

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTERPRETACIÓN Y DEFINICIÓN DEL MARCO SÍSMICO ESTRUCTURAL 3D, ÁREA VLA-206, FORMACIÓN GUASARE, BLOQUE I, U.E. LAGOMAR.

Presentado Ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar por el Título
de Ingeniero Geofísico
Por el Br. Rodolfo Carlos Hernández Mata

Caracas, agosto 2001

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTERPRETACIÓN Y DEFINICIÓN DEL MARCO SÍSMICO ESTRUCTURAL 3D, ÁREA VLA-206, FORMACIÓN GUASARE, BLOQUE I, U.E. LAGOMAR.

TUTOR ACADÉMICO: Ing. Pedro León.

TUTOR INDUSTRIAL: Ing. Lourdes Salamanca.

Presentado Ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar por el Título
de Ingeniero Geofísico
Por el Br. Rodolfo Carlos Hernández Mata

Caracas, agosto 2001

Caracas, agosto de 2001

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 el Bachiller Rodolfo Carlos Hernández Mata, titulado:

“Interpretación y Definición del Marco Sísmico Estructural 3d, Área VLA-206, Formación Guasare, Bloque I, U.E. Lagomar”

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 de las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

Prof. Inírida Rodríguez

Jurado

Prof. Oswaldo Salazar

Jurado

Ing. Pedro León

Tutor Académico

Ing. Lourdes Salamanca

Tutor Industrial

Dedicatoria

Este trabajo se lo dedico a mi madre Marina Mata; y en la memoria de mi abuelo Jesús “Morocho” Mata y de mi amigo Abraham.....

Agradecimientos

A mi madre por guiarme por el camino que ella consideró que era el más correcto y saber desempeñar muy bien la difícil tarea de ser padre y madre a la vez.

A mi hermana Rubys por la ayuda y el apoyo que me ha dado durante toda mi carrera (He ain't heavy, is my brother).

A mis compañeros de clase y amigos: Alexander Palacios y Manuel Cova como dos hermanos, Rafael Castillo y Jesús Vale.

A la China (Sonia Aponte) y a Vicky (Victoria Pinto) por ser como dos madres y poder siempre contar con ellas en los momentos más difíciles, además por permitirme ser parte de sus familias.

A las familias Cova Pinto y Palacios Aponte, en especial a los señores Manuel Cova y Guillermo Palacios.

Al Licenciado Antonio Linares por creer en mí y brindarme la oportunidad de realizar mi Trabajo Especial de Grado.

A mi tutora industrial Lourdes Salamanca por adoptarme como su tesista y por su enseñanza impartida.

A mi tutor académico Pedro León por sus correcciones y criterios.

A Félix Díaz, mucho más que un tutor, una excelente persona que siempre está dispuesto a colaborar compartiendo sus conocimientos sin ningún tipo de egoísmo.

A aquellas personas de la U.E.I. Lagomar que ayudaron durante la realización de este trabajo: Pedro Muñoz, Franklin Sulbarán, Luz Malavé, Carolina Duran y Edgly García.

A mi compañera de tesis Darnelly Flores.

A Gustavo Montenegro por el soporte brindado con los paquetes de interpretación.

A Luis Hurtado y Andrés Parra de la U.E.I. Tierra este.

Hernández M. Rodolfo C.

**INTERPRETACIÓN Y DEFINICIÓN DEL MARCO SÍSMICO
ESTRUCTURAL 3D, ÁREA VLA-206, FORMACIÓN GUASARE, BLOQUE
I, U.E. LAGOMAR.**

**Tutor académico: Ing. Pedro León. Tutor Industrial: Ing. Lourdes Salamanca. Tesis.
Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2001,nº
pag. 127**

Palabras Claves: Formación Guasare, Bloque I, Atributos sísmicos, Falla Icotea, Falla Ático.

Resumen. El presente Trabajo Especial de Grado contiene los resultados obtenidos a partir de la interpretación sísmica estructural 3D de un área ubicada en el suroeste del Bloque I en el Lago de Maracaibo.

El objetivo principal consistió en definir el marco estructural de las arenas C-4/C-7 de la Formación Misoa de edad Eoceno y de la Formación Guasare de edad Paleoceno, en el yacimiento VLA-206 y VLA-309 del Bloque I.

A partir de la interpretación sísmica del área se definieron cuatro zonas estructurales características y lineamientos de fallas pertenecientes a las mismas. Dos de estas zonas formadas por grabenes, uno de éstos ubicado hacia el oeste de la Falla Icotea y el otro hacia el este de la Falla del Este. Las otras dos zonas formadas por altos estructurales ubicados en la zona central, están limitadas una por la Falla Icotea y la Falla del Ático; y la otra por la Falla del Ático y la Falla del Este (zona donde se encuentran los yacimientos VLA-206 y VLA-309).

Como producto del estudio se definió el marco estructural del área, tomando en consideración los eventos tectónicos ocurridos durante la evolución de la Cuenca. Además, mediante el análisis de atributos sísmicos se reveló una tendencia asociada a mayores espesores de arena para la Formación Guasare y permitieron identificar áreas prospectivas.

Tabla de Contenido

	Pag.
Lista de tablas.....	viii
Lista de figuras.....	ix
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Antecedentes.....	1
1.2 Objetivos y alcances del trabajo.....	2
1.2.1 Objetivos generales.....	2
1.2.2 Objetivos específicos.....	2
1.3 Ubicación del área de estudio.....	3
1.4 Metodología del trabajo.....	4
1.5 Software utilizados.....	5
2. MARCO TECTÓNICO Y ESTRATIGRÁFICO DEL OCCIDENTE DE VENEZUELA.....	6
2.1 Sucesión Paleozoica.....	6
2.2 Sucesión Mesozoica–Cenozoica.....	8
2.2.1 Jurásico (extensión) - Supersecuencia A.....	9
2.2.2 Cretácico (margen pasivo) –Supersecuencia B.....	9
2.2.2.1 Neocomiense-Barremiense-Secuencia K0.....	10
2.2.2.2 Aptiense - Secuencia K1.....	12
2.2.2.3 Albiense-Cenomaniense inferior-Secuencia K2.....	14
2.2.2.4 Cenomaniense superior-Campaniense inferior secuencias K3, K4 y K5.....	18
2.2.3 Cretácico tardío-Paleoceno: Transición de margen pasivo a margen activo Supersecuencia C.....	20
2.2.3.1 Campaniense superior-Maestrichtiense - Secuencia K6.....	20
2.2.3.2 Maestrichtiense superior-Paleoceno Inferior –Secuencias K7 y K8.....	21
2.2.4 Paleoceno superior-Eoceno medio Supersecuencia D.....	23
2.2.4.1 Paleoceno superior-Eoceno inferior - Secuencia T1.....	23
2.2.4.2 Eoceno medio - Secuencia T2 y T3.....	24
2.2.5 Eoceno superior-Mioceno inferior Supersecuencia E.....	25
2.2.6 Mioceno medio-Pleistoceno Supersecuencia F.....	26

3. VALIDACIÓN DE LA INFORMACIÓN	28
3.1 Carga de los datos sísmicos y datos de pozos.....	28
3.2 Resolución sísmica vertical.....	30
3.2.1 Consideraciones Teóricas.....	30
3.2.2 Cálculo de la Resolución sísmica vertical.....	32
3.3 Sismogramas sintéticos.....	33
3.3.1 Consideraciones teóricas.....	33
3.3.2 Elaboración de sismogramas sintéticos.....	38
3.4 Correlaciones estratigráficas.....	44
4. INTERPRETACIÓN SÍSMICA ESTRUCTURAL	47
4.1 Consideraciones teóricas.....	47
4.2 Interpretación de fallas.....	47
4.3 Interpretación de horizontes.....	49
4.4 Mapas estructurales en tiempo.....	57
4.5 Horizontes aplanados.....	62
5. ATRIBUTOS SÍSMICOS	65
5.1 Consideraciones teóricas.....	65
5.2 Elaboración de mapas de atributos sísmicos.....	72
5.3 Análisis de mapas de atributos sísmicos.....	73
6. CONVERSIÓN TIEMPO-PROFUNDIDAD	86
6.1 Conversión de mapas estructurales en tiempo a profundidad.....	86
6.2 Conversión de planos de fallas en tiempo a profundidad.....	99
6.3 Edición de mapas estructurales.....	100
7. ÁREAS PROSPECTIVAS	105
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	109
Conclusiones.....	109
Recomendaciones.....	111
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	112
APÉNDICES	115

Lista de tablas

Tabla N°	Pag.
3.1. Valores para la Resolución Sísmica Vertical en los pozos LMA-94 y VLA-833.....	32
3.2. Velocidades y tiempos de Tránsito.....	34
3.3. Densidades de Minerales usuales.....	35
10.1. Pozos del Bloque XIV utilizados en el proyecto con sus respectivas coordenadas UTM y la máxima profundidad alcanzada por estos.....	115
10.2. Pozos del Bloque I utilizados en el proyecto con sus respectivas coordenadas UTM y la máxima profundidad alcanzada por estos.....	116
10.3. Tablas T-Z de los pozos VLA-732, VLA-756, VLA-833 y LMA-94.....	117
10.4. Pozos con curvas de registros sísmicos y registros de densidad, con las profundidades iniciales y finales de las corridas.....	118
10.5. Valores puntuales de los mapas de atributos en los pozos para la Formación Guasare.....	118
10.6. Valores puntuales de los mapas de atributos en los pozos para el tope de las arenas C-4 de la Formación Misoa.....	119
10.7. Valores puntuales de los mapas de atributos en los pozos para el tope de las arenas C-7 de la Formación Misoa.....	120
10.8. Producción anual y acumulada para los pozos de la Formación Guasare.....	121
10.9. Producción anual y acumulada para los pozos de las arenas C-4 de la Formación Misoa.....	121
10.11. Producción anual y acumulada para los pozos de las arenas C-7 de la Formación Misoa.....	122
10.12. Coeficientes de correlación entre valores de atributos sísmicos y datos de producción para la Formación Guasare.....	123
10.13. Coeficientes de correlación entre valores de atributos sísmicos y datos de producción C-7.....	123
10.14. Coeficientes de correlación entre valores de atributos sísmicos y datos de producción para C-4.....	123

