

González de Juana, C., Iturralde, J. y Picard, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Caracas: Ediciones Foninves, Tomos I y II. 1031 pp.

González de Vallejo, L., Ferrer, M., Ortuño y Oteo, C. (2004). *Ingeniería Geológica*. Madrid: Pearson Educación, S.A.

Graf, C. (1969). *Estratigrafía Cuaternaria del Noroeste de Venezuela*. *Boletín de la Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo*, vol. 12(11): pp. 393-416.

Graterol, L., Sánchez, E. y González, H. (2004). *Metodología de selección de parámetros óptimos de perforación de formaciones lutíticas para estabilidad de hoyo. Parte II*. Artículo presentado en el V SEFLUCEMPO. Isla de Margarita.

Graves, G. (1985). *Ambientes sedimentarios y entrapamiento de hidrocarburos en las arenas "B" superiores de la Formación Misoa en el área LL-370 lago de Maracaibo*. Ponencia presentada en el VI Congreso Geológico de Venezuela. Caracas: Sociedad Venezolana de Geólogos.

Guédez, V. y Elsa, V. (1998). *Interpretación sísmica estructural 3D del área oeste de Tomoporo, Costa Oriental del Lago de Maracaibo, Estado Zulia*. Trabajo Especial de grado de Maestría. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

Guzman, J., y Fisher, W. (2006). *Early and middle Miocene depositional history of the Maracaibo Basin, western Venezuela*. Boletín de la Asociación Americana de Geólogos Petroleros (AAPG), vol. 90: pp. 625–655.

Haas, M. W. y Hubman, R. G. (1937). *Notes on the stratigraphy of the Bolivar Coastal fields, Maracaibo basin, Venezuela*. Boletín de Geología y Minas, vol. 1(2-4): pp. 113-156.

Hea, J. P. y Whitman, A. B. (1960). *Estratigrafía y Petrología de los sedimentos precretácicos de la parte norte-central de la Sierra de Perijá, Estado Zulia, Venezuela*. Memorias del III Congreso de Geología de Venezuela, vol 1: pp. 351-376.

Herwanger, J. y Koutsabeloulis, N. (2011). *Seismic Geomechanics: How to Build and Calibrate Geomechanical Models using 3D and 4D Seismic Data*. The Netherlands: EAGE Publications. 181 pp.

Hoek, E. y Bray, W. (1981). *Rock slope engineering*. 2ed. IMM: London. 358 pp.

Horsrud, P. (2001). *Estimating Mechanical Properties of Shale From Empirical Correlations*. Society of Petroleum Engineers, vol. 16(2): pp. 68-73.

Intevep (2011). Información técnica acerca del campo Moporo. PDVSA-Intevep. Los Teques, Venezuela.

Ibarra, J., Reyes, P., Carballo, A. y Macías, J. (2011). *Modelo geomecánico 3D, Campo Furbero, AIATG*. Publicación mensual de la Asociación de Ingenieros Petroleros de México A.C., vol. LI(11): pp. 21-36.

Kellogg, J. (1984). *Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela – Colombia, and adjacent basins. The Caribbean–South American plate boundary*

and regional tectonics. Memorias de la Sociedad Geológica de Venezuela, no. 162: pp. 239-261.

Kerez, C. J. y San Juan, J. (1964). *Compaction Structures in El Milagro Formation*. Boletín de la Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo, vol. 7(5): pp.135-140.

Knott, G. (1899). *Reflexion and refraction of elastic waves with seismological applications*. Revista de Filadelfia, vol. 48, pp. 64-97.

Kohn, B., Shagam, R. y Subieta, T. (1984). *Results and preliminary implications of sixteen fission-track ages from rocks of western Caribbean mountains. The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*. Memorias de la Sociedad Geológica de América, no. 162: pp. 415- 421.

Kummerow, E. y Pérez de Mejía, D. (1989). *Evolución diagenética de los carbonatos del Grupo Cogollo, cuenca del Lago de Maracaibo*. Memorias del VII Congreso Venezolano de Geología. Barquisimeto, vol. 2: pp. 745-771.