Lista de figuras

Figura N°	Pag.
1.1. Ubicación del área de estudio.....	3
2.1. Mapa de distribución de terrenos alóctonos en el norte de suramérica.....	7
2.2. Evolución geotectónica del occidente de Venezuela.....	8
2.3. Distribución de facies sedimentarias dominantes al norte del cratón de Guayana.....	11
2.4. Cuadro de correlación de las unidades más importantes dentro del Cretácico.....	11
2.5. Esquema estratigráfico.....	13
2.6. Paleogeografía de la secuencia depositacional K1 del Aptiense.....	14
2.7. Paleogeografía de la secuencia depositacional K2.....	15
2.8. Paleogeografía de la secuencia depositacional K2.....	15
2.9. Sección transversal tectonoestratigráfica de la cuenca del Lago de Maracaibo.....	17
2.10. Paleogeografía de las secuencias depositacionales K3, K4, y K5.....	18
2.11. Paleogeografía de la secuencia depositacional.....	21
2.12. Paleogeografía de las secuencias depositacionales K7 y K8.....	22
2.13. Paleogeografía de secuencia depositacional T1.....	23
2.14. Paleogeografía de las secuencias depositacionales T2 y T3.....	25
2.15. Paleogeografía de las secuencias depositacionales T4 y T5.....	26
2.16. Paleogeografía de las secuencias depositacionales T7.....	27
3.1. Ubicación de los pozos en el área de estudio.....	29
3.2. Ubicación del levantamiento sísmico Lagomar 3D-Merge.....	29
3.3. Levantamientos sísmicos 3D realizados en Bloque I y Bloque XII.....	30
3.4. Gráfico de frecuencia media.....	33
3.5. Operación sísmica de pozo para tierra y mar.....	36
3.6. Ubicación de los pozos con tiros de verificación sísmica.....	38
3.7. Gráfica T-Z del pozo LMA-94.....	39
3.8. Gráfica T-Z del pozo VLA-732.....	39
3.9. Gráfica T-Z del pozo VLA-756.....	40
3.10. Gráfica T-Z del pozo VLA-833.....	40
3.11. Registros petrofísicos y sismograma sintético del pozo LMA-94.....	42
3.12. Traza sintética desplegada en la línea sísmica 281.....	43

3.13. Traza sintética desplegada en la traza sísmica 259.....	43
3.14. Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca de Maracaibo.....	45
3.15. Columna estratigráfica local.....	45
3.16. Registro Tipo Formación Guasare, pozo LMA-106.....	46
3.17. Sección estratigráfica #3.....	46
4.1. Línea sísmica 500 con fallas y horizontes interpretados.....	51
4.2. Traza sísmica 450 con fallas y horizontes interpretados.....	51
4.3. Traza sísmica 500 con fallas y horizontes interpretados.....	52
4.4. Sección sísmica horizontal a 2008 ms.....	52
4.5. Modelo estructural de fallas interpretadas en tiempo.....	53
4.6. Línea sísmica 430 con procesamiento original.....	54
4.7. Línea sísmica 430 procesada con un filtro pasa-banda.....	54
4.8. Malla interpretada del reflector correspondiente a la Discordancia del Eoceno.....	55
4.9. Malla interpretada del reflector correspondiente al tope de la arena C-4.....	55
4.10. Malla interpretada del reflector correspondiente al tope de la arena C-7.....	56
4.11. Malla interpretada del reflector correspondiente a la Formación Guasare.....	56
4.12. Mapa estructural en tiempo de la Discordancia del Eoceno.....	58
4.13. Visualización del mapa estructural en tiempo de la Discordancia del Eoceno.....	58
4.14. Mapa estructural en tiempo del tope de la arena C-4.....	59
4.15. Visualización del mapa estructural en tiempo del tope de la arena C-4.....	59
4.16. Mapa estructural en tiempo de la arena C-7.....	60
4.17. Visualización del mapa estructural en tiempo del tope de la arena C-7.....	60
4.18. Mapa estructural en tiempo del tope de la Formación Guasare.....	61
4.19. Visualización del mapa estructural en tiempo de la Formación Guasare.....	61
4.20. Línea sísmica 298 con horizonte aplanado del Cretácico inferior.....	63
4.21. Línea sísmica 298 con horizonte aplanado del Paleoceno.....	63
4.22. Línea sísmica 298 con horizonte aplanado de la Discordancia del Eoceno.....	64
4.23. Línea sísmica 298 con horizontes de Disc. del Eoceno, Paleoceno y Cretácico.....	64
5.1. Representa la traza sísmica compleja, se observan su parte real e imaginaria.....	66
5.2. Representación del atributo sísmico instantáneo en la traza sísmica.....	67
5.3. Representación del atributo sísmico interválico en la traza sísmica.....	67
5.4. Representación del atributo sísmico multitrazas en la trazas sísmicas.....	68

5.5. Representación del atributo sísmico azimutal en las trazas sísmicas.....	68
5.6. Mapa de buzamiento (dip) de la Discordancia del Eoceno.....	75
5.7. Mapa de buzamiento (dip) del tope de la arena C-4.....	75
5.8. Mapa de buzamiento (dip) del tope de la arena C-7.....	76
5.9. Mapa de buzamiento (dip) del tope de la Formación Guasare.....	76
5.10. Mapa de rumbo (azimut) de la Discordancia del Eoceno.....	77
5.11. Mapa de rumbo (azimut) del tope de la arena C-4.....	77
5.12. Mapa de rumbo (azimut) del tope de la arena C-7.....	78
5.13. Mapa de rumbo (azimut) del tope de la Formación Guasare.....	78
5.14. Mapa de segunda derivada (edge) de la Discordancia del Eoceno.....	79
5.15. Mapa de segunda derivada (edge) del tope de la arena C-4.....	79
5.16. Mapa de segunda derivada (edge) del tope de la arena C-7.....	80
5.17. Mapa de segunda derivada (edge) del tope de la Formación Guasare.....	80
5.18. Traza sísmica 424 con horizontes paralelos al horizonte de Guasare.....	81
5.19. Mapa de atributo de amplitud RMS de la Formación Guasare.....	81
5.20. Mapa de atributo de máxima amplitud de la Formación Guasare.....	82
5.21. Mapa de atributo de desv. estándar de la amplitud de la Formación Guasare.....	82
5.22. Mapa de atributo de polaridad sísmica aparente de la Formación Guasare.....	83
5.23. Mapa de electrofacies de la unidad U1 de la Formación Guasare.....	83
5.24. Mapa de electrofacies de la unidad U4 de la Formación Guasare.....	84
5.25. Traza sísmica 426 con reconstrucción de la ondícula.....	84
5.26. Mapa de atributo VRS con coeficiente de grado 7 de la Formación Guasare.....	85
5.27. Mapa de clasificación de atributos de Guasare generado en <i>Seisclass</i> TM	85
6.1. Flujograma para la conversión tiempo-profundidad de mapas.....	87
6.2. Mapa de velocidades promedio de la Discordancia del Eoceno.....	88
6.3. Mapa de corrección por topes geológicos de la Discordancia del Eoceno.....	88
6.4. Mapa de velocidades promedio del tope de la arena C-4.....	89
6.5 Mapa de corrección por topes geológicos de la arena C-4.....	89
6.6. Mapa de velocidades promedio del tope de la arena C-7.....	91
6.7. Mapa de corrección por topes geológicos de la arena C-7.....	91
6.8. Mapa de velocidades promedio del tope de la Formación Guasare.....	92
6.9. Mapa de corrección por topes geológicos de la Formación Guasare.....	92

6.10. Mapa estructural inicial en profundidad de la Discordancia del Eoceno.....	93
6.11. Mapa estructural final en profundidad de la Discordancia del Eoceno.....	93
6.12. Mapa estructural inicial en profundidad del tope de la arena C-4.....	94
6.13. Mapa estructural final en profundidad del tope de la arena C-4.....	94
6.14. Mapa estructural inicial en profundidad del tope de la arena C-7.....	95
6.15. Mapa estructural final en profundidad del tope de la arena C-7.....	95
6.16. Mapa estructural inicial en profundidad del tope de la Formación Guasare.....	96
6.17. Mapa estructural final en profundidad del tope de la Formación Guasare.....	96
6.18. Mapa estructural en profundidad visualizado en <i>GeoVizTM</i> de la discordancia.....	97
6.19. Mapa estructural en profundidad visualizado en <i>GeoVizTM</i> de C-4.....	97
6.20. Mapa estructural en profundidad visualizado en <i>GeoVizTM</i> de C-7.....	98
6.21. Mapa estructural en profundidad visualizado en <i>GeoVizTM</i> de Guasare.....	98
6.22. Modelo estructural con fallas en profundidad.....	99
6.23. Mapa estructural de la Discordancia del Eoceno.....	101
6.24. Mapa estructural del tope de las arenas C-4 de la Formación Misoa.....	102
6.25. Mapa estructural del tope de las arenas C-7 de la Formación Misoa.....	103
6.26. Mapa estructural del tope de la Formación Guasare.....	104
7.1. Mapa estructural de Guasare con las áreas prospectivas.....	106
7.2. Visualización en de las áreas NE VLA-309 y SO VLA-14.....	107
7.3. Traza sísmica 422 muestra la estructura de las áreas SO VLA-14 y N VLA-14.....	107
7.4. Traza sísmica 495 mostrando la cuña estratigráfica del área NE VLA-280.....	108
7.5. Traza sísmica 500 mostrando la estructura del área O VLA-984.....	108
10.1. Mapa de iluminación de la discordancia del Eoceno.....	124
10.2. Mapa de iluminación de la Formación Guasare.....	124
10.3. Mapa estructural oficial de C-4 al sur del Bloque I.....	125
10.4. Mapa estructural de C-4 del área de estudio en Bloque I.....	125
10.5. Mapa estructural oficial de C-7 al sur del Bloque I.....	126
10.6. Mapa estructural de C-7 del área de estudio en Bloque I.....	126
10.7. Mapa estructural oficial de la Formación Guasare al sur del Bloque I.....	127
10.8. Mapa estructural de la Fm. Guasare del área de estudio en Bloque I.....	127

1. INTRODUCCION

1.1 Antecedentes

El conocimiento de las características de los yacimientos a través de la integración de distintas disciplinas tales como geofísica, geología, petrofísica y yacimiento entre otros, puede llevar a reactivar áreas que antes se consideraban marginales, en vista de ello se realizó este trabajo enfocado a los yacimientos de la Formación Guasare en el área VLA-206 del Bloque I perteneciente a la segregación Lagomar conformada por los bloques I, II y XII. El pozo que le da nombre al área es el VLA-206 ubicado al suroeste del Bloque I, fue perforado en el año de 1957 y completado en el yacimiento Basal La Rosa con una producción inicial 1345 b/d. Antes de completar el pozo en este yacimiento, se probó la Formación Guasare en el intervalo 9354'-9281' arrojando 723 b/d, para luego ser abandonado en este intervalo.

En el área sur del Bloque I sólo cuatro pozos atravesaron la Formación Guasare: VLA-206, VLA-14, VLA-280 y VLA-309. Los pozos VLA-14 y VLA-280 pertenecen al yacimiento Paleoceno del VLA-14 y el pozo VLA-309 pertenece al yacimiento Paleoceno del VLA-309. Todos estos pozos fueron probados en la Formación Guasare. El pozo VLA-309 fue perforado en el año 1959 produciendo de la Formación Guasare hasta el año 1964. El pozo estuvo cerrado hasta el año 1992 cuando fue reactivado y produjo hasta el año 1995. Este pozo obtuvo una producción de petróleo neto acumulado de 94313 bls. El pozo VLA-280 fue perforado en 1959, fue probado en la Formación Guasare obteniéndose agua, siendo suspendido en el mismo año. En 1954 se perforó el pozo VLA-14 probando 478 b/d en la Formación Guasare, se mantuvo activo hasta 1966. Luego se reactivó la producción entre los años 1993 y 1995 para obtener una producción acumulada de 122715 bls de petróleo neto.

En la actualidad no existe ningún pozo perteneciente al Bloque I produciendo en la Formación Guasare.

1.2 Objetivos y alcances del trabajo

1.2.1 Objetivos generales

- Definir el marco estructural de las arenas C4/C7 de la Formación Misoa de edad Eoceno y de la Formación Guasare de edad Paleoceno, en un área de 150 Km² en el yacimiento VLA-206 y 309 del Bloque I.
- Reconocer posibles patrones sedimentológicos correlacionando atributos sísmicos con isopropiedades de las rocas.

1.2.2 Objetivos específicos

- Calibrar la sísmica con los topes geológicos de interés para este estudio, Discordancia del Eoceno, arenas C4/C7 de la Formación Misoa y la Formación Guasare.
- Interpretar los horizontes correspondientes a la Discordancia del Eoceno, arenas C4/C7 de la Formación Misoa y la Formación Guasare.
- Realizar atributos estructurales para determinar la orientación de las fallas principales existentes en el área de estudio y atributos de volumen para reconocer posibles tendencias sedimentológicas.
- Generar mapas estructurales en tiempo.
- Hacer conversión de tiempo a profundidad.
- Generar mapas estructurales en profundidad.
- Integrar la interpretación sísmica/geológica y mapas de atributos con datos petrofísicos y/o de yacimiento, para predecir propiedades de rocas.
- Identificar posibles áreas prospectivas.

1.3 Ubicación del área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada al suroeste del Bloque I en el Lago de Maracaibo y ocupa una extensión de aproximada de 144 Km² (figura 1.1). Está delimitada por las coordenadas UTM mostradas en la siguiente tabla:

Coordenadas X		Coordenadas Y	
X máximo (m)	X mínimo (m)	Y máximo (m)	Y mínimo (m)
224464	212464	1115872	1103782

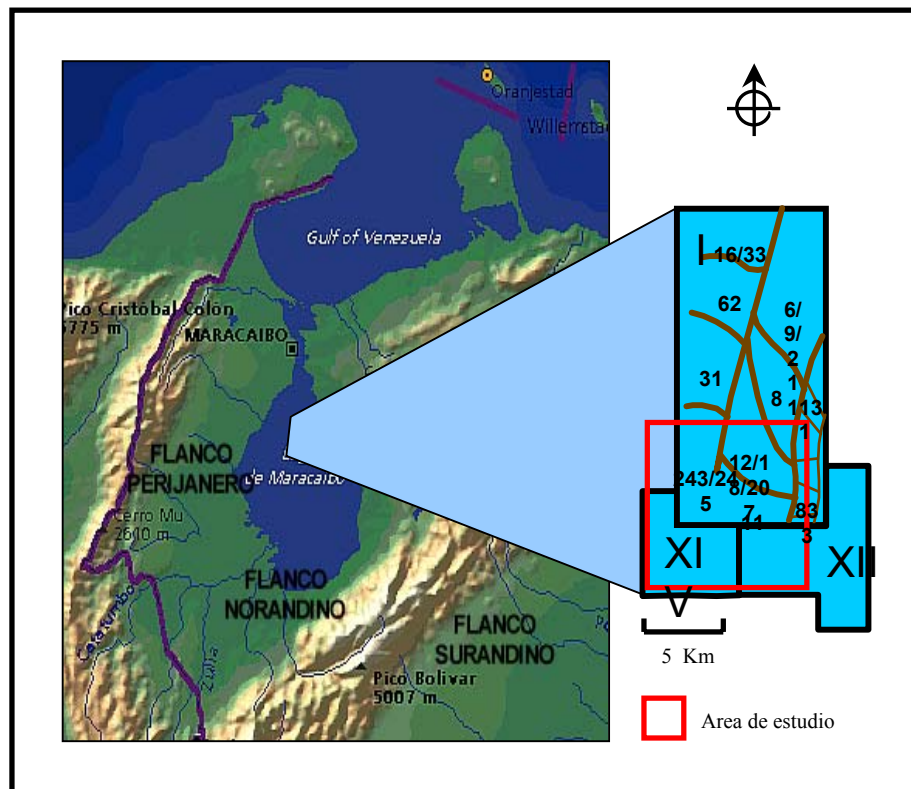


Figura 1.1. Ubicación del área de estudio.

1.4 Metodología del trabajo

- Recopilación y validación de la información.
 - Revisión bibliográfica.
 - Carga y revisión de datos sísmicos y de pozos.
- Calibración sísmica y geológica.
 - Generación de sismogramas sintéticos.
 - Cálculo de la resolución sísmica vertical ($\lambda/4$).
- Definición del marco estructural.
 - Interpretación de fallas.
 - Interpretación de horizontes.
 - Generación de mapas estructurales en tiempo.
- Análisis de atributos sísmicos.
 - Elaboración de mapas de atributos sísmicos.
 - Correlación de atributos sísmicos con datos petrofísicos, de producción y tendencias sedimentológicas.
- Conversión a profundidad de mapas en tiempo.
 - Generación del modelo de velocidades.
 - Conversión de mapas estructurales en tiempo a profundidad.

1.5 Software Utilizados

En el proyecto se trabajó en las plataformas *GeoframeTM* y *LandmarkTM*, a continuación se listan los programas usados y su aplicación en el estudio:

1. *GeoframeTM*:

- *WellEditTM*: Edición de curvas.
- *WellPixTM*: Correlaciones estratigráficas.
- *CharismaTM*:
 - *InterpretationTM*: Interpretación de horizontes y fallas; generación de mapas estructurales en tiempo y mapas de atributos sísmicos.
 - *SyntheticsTM*: Análisis de frecuencias.
 - *Geocube* y *GeovizTM*: Visualización e interpretación de fallas y horizontes en 3D.
 - *InDepthTM*: Elaboración del modelo de velocidades, conversión de mapas estructurales en tiempo a profundidad, conversión de fallas en tiempo a profundidad.
 - *SeisClassTM*: Análisis de mapas de atributos sísmicos.
- *CPS-3TM*: Edición de los mapas estructurales y polígonos de fallas.
- *Framework3DTM*: Visualización del modelo estructural 3D.
- *StratLogTM*: Elaboración de secciones estructurales.