Lal, M. (1999). *Shale stability: drilling fluid interaction and shale strength*. SPE Latin American and Caribbean Conference. Caracas, Venezuela.

Leaño Rodríguez, A. (1983). *Investigaciones geológicas de la faja carbonífera de la región Guasare*. Memorias de I Jornadas Geológicas. Maracaibo: Carbozulia, vol. 1: pp. 65-78.

Liddle, R. A. (1928). *The geology of Venezuela and Trinidad*. Texas: J P MacGowan. 552 pp.

Lugo, J. (1991). *Cretaceous to Neogene tectonic control on sedimentation: Maracaibo Basin, Venezuela*. Trabajo de grado de Doctorado. Inédito. Universidad de Texas, Austin.

Lugo, J. y Mann, P. (1995). *Jurassic –Eocene tectonic evolution of Maracaibo Basin, Venezuela. Petroleum basins of South America*. Memorias de la Asociación Americana de Geólogos Petroleros (AAPG), vol. 62: pp. 699–725.

Manger, G. E. (1938). *Notas adicionales sobre la estratigrafía de las formaciones del Terciario Superior de la región costanera del Distrito Bolívar, Estado Zulia*. Boletín de Geología y Minas, vol. 2(2-4): pp. 56-83.

Mann, P. (1999). *Caribbean sedimentary basins: Classification and tectonic setting from Jurassic to present. Caribbean basins*. Sedimentary basins of the world. Elsevier Science B. V., vol. 4: pp. 3–31.

Mann, P., Escalona, A. y Castillo, M. (2006). *Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela*. Boletín de la Asociación de Geólogos de Petroleros (AAPG), vol. 90(4): pp. 445-477.

Marcha, L. (2004). *The Paleogene of La Concepción field (Maracaibo Basin, Venezuela): Transition from Andean to Caribbean active margin*. Trabajo de grado de Maestría. Universidad de Rice, Houston.

Martínez, J. I., 1989. *Foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironments of the Maastrichtian Colon mudstones of northern South America*. Revista Micropaleontology, vol. 35(2): pp. 97-113.

Mavko, G., Mukerji, T. y Dvorkin, J. (2009). *The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media*, 2da ed. New York: Cambridge University Press. 511 pp.

Maya, D. (2003). *Análisis de estabilidad de hoyo y predicción de avenamiento en pozos verticales y direccionales en el campo Santa Rosa, área mayor de Anaco*. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

Nelson, R., Moldovanyi, E., Matcek, C., Azpirixaga, I. y Bueno, E. (2000). *Production characteristics of the fractured reservoirs of the La Paz field, Maracaibo Basin, Venezuela*. Boletín de la Asociación Americana de Geólogos Petroleros (AAPG), vol. 84: pp. 1791–1809.

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

Paradigm (2011). *AVO & Inversion Analysis*.

Parnaud, Y., Gou, Y., Pascual, J., Truskowski, I., Gallango, O. y Passalacqua, H. (1995). *Petroleum geology of the central part of the Eastern Venezuela Basin. Petroleum basins of South America*. Memorias de la Asociación Americana de Geólogos Petroleros (AAPG), vol. 62: pp. 741-756.

Peralta V., J. D. (1991). *Estudio estratigráfico del límite Cretácico-Terciario en Venezuela Occidental*. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

Petróleos de Venezuela (2006). *Informe de gestión anual de PDVSA*. Petróleos de Venezuela S.A. Caracas, Venezuela.

Pindell, J. y Barrett, S. (1990). *Geological evolution of the Caribbean region: A plate tectonic perspective. The Caribbean region. The geology of North America*. Sociedad Geológica de America.

Pineda, H. (2001). *Geofísica: Sísmica de Reflexión*. PDVSA-Intevep.

Rahman, K., Khaksar, A. y Kayes, T. (2008). *Minimizing sanding risk by optimizing well and perforation trajectory using an integrated geomechanical and passive sand-control approach*. Sociedad de Ingenieros de Petróleo (SPE).

Ramírez, C. y Campos, V. (1969). Geología de la región de la Grita-San Cristóbal, estado Táchira. Memorias del IV Congreso Geológico de Venezuela, vol. 2: pp. 861-897.