2. *LandmarkTM*:

- *SyntoolTM*: Elaboración de sismogramas sintéticos.

2. MARCO TECTÓNICO Y ESTRATIGRÁFICO DEL OCCIDENTE DE VENEZUELA:

La historia geológica de Venezuela se inicia con los terrenos precámbricos, que se encuentran aflorando en los cinturones montañosos del país y el Escudo de Guayana o Macizo Guayanés. Este capítulo ha sido concebido para dar una visión general sobre la evolución geológica de la Cuenca de Maracaibo, en la que se encuentran rocas de edad jurásica.

2.1. Sucesión Paleozoica

Las rocas de edad Paleozoica se encuentran en varias regiones principales, las cuales se agrupan geológicamente como terrenos autóctonos o alóctonos a Suramérica. La figura 2.1 muestra la distribución de los terrenos alóctonos que se soldaron al autóctono del Paleozoico Inferior, durante el Ordovícico - Silúrico. Aquellos donde hay rocas paleozoicas y que se adosaron en el Paleozoico Inferior, se reconocen ahora como parte del basamento de los terrenos incorporados durante la historia tectónica del Caribe, como el constituyente del cinturón orogénico del Paleozoico Inferior al norte de la Falla de Apure y como parte del basamento de Los Andes y de la cuenca del Lago de Maracaibo. Se reconocen rocas paleozoicas representativas de este terreno alóctono en Los Andes, donde afloran rocas ígneas graníticas y rocas sedimentarias (Ordovícico-Silúrico), de ambientes plataformales y marinos profundos (Parnaud et al., 1995).

Asimismo, en el subsuelo del Lago de Maracaibo este terreno está representado por rocas metasedimentarias ordovícicas, que también afloran en Los Andes. Los terrenos alóctonos de edad Devónica, que se adosaron a Suramérica en el Paleozoico Superior, están ahora aflorando en la Sierra de Perijá. Como parte de la historia de la acreción del alóctono del Paleozoico Superior contra el Inferior (previamente suturado), se reconocen rocas graníticas producto de la subducción por debajo del borde norte de la placa Suramericana; entre dichas rocas podemos mencionar las de la región de El Baúl de edad Pérmico y las de edad Carbonífero que se encuentran en el subsuelo de las cuencas: Oriental, Barinas-Apure y Maracaibo. Las rocas sedimentarias del cinturón adosado incluyen secuencias de edad Carbonífero y Pérmico tanto en la Sierra de Perijá como en Los Andes (Parnaud et al., 1995).

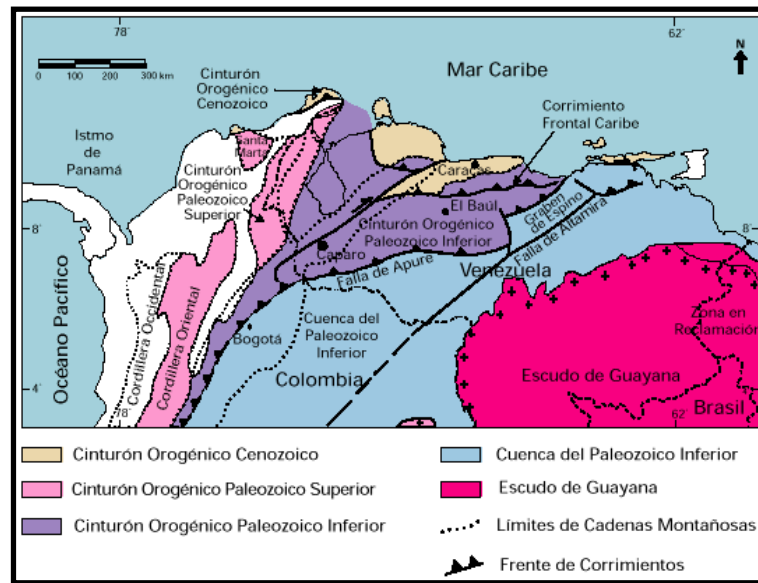


Figura 2.1. Mapa de distribución de terrenos alóctonos en el norte de suramérica.

En el flanco meridional de los Andes de Mérida el Paleozoico inferior está constituido por las formaciones Caparó (Christ, 1927) y El Horno (Bellizia, 1968) de edades Ordovícico y Silúrico, respectivamente. El Paleozoico medio está representado por el Grupo Río Cachirí (Liddle, 1928) en la Sierra de Perijá. El Paleozoico superior en los Andes de Mérida está conformado por las formaciones Mucuchachí, Sabaneta y Palmarito. En la Sierra de Perijá, el Paleozoico superior está representado por dos intervalos: el inferior, que incluye a la Formación Caño del Noroeste, Formación Caño Indio y Formación Río Palmar, las cuales se consideran equivalentes a la Formación Sabaneta en los Andes de Mérida y el superior, más joven, que contiene la Formación Palmarito.

En el subsuelo de la Cuenca Barinas-Apure a partir de la sísmica se ha interpretado una secuencia de unos 4500 m de espesor, que infrayace discordantemente la sección cretácica.

En la Cuenca del Lago de Maracaibo, las perforaciones se han encontrado con rocas metamórficas por debajo del Cretácico. González de Juana et al. (1980) consideraron estos niveles estratigráficos equivalentes a las formaciones Paleozoicas de la Región Central de los Andes. Sin embargo, los datos sísmicos no señalan similitud alguna entre la estratigrafía paleozoica de las cuencas del Lago de Maracaibo y Barinas-Apure. Según Parnaud et al. (1995) esto podría ser el reflejo del diferente grado de metamorfismo.

2.2 Sucesión Mesozoica–Cenozoica

La sucesión del Mesozoico–Cenozoico es el resultado de una fase de “rift” jurásico atribuida a la fragmentación de Pangea y a la colisión entre las placas de Sudamérica y Norteamérica (Figura 2.2). Ghosh et al. (1996) han definido tres megasecuencias para el Mesozoico:

1. *Rifting* Jurásico asociado por un lado a la apertura del Océano Atlántico, y por el otro, ligado a la tectónica extensional operante en un escenario de retroarco detrás de la Cordillera Central de Colombia,
2. Cuenca de retroarco (*back arc basin*) margen pasivo en el Cretácico Temprano con un relleno de clásticos continentales limitados por las depresiones preexistentes,
3. Cuenca de Antepaís (foreland basin) en el Cretácico tardío lo cual originó una transgresión intermitente y la depositación de secuencias retrogradacionales.

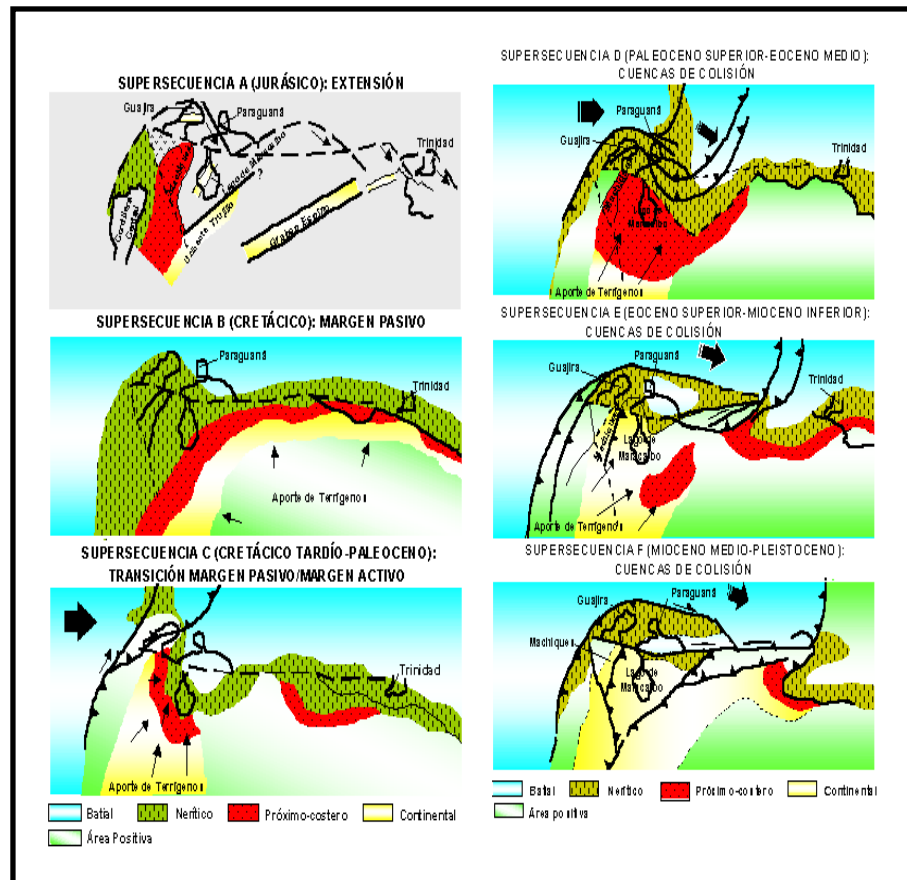


Figura 2.2. Evolución geotectónica del occidente de Venezuela (Tomado de Parnaud et al., 1995).