Ramos, J. (2013). *Geomecánica aplicada a la industria petrolera*. PDVSA-Intevep. Los Teques, Venezuela.

Renz, O. (1981). *Aspects of mid-Cretaceous regional geology*. Academic Press, Londres.

Richards, P. y Frasier, C. (1976). *Scattering of elastic waves from depth-dependent inhomogeneities*. Geophysics, vol. 41: pp. 441-458.

Rodríguez, L. (2011). *Determinación de propiedades mecánicas a través de sísmica 3D*. Intevep, S.A. Centro de Investigación y Desarrollo, Filial de Petróleos de Venezuela. S.A.

Roy, B., Anno, P y Gurch, M. (2008). *Imaging oil-sand reservoir heterogeneities using wide-angle prestack seismic inversion*. The Leading Edge, vol. 27 (9), pp. 1192-1201.

Ruiz, O. (1983). *La Formación Marcelina: Sectores Este y Sur, Zona Paso Diablo*. Memorias de las I Jornadas Geológicas, Carbozulia, Maracaibo, vol. 1: pp. 99-137.

Ruiz, R. (2011). *Caracterización litológica mediante inversión elástica de datos sísmicos de los miembros "O" y "P" de la Formación Escandalosa, campo Borbuata, cuenca Barinas-Apure*. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela: Caracas.

Russell, B. (2005). *Inversión Sísmica y AVO*. Obtenido el día 20 de enero de 2013 de http://www.iapg.org.ar/congresos/2005/Conexplo/cursos_01.html

Rutherford, S. y Williams R., (1989). *Amplitude-versus- offset variations in gas sands*. Geophysics, vol. 54, pp. 680-688.

Skopec, R. y Ross, C. (1994). *Amplitude-Versus-Offset Interpretation, Scaling Factors, and Other Challenges Associated With Acoustic Data Integration*.

Sellier de Civrieux, J. M. (1952). *Estudio de la microfauna de la sección-tipo del miembro Socuy de la Formación Colón, distrito Mara, estado Zulia*. Boletín Geológico, vol. 2(5): pp. 231-810.

Shagam, R., Kohn, B., Banks, P., Dasch, L., Vargas, R., Rodríguez, G. y Pimentel, N. (1984). *Tectonic implications of Cretaceous–Pliocene fission-track ages from rocks of the circum-Maracaibo Basin region of western Venezuela and eastern Colombia. Caribbean–South American plate boundary and regional tectonics*. Sociedad Geológica de America.

Sharma, R. y Chopra, S. (2013). *Determination of Brittleness and Lithology with a New Seismic Attribute*. SPE EUROPEC. London, United Kingdom.

Shuey, R.T., (1985), *A simplification of Zoeppritz Equations*: Geophysics, vol. 50: pp. 609-814.

Singleton, S. (2009). *The effects of seismic data conditioning on prestack simultaneous impedance inversion*. The Leading Edge, vol. 28(7): pp. 732-781.

Singleton, S. y Keirstead, R. (2011). *Calibration of prestack simultaneous impedance inversion using rock physics*. The Leading Edge, vol. 30(1): pp. 70-78.

Singleton, S. (2008). *The use of seismic attenuation to aid simultaneous impedance inversion in geophysical reservoir characterization*. The Leading Edge, vol. 27(3): pp. 398–407.

Stephan, J. (1977). *El contacto Cadena Caribe–Andes Merideños entre Carora y el Tocuyo (edo. Lara): Observaciones sobre el estilo y la edad de las deformaciones Cenozoicas en el occidente Venezolano*. Memorias del V Congreso Geológico Venezolano, pp. 789– 815.

Suárez, J. (1998). *Deslizamientos y Estabilidad de Taludes en Zonas Tropicales*. Ingeniería de Suelos, Ltda.: Bucaramanga, Colombia. 541 pp.

Sutton, F. A. (1946). *Geology of the Maracaibo basin, Venezuela*. Boletín de la Asociación Americana de Geólogos Petroleros (AAPG), vol. 30: pp.1621-1741.

Szenk, B. J. (1959). *The Lagunillas Formation in Central Lake Maracaibo*. Boletín Informativo de Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo. Caracas, vol. 2(7): pp. 164-178.

Talukdar, S., y Marcano, F. (1994). *Petroleum systems of the Maracaibo Basin, Venezuela. The petroleum system - From source to trap*. Memorias de la Asociación Americana de Geólogos Petroleros (AAPG), vol. 60: pp. 463– 481.

Tarantola, A. (1987) *Inverse Problem Theory: Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation*. 2da edición. Amsterdam: Elseiver. 613 pp.

Tonellot, T., Macé, D. y Richard, V. (1999) *Prestack elastic waveform inversion using a priori information*. Society of Exploration Geophysicists.

Tonellot, T., Macé, D. y Richard, V. (2001) *Join stratigraphic inversion of angle-limited stacks*. Society of Exploration Geophysicists.

Urbina, E. (2001). *Determinación de registros pseudo sónicos a partir de registros de resistividad en los Campos Barúa, Motatán y Tomoporo*. Trabajo Especial de Grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas.

Van Andel, T. H. (1958). *Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of western Venezuela*. Boletín de la Asociación Americana de Geólogos Petroleros (AAPG), vol. 42(4): pp. 734-763.

Van Houten, F. B. y James, H. (1984). *Late Cenozoic Guayabo delta complex in southwestern Maracaibo Basin, northeastern Colombia. The Caribbean South American Plate Boundary and Regional Tectonics*. Memorias de la Sociedad Geológica de América, no. 162: pp. 325-332.

Van Veen, F. R. (1972). *Ambientes sedimentarios de las formaciones Mirador y Misoa del Eoceno inferior y medio en la cuenca del Lago de Maracaibo*. Memorias del IV Congreso Geológico de Venezuela, Caracas, vol. 2: pp. 1073-1104.

Vásquez, A. y Sánchez, M. (1999). *Introducción a la Geomecánica Petrolera*. Caracas: V.V.A Consultores. 779 pp.

Widess, M. (1973). *How thin is a thin bed?*. Geophysics, vol. 38(6), pp. 1176-1180.

Wyllie, C. (1996). *Rock Strength properties and their measurement*. Landslides Investigation and mitigation Special Report. pp. 373-390.

Yoris, F. y Ostos, M. (1999). *Geología de Venezuela: Geología general y Cuencas Petrolíferas*. WEC Venezuela-Evaluación de pozos. 1ra ed. Texas: Schlumberger-Surencó C.A.

Young, G. A, Bellizzia, A., Renz, H., Johnson, F., Robles, R. y Mas Vall, J. (1956). *Geología de las cuencas sedimentarias de Venezuela y de sus campos petrolíferos*. Publicación Especial del Boletín de Geología, Caracas.

Young, G. A. (1960). *Stratigraphy of the Miocene La Puerta Formation in the Ceuta Area, Lake Maracaibo*. Boletín de la Asociación Venezolana de Geología, Minas y Petróleo, vol. 3(11), pp. 304-315.

Zhang, H. y Brown, J. (2001). *A review of AVO analysis*. CREWES Reseach Report, vol. 13, pp.357-380.

Zoback, M. (2007). *Reservoir Geomechanics*. New York: Cambridge University Press. 490 pp.

Zoeppritz, K. (1919). *Über Reflexion und Durchgang seismischer Wellen durch Unstetigkeitsflächen*. Über Erdbebenwellen, Nachrichten der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen. Mathematik-Physik.

APÉNDICE

Tabla 1. Resistencia a la compresión uniaxial.

Roca	Resistencia a la compresión uniaxial (MPa)
Granito	100-250
Diorita	150-300
Dolerita	100-300
Gabro	150-300
Basalto	150-300
Arenisca	20-170
Lutita	5-100
Caliza	30-250
Dolomita	30-250
Carbón	5-50
Cuarcita	150-300
Neiss	50-200
Mármol	100-250
Pizarra	100-200

Nota. Tomada de Suarez (1998).

Tabla 2. Competencia de la roca de acuerdo al ensayo de compresión uniaxial.