2.2.1 Jurásico (extensión) - Supersecuencia A

En el Jurásico la Supersecuencia A aflora en Perijá y Andes de Mérida y se encuentra en el subsuelo de las cuencas del Lago de Maracaibo y Barinas-Apure. En Perijá está conformada por el Grupo La Gé que incluye las formaciones: Tinacoa, Macoita y La Quinta. Estas formaciones reflejan una sedimentación continental con aporte local de material volcánico (tal como cenizas volcánicas). En los Andes de Mérida, esta supersecuencia está representada por la Formación La Quinta, la cual en su parte basal está compuesta por capas tobáceas vítreas de color violeta a rosado; la parte media consiste de una espesa secuencia de limolitas verde-rojizas, areniscas interestratificadas con tobas, y localmente algunas calizas. La sección superior consiste de limolitas, y areniscas rojas con estratificación cruzada y rizaduras. Las capas rojas de La Quinta fueron evidentemente depositadas en un ambiente continental e indican claramente también, un origen fluvial y de abanicos aluviales para los sedimentos en una cuenca molásica de rifting (Ghosh et al., 1996).

De acuerdo con las interpretaciones de Parnaud et al (1995), en el subsuelo del Lago de Maracaibo, al Oeste de la alineación estructural de la falla de Icotea, se observa un semi-"graben" en las secciones sísmicas con una falla principal que buza hacia el este. En esta zona no se reconoce la base de la secuencia jurásica, pero su parte superior está marcada por reflectores truncados. Los registros de pozos indican que esta secuencia corresponde a la Formación La Quinta.

En el subsuelo de la Cuenca Barinas-Apure, algunas líneas sísmicas muestran una secuencia discordante por debajo del Cretácico, de unos 3000 m de espesor. Debido a la aparente ausencia de rocas madres y malas características de yacimiento, la secuencia jurásica tiene poco potencial petrolífero.

2.2.2 Cretácico (margen pasivo) -Supersecuencia B

Al comienzo del Cretáceo, una transgresión marina inundó el Escudo de Guayana. Esta transgresión correlaciona con los cambios eustáticos ocurridos a escala mundial y se extendió hasta el Cenomaniense-Campaniense (Figura 2.2). La presencia de material volcánico diseminado en la Formación La Luna sugiere la presencia de un arco volcánico hacia el oeste, lo cual implica la subducción de la placa del Pacífico. La aparente reducción de la subsidencia controlada por fallas, el profundizamiento total de la cuenca y la estratigrafía sugieren que esta

supersecuencia fue depositada como un prisma de margen pasivo detrás de un arco volcánico. El estadio de margen pasivo finalizó debido a la colisión del arco del Pacífico y la placa de Suramérica y a la subsidencia flexural de las cuencas de antepaís.

Durante este período de margen pasivo, se depositaron varias secuencias estratigráficas (Figura 2.5). El modo estructural se caracteriza por el desarrollo de fallas inversas con buzamiento pronunciado de edad post-Cretácico. La interpretación de los datos sísmicos sugiere una inversión estructural de las fallas normales más antiguas. De acuerdo a los límites sísmicos internos se reconocen seis secuencias depositacionales, KO-K5.

2.2.2.1 Neocomiense-Barremiense-Secuencia K0

La sedimentación y la estratigrafía del Cretácico Temprano (146-95 ma) en Venezuela, está representada en las figuras 2.3 y 2.4.

En el occidente, la sedimentación fue controlada en su inicio por el sistema de fallas de los grábenes jurásicos, como se puede evidenciar en los espesores de los clásticos arenosos de la Formación Río Negro, los cuales varían desde más de dos kilómetros en el Surco de Machiques, hasta unos pocos metros en algunas localidades del Flanco Norandino. A continuación, la subsidencia se estabilizó y el Grupo Cogollo (carbonático) se depositó en un extenso mar epicontinental transgresivo sobre Venezuela Occidental. El equivalente clástico lateral hacia el Cratón o Escudo de Guayana lo conforma la Formación Aguardiente. En el Cretácico Temprano se depositó una espesa secuencia de sedimentos continentales en tres depresiones: el surco de Machiques en Perijá, la depresión Uribante en Táchira y el surco de Barquisimeto en Trujillo. Además de ocupar estas depresiones, esta secuencia forma una amplia cobertura, excepto en la parte sudoeste de Apure. En la zona de Río Negro (Sierra de Perijá) y llamada más tarde Formación Río Negro. Esta secuencia constituye el componente continental basal de la cuenca de margen pasivo durante el Cretácico. La transgresión comenzó con la Formación Río Negro, cuando factores como la subsidencia y el aporte de sedimentos condicionaron las paleopropiedades y el desarrollo de los ambientes. Durante este período los surcos de Machiques y Uribante (áreas de mayor subsidencia que rodeaban a la Plataforma de Maracaibo) recibieron grandes volúmenes de sedimentos fluviales correspondientes a la Formación Río Negro.

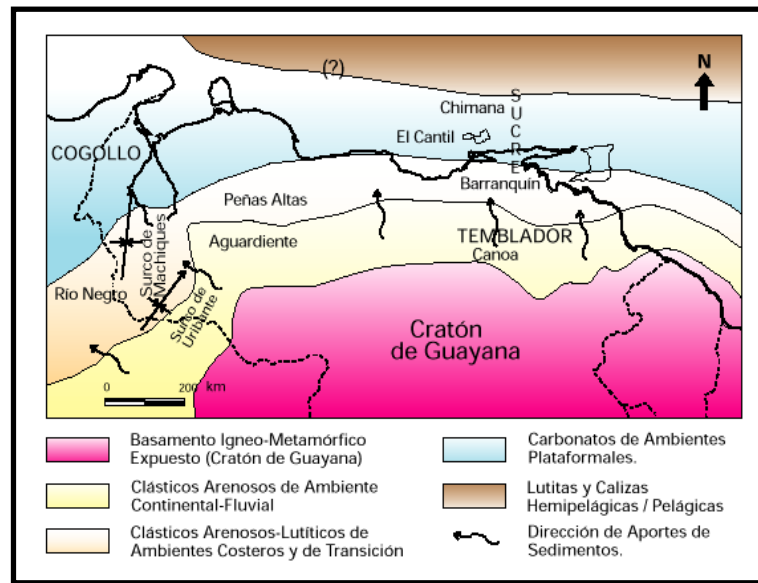


Figura 2.3. Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Neocomiense-Albiense (Cretácico Temprano) al Norte del Cratón de Guayana. Se indican unidades típicas de dicha asociación de facies (Tomado de Parnaud et al., 1995)

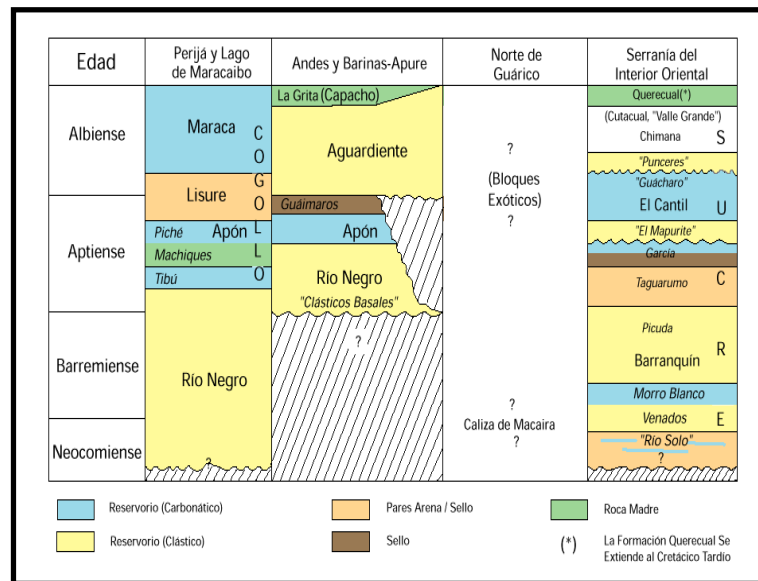


Figura 2.4. Cuadro de correlación de las unidades más importantes dentro del Cretácico temprano de Venezuela. Las unidades informales se colocan en itálicas entre comillas. El conjunto de miembros para el Grupo Sucre es discutido en Yoris (1985, 1988, 1992).

La Formación Río Negro consiste de conglomerados oligomícticos y areniscas que descansan discordantemente sobre formaciones más antiguas tales como la Formación La Quinta y las asociaciones Mucuchachí/Tostosa. Los conglomerados de Río Negro tienden a mostrar un

carácter de afinamiento hacia el tope y pueden terminar en lutitas impuras laminadas (Ghosh et al., 1996).

En Venezuela Central hay representación, aunque desmembrada, de una fase semejante y más antigua: en el frente de corrimientos del Norte del Estado Guárico hay evidencias de una plataforma carbonática del Cretácico Inferior (Caliza de Macaira).

En Venezuela Oriental la historia de sedimentación del Grupo Sucre es indicativa de un margen pasivo tipo Atlántico: se inicia con clásticos arenosos y algunas calizas de plataforma (Formación Barranquín) de espesor aparentemente más uniforme que su equivalente en Occidente; siguiendo a la depositación de la anterior, se forma una plataforma bien definida y extensa, carbonática-clástica (formaciones El Cantil y Chimana). La diferencia con el Cretácico Inferior de Venezuela Occidental es que en la Serranía del Interior el contacto inferior de la secuencia sedimentaria no se conoce y el espesor de la Formación Barranquín es superior al kilómetro en todas sus localidades, con el desarrollo de una plataforma carbonática importante (Miembro Morro Blanco) hacia el norte durante el Barremiense (114-118 ma); el espesor de las formaciones El Cantil y Chimana sumadas, también es varias veces el de su equivalente en tiempo: el Grupo Cogollo en Venezuela Occidental.

2.2.2.2 Aptiense - Secuencia K1

La sedimentación continental de la Formación Río Negro finalizó debido a la transgresión marina que inundó la plataforma cratónica de Guayana en el Cenomaniense-Campaniense. Esta transgresión fue episódica, según lo evidencia una serie de secuencias depositacionales retrogradantes, siendo la primera de ella de edad Aptiense (Figura 2.2). La secuencia K1 de la Formación Apón, de edad Aptiense, se caracteriza por sedimentación plataformal marino somero y muestra variaciones laterales de facies. Al este (Andes de Mérida), areniscas litorales forman la parte basal de la Formación Peñas Altas (Figura 2.6). Esta secuencia se divide en tres partes (Figura 2.5):

- La parte inferior se interpreta como TST (Transgressive System Track, Sistema Transgresivo) y abarca varias parasecuencias retrogradacionales. Este TST corresponde al Miembro Tibú y fue depositado en un ambiente de plataforma interna.

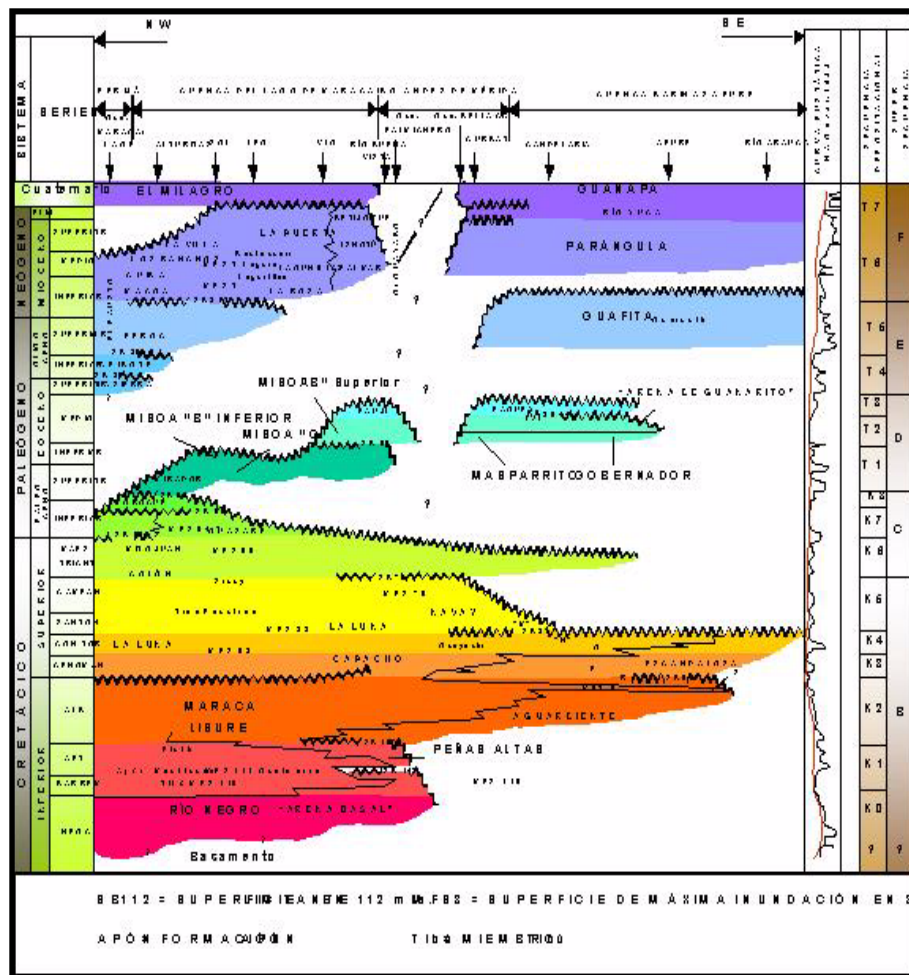


Figura 2.5. Esquema estratigráfico (Modificado de Parnaud et al., 1995).

- La parte media representa la MFS (Maximum Flooding Surface, Superficie de Máxima Inundación) e incluye el Miembro Machiques y su equivalente lateral, el Miembro Guáimaras. Ambos depositados en ambientes de plataforma media con intercalaciones de depósitos más someros. En base a trabajos previos, un intervalo rico en *Orbifollina texana* coincide con el evento del Aptiense medio.
- La parte superior de esta secuencia se caracteriza por progradación y estadio de nivel alto. Este intervalo regresivo es el Miembro Piché en la Cuenca del Lago de Maracaibo, depositado en un ambiente de plataforma interna. En los Andes de Mérida, la parte central de la Formación Peñas Altas fue depositada en un escenario litoral con desarrollo de barras.

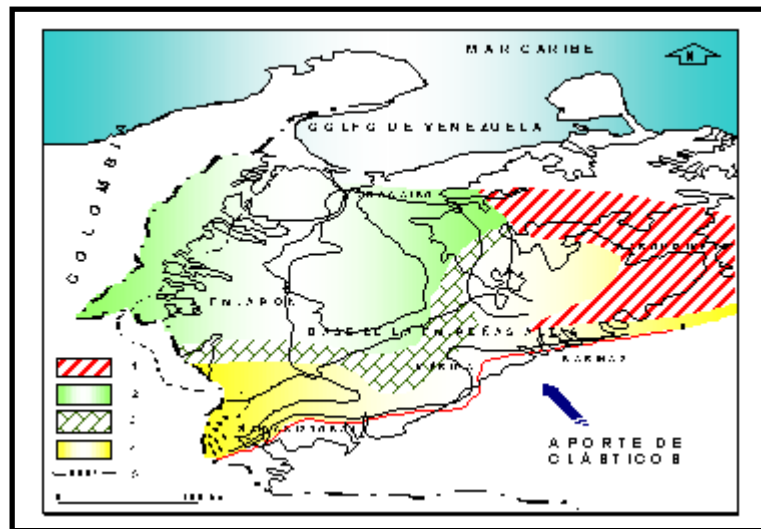


Figura 2.6. Paleogeografía de la secuencia depositacional K1 del Aptiense. Leyenda: 1, napas de Lara, posición actual; 2, carbonatos y lutitas de plataforma media; 3, carbonatos y lutitas de plataforma; 4, clásticos próximo-costeros; 5, isopacas en pies (Modificado de Parnaud et al., 1995).

En la sucesión del Lago de Maracaibo, los datos de reflexión sísmica no ayudan a distinguir claramente esta secuencia de otras unidades cretácicas. Sin embargo, su base muestra solapamiento local y su tope presenta truncaciones débiles. El espesor de esta secuencia es variado, alcanzando hasta 300 m, pero está ausente en la Cuenca Barinas-Apure. Se estima una tasa de sedimentación cercana a los 25 m/ma.

Para el Aptiense predominaron en el área los ambientes francamente marinos, en donde se sedimentan calizas nodulares con intercalaciones de lutitas negras, pertenecientes a la Formación Apón, la cual está subdividida en cuatro miembros: Tibú, Guáimaras, Machiques y Piché.

2.2.2.3 Albiense-Cenomaniense inferior-Secuencia K2

Durante el Albiense ocurrió la segunda transgresión marina importante, invadiendo todo el occidente de Venezuela. Esta secuencia depositacional incluye las formaciones Lisure, Maraca, La Puya, Capacho inferior, Aguardiente y la parte basal de Escandalosa. Esta secuencia se puede dividir en tres intervalos (Figura 2.5):

La parte inferior es un TST que internamente está constituido por parasecuencias retrogradantes. Durante este TST se depositó la Formación Lisure en un ambiente nerítico medio. Al mismo tiempo, se depositaron las arenas transgresivas de la Formación Aguardiente en un

escenario de plataforma interna con facies marginales de línea de playa (Figura 2.7) (Parnaud et al., 1995).

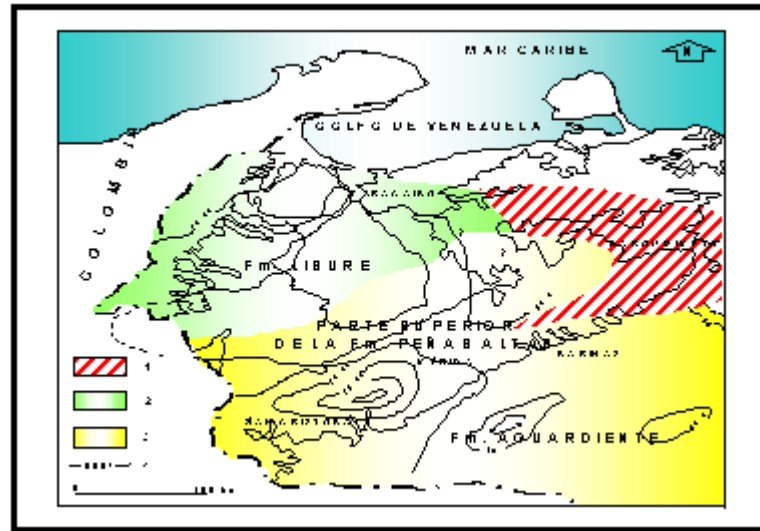


Figura 2.7. Paleogeografía de la secuencia depositacional K2 del Albiense-Cenomaniense superior. Leyenda: 1, Napas de Lara, posición actual; 2, carbonatos y lutitas de plataforma interna a media; 3, clásticos próximo costeros; 4, isópaca en pies (Modificado de Parnaud et al., 1995).

- La parte media corresponde a una MFS (la MFS-97 ma de Haq et al., 1987) desarrollada en el Miembro S (nerítico medio abierto) de la Formación Escandalosa (Cuenca Barinas-Apure). En el Lago de Maracaibo, no se presenta esta MFS debido a erosión (Figura 2.8).

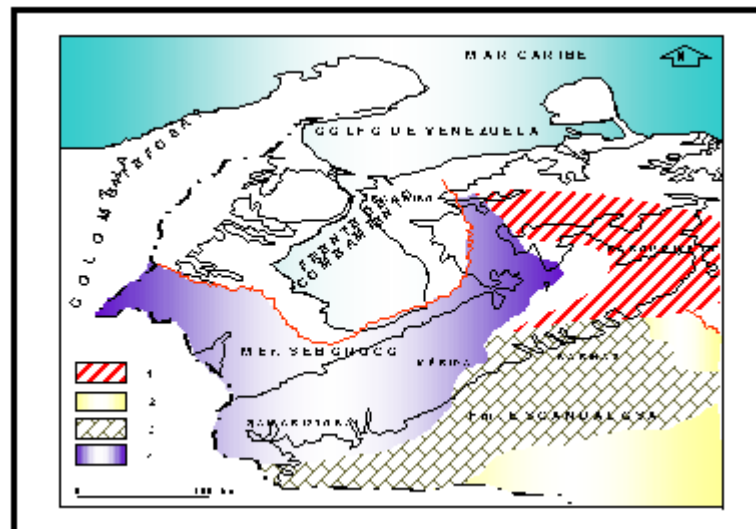


Figura 2.8. Paleogeografía de la secuencia depositacional K2 del tope del Cenomaniense inferior. Leyenda: 1, napas de Lara, posición actual; 2, clásticos próximo costeros; 3, areniscas y carbonatos de plataforma interna; 4, lutitas y carbonatos de plataforma media (Modificado de Parnaud et al., 1995).

- La parte superior de esta secuencia es un HST (High System Track, Sistema Progradante). Está representado por las areniscas regresivas del Miembro R de la Formación Escandalosa depositado en un ambiente litoral poco profundo. En la Cuenca del Lago de Maracaibo no existe equivalente debido a erosión (Parnaud et al., 1995).

La Formación Lisure consiste en areniscas glauconíticas de grano medio a fino, de color gris azulado a gris verdoso, calizas arenosas glauconíticas laminadas, areniscas micáceas que alternan con lutitas arenoso-arcillosas de color gris azulado, calizas glauconíticas y algunas calizas lutíticas. Según González de Juana et al., (1980), la presencia de areniscas y glauconita es el principal elemento que la diferencia del resto de las Formaciones del Grupo Cogollo.

Durante el Albiense Tardío, en todo el Occidente de Venezuela se sedimentó una caliza poco espesa, de ambiente marino y facies de aguas llanas correspondientes a la Formación Maraca. El carácter más distintivo de esta formación lo constituyen las calizas bioclásticas coquinoideas macizas, con algunas intercalaciones de capas delgadas de margas y lutitas de color gris y ocre claros (González de Juana et al., 1980). También puede presentar ooides y granos cubiertos, y algunos granos angulares de cuarzo, fosfato y pirita. Las calizas se asemejan a la de los miembros Piché y Tibú de la Formación Apón. Las formaciones Apón, Lisure y Maraca conforman el denominado Grupo Cogollo.

A partir del final del Albiense, se inicia desde el este de Venezuela y de manera diacrónica hacia el oeste, la invasión marina que llegó a cubrir extensas zonas hacia el sur del país, las cuales se mantenían como áreas expuestas a la erosión desde finales del Jurásico o incluso desde finales del Paleozoico. Esta invasión marina coincide con el pulso mundial transgresivo del Cretácico tardío, responsable de la sedimentación de calizas, lutitas y fñanitas ricas en materia orgánica tanto en América como en Europa.

Estas rocas se conocen en Venezuela como las formaciones Querecual-San Antonio (Grupo Guayuta), Mucaria, Navay y La Luna. El máximo de transgresión se estima que ocurrió entre el Turoniense y el Campaniense (72-91 Ma).

En Perijá y en el Lago de Maracaibo, Canache et al. (1994) identificaron un hiato entre las secuencias de edad Cenomaniense temprano y los estratos suprayacentes del Cenomaniense tardío (Figura 2.10). La secuencia Albiense está parcialmente truncada por erosión. Parnaud et al. (1997), atribuyen este hiatus a la colisión del arco volcánico del Pacífico contra la corteza continental de Sudamérica y a la deformación flexural producto de la compresión. Al Oeste de la Sierra de Perijá se localiza una cuenca de antepaís, mientras que en Perijá y Lago de Maracaibo se presenta un alto asociado con la misma. El levantamiento producido resultó en la exposición,

restricción de la depositación y erosión de la parte superior de la secuencia durante el Cenomaniense temprano. Esto se refleja como una cuña regresiva en los Andes de Mérida y en la depositación de las areniscas regresivas de nivel alto de la Formación Escandalosa.

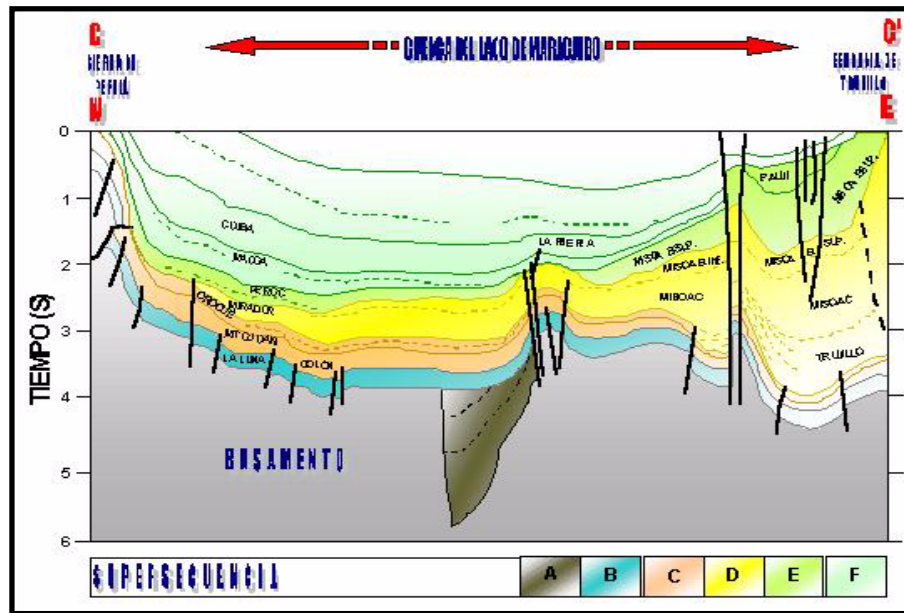


Figura 2.9. Sección transversal tectonoestratigráfica B-B' de la cuenca del Lago de Maracibo (Modificado de Parnaud et al., 1995).

Seguidamente, una nueva transgresión inundó todo el occidente venezolano. Esta transgresión posiblemente es el resultado de una nueva fase de compresión y hundimiento flexural a escala regional. En el Cenomaniense tardío se inició la acumulación de las facies lutíticas calcáreas de la Formación La Luna.

En secciones sísmicas de Barinas se observan algunos solapamientos del TST (Fm Aguardiente) y localmente, biselamiento basal del HST (miembro R de la Formación Escandalosa) asociado con una discordancia en su tope. Los datos sísmicos pertenecientes al área del Lago de Maracaibo también muestran solapamientos, además de una superficie superior irregular interpretada como una paraconformidad.

Esta secuencia, la cual es persistente regionalmente, tiene un espesor que varía hasta unos 600 m. Para la porción meridional de los Andes de Mérida se estima una tasa de sedimentación de 50 m/ma., mientras que para la zona de plataforma no sobrepasa los 12 m/ma (Parnaud et al., 1995).

2.2.2.4 Cenomaniense superior-Campaniense inferior-Secuencias K3, K4 Y K5

Durante el Cenomaniense tardío Campaniense temprano, producto del combamiento hacia bajo de la cuenca de antepaís se produjo una transgresión intermitente que dio origen a la depositación de tres secuencias retrogradacionales: K3, K4 y K5. Estas secuencias se presentan en la Sierra de Perijá y en el Lago de Maracaibo como la Formación La Luna, incluyendo el Miembro Tres Esquinas, en los Andes de Mérida abarcan las formaciones Capacho (miembros Seboruco superior y Guayacán) y la Formación La Luna, y en la Cuenca Barinas-Apure como las Formaciones Escandalosa y Navay.

Durante este intervalo se reconocen varias MFS. En la base de la Formación La Luna no hay evidencia de la parte superior del Cenomaniense. Haq et al.1987 colocan su MFS-92 Ma como un evento prominente. En contraste, en la Cuenca Barinas-Apure, la siguiente MSF en la base del Miembro La Morita está bien definida (equivalente al datum 88 ma de Haq et al., 1987). La tercera MFS se presenta en el Miembro Tres Esquinas en la Cuenca del Lago de Maracaibo (datum 79 ma de Haq et al., 1987). Hasta la fecha no se ha determinado el cortejo de nivel alto de cada secuencia y su correspondiente superficie limitante.

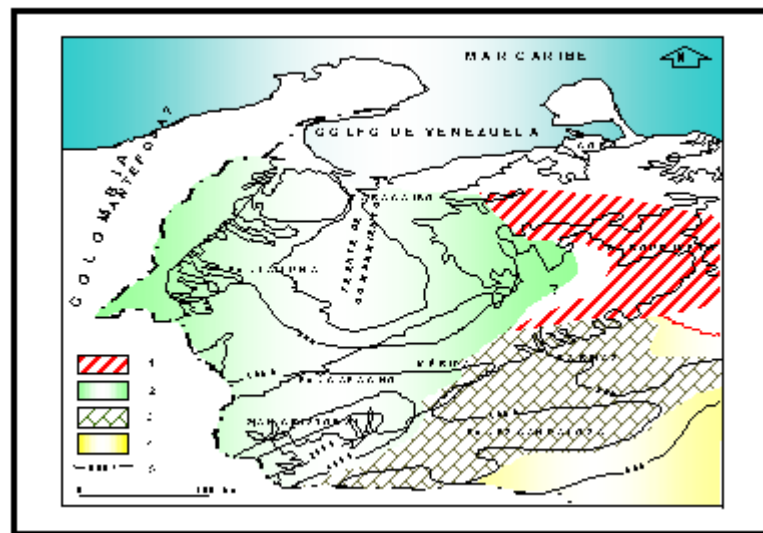


Figura 2.10. Paleogeografía de las secuencias depositacionales K3, K4, y K5 del Cenomaniense superior-Campaniense inferior. Leyenda: 1, napas de Lara, posición actual; 2, lutitas y carbonatos de plataforma externa a batial superior; 3, areniscas y carbonatos (Mbr. Guayacán) de plataforma interna a media; 4, clásticos próximo costeros; 5, isópacas en pies (Modificado de Parnaud et al.,1995).

Estas tres secuencias tienen características muy peculiares entre las cuales se pueden destacar:

- Las capas de cenizas volcánicas en la base de la Formación La Luna sugieren la presencia de un arco volcánico Pacífico al oeste de Venezuela occidental.
- La cuenca se profundiza rápidamente desde un ambiente de plataforma interna hasta dominios batiales, reflejando posiblemente la migración del alto desde el Lago de Maracaibo hasta la Cuenca Barinas-Apure.
- Las tres secuencias transgresivas culminan en una MFS.
- Hay dos perfiles de facies bien definidos (Figura 2.10). Al oeste, el perfil nerítico medio-batial contiene las facies calcáreas y lutíticas de la Formación La Luna. Al este se depositaron los clásticos litorales de las formaciones Escandalosa (miembro P) y Navay (miembro Quevedo).

El espesor de las secuencias varía desde 150 m hasta más de 600 m. Las tasas de sedimentación estimadas para la parte meridional de los Andes y para la plataforma de Maracaibo son, respectivamente, 30 m/ma. y 8 m/ma.

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 ftanita negra es frecuente en forma de vetas, nódulos y capas delgadas; las concreciones elipsoidales a discoidales de 10 a 80 centímetros de diámetro, son características típicas de la formación, que permiten reconocerla en cualquier afloramiento. Muchas de las concreciones tienen amonites y otros microfósiles en su interior. En el contacto La Luna-Colón, por debajo de las lutitas características de la Formación Colón, se presenta una extensa zona glauconítica y fosfática (Miembro Tres Esquinas), que localmente infrayace a una caliza fosilífera (Miembro Socuy de la Formación Colón). El Miembro Tres Esquinas constituye una secuencia condensada típica, cuya paleobatimetría pudo haber estado entre 300 y 500 m según De Romero y Galea (1996). De Romero y Galea (1996) también han sugerido que Tres Esquinas consiste en realidad de múltiples MFS y mencionan un hiatus de unos 8 ma entre esta capa y la suprayacente Formación Colón.

Patrones de engrosamiento muy diferentes, entre el mapa isópaco de la Formación La Luna (Cenomaniense a Campaniense) y los isópacos de las formaciones Colón – Mito Juan sugieren una tendencia diacrónica (Coniaciense tardío a Campaniense tardío) en la edad del tope de la Formación La Luna que se hace más joven hacia el Occidente de la cuenca (Cooney y

Lorente, 1997). Este hiatus entre el tope de la Formación La Luna y la base de Colón-Mito Juan, varía entre 13 ma hacia el Este y menos de 1 ma en el Oeste. Este hiatus podría estar, al menos parcialmente, controlado por el Arco de Mérida sometido a un proceso de rejuvenecimiento a partir del Coniaciense tardío (Cooney y Lorente, 1997). Particularmente, para el Santoniense parece haber habido un período significativo de estructuración, levantamiento y no depositación o erosión local, que podría estar relacionado a un período de obducción del arco de islas del Pacífico (*Terreno Amaine*) en la Placa Caribe original, sobre la Placa de Suramérica (Cooney y Lorente, *op. cit.*).

2.2.3 Cretácico tardío-Paleoceno: Transición de margen pasivo a margen activo Supersecuencia C

En el Cretácico tardío, la evolución tectónica estuvo marcada por la fase de colisión entre el arco volcánico del Pacífico y la placa de Sudamérica. Esta colisión transformó el margen pasivo en un cinturón activo, creando una cuenca de antepaís acompañada de una antefosa al oeste (Perijá) y un alto en el área de Barinas. No obstante, hacia el norte y noreste, se mantuvo el carácter de margen pasivo hasta el emplazamiento de las napas y el frente de corrimiento de Lara. Esta historia indica un cierre tipo tijera para el margen pasivo durante el Cretácico tardío y Paleoceno temprano. Esta transición se caracterizó por una regresión que dio lugar a tres secuencias depositacionales, K6, K7 y K8. Simultáneamente, al Oeste, la colisión del arco volcánico del Pacífico formó una antefosa dentro de la cual se depositaron las facies lutíticas de la Formación Colón (Parnaud et al., 1995) (Figura 2.9).

2.2.3.1 Campaniense superior-Maestrichtiense - Secuencia K6

La sedimentación de la secuencia K6 terminó en un HST representado por la Formación Mito Juan. Los límites inferior y superior de esta secuencia se establecen en el Campaniense tardío y Maestrichtiense tardío, respectivamente.

La regresión comenzó en la parte temprana del Cretácico tardío. Al mismo tiempo, al oeste, la colisión del arco volcánico del Pacífico formó una antefosa dentro de la cual se depositaron las facies lutíticas de la Formación Colón. El combamiento asociado migró desde el depocentro del Lago de Maracaibo hasta Barinas-Apure, donde se acumularon las facies arenosas de línea de costa de la Formación Burguita (Figura 2.8). En la Cuenca Barinas-Apure esta

secuencia es relativamente delgada y difícil de establecer sísmicamente. En las zonas centrales, la secuencia es muy discontinua y está fuertemente erosionada. En la Cuenca del Lago de Maracaibo, la base de la secuencia K6 corresponde a un reflector claramente continuo. Sin embargo, la superficie superior no es evidente, excepto hacia el oeste, donde guarda relaciones de truncación.

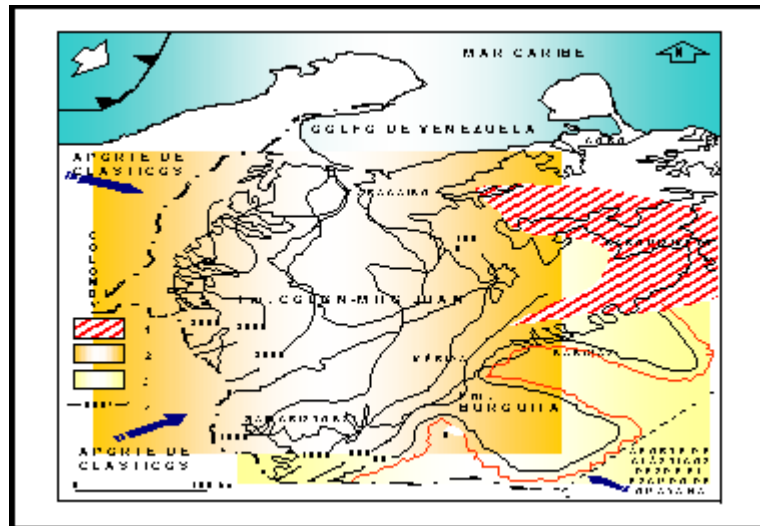


Figura 2.11. Paleogeografía de la secuencia depositacional K6 (Campaniense superior-Maestrichtiense). Leyenda: 1, napas de Lara, posición actual; 2, lutitas y escasas areniscas de plataforma externa; 3, clásicos de plataforma interna a media; 4, isópacas en pies (Modificado de Parnaud et al., 1995).

La geometría interna de los clinoformos indica una progradación local de la Formación Mito Juan hacia el este. Las capas superiores de esta unidad se encuentran erosionadas, sugiriendo una pulsación tectónica en el área de Perijá a finales del Cretácico. Esta secuencia depositacional es más argilácea que las demás vistas hasta ahora y consecuentemente menos competente. Debido a esto, los modos de fallamiento de las secuencias inferiores difieren de los de las rocas del Campaniense-Maestrichtiense, donde no existe armonía. El espesor de esta secuencia varía hasta