Compresión uniaxial en MPa	Competencia de la roca
5 a 20	Muy débil
20 a 40	Débil
40 a 80	Resistencia mediana
80 a 160	Dura
160 a 320	Muy dura

Nota. Tomada de Suarez (1998).

Tabla 3. Valores de coeficiente de Poisson para rocas.

Roca	Coeficiente de Poisson
Andesita	0,2-0,35
Basalto	0,1-0,35
Arcilitas	0,25-0,4
Conglomerado	0,1-0,4

Diabasa	0,1-0,27
Diorita	0,2-0,3
Dolerita	0,15-0,35
Dolomita	0,1-0,35
Gneiss	0,1-0,3
Granito	0,1-0,33
Granodiorita	0,15-0,25
Grauvaca	0,07-0,23
Caliza	0,1-0,33
Mármol	0,15-0,3
Marga	0,13-0,33
Norita	0,2-0,25
Cuarcita	0,1-0,33
Arenisca	0,05-0,4
Lutita	0,05-0,3
Limolita	0,13-0,35
Toba	0,1-0,27

Nota. Tomado de Gercek (2006).

Tabla 4. Clasificación de acuerdo al coeficiente de Poisson.

Categoría	Coeficiente de Poisson
Muy baja	0-0,1
Baja	0,1-0,2
Media	0,2-0,3
Alta	0,3-0,4
Muy alta	0,4-0,5

Nota. Tomada de Gercek (2006).

Tabla 5. Valores de módulo de Young para materiales rocosos.

Roca	E (Mpsi)
Granito	2-6
Microgranito	3-8
Sienita	6-8
Diorita	7-10
Dolerita	8-11
Gabro	7-11
Basalto	6-10
Arenisca	0,5-8
Lutita	1-3,5

Arcilla consolidada (Argilita)	2-5
Caliza	1-8
Dolomita	4-8,4
Carbón	1-2

Nota. Tomado de Farmer (1968).

Tabla 6. Valores típicos de ángulo de fricción para rocas.

Tipo de roca	Ángulo de fricción (°)
Rocas ígneas duras: basalto , granito.	35-45
Rocas metamórficas: cuarcita, neiss, pizarras.	30-40
Rocas sedimentarias duras: caliza, dolomita, arenisca consolidada.	35-45
Rocas sedimentarias blandas: arenisca no consolidada, lutitas, limolitas.	25-35

Nota. Extraída de Hoek y Bray, 1981.

Tabla 7. Ángulos de fricción típicos de rocas.

Fricción	Ángulo de fricción (°)	Roca
Baja	20 a 27	Esquistos con alto contenido de mica y lutitas
Media	27 a 34	Areniscas, limolitas, neiss, pizarras
Alta	34 a 40	Basalta, granito, caliza, conglomerado

Nota. Tomada de Suarez (1998).

Tabla 8. Propiedades de mecánicas estáticas para algunos tipos de rocas.

Material	Densidad ρ 103 (km/m ³)	Módulo de Young E (GPa)	Coefficiente de Poisson ν	Resistencia a la compresión sin confinamiento UCS (MPa)
Arena no consolidada	1.5-1.7	0.01-0.1	~0.45	
Arenisca	2.0-2.65	0.1-30	0-0.45	0.2-0.5
Arcilla	1.9-2.1	0.06-0.15	~0.4	0.2-0.5

Lutita	2.3-2.8	0.4-70	0-0.30	2-250
Caliza (chalk) de alta porosidad	1.4-1.7	0.5-5	0.05-0.35	10-40
Caliza (chalk) de baja porosidad	1.7-2.0	5-30	0.05-0.30	10-40
Basalto	2.7-2.9	50-100	0.2-0.3	200-350
Granito	2.6-2.8	5-85	0.1-0.34	50-350
Dolomita	2.4-3.2	10-100	0-0.5	40-350
Caliza (Limestone)	1.4-2.9	2-100	0-0.3	5-250
Gneis	2.7-3.1	40-100	0.1-0.3	50-250
Mármol	2.7-3.2	5-90	0-0.3	50-250
Hielo	0.9	8	0.35	
Acero	7.9	200	0.28	220-900

Nota. Extraída de Fjaer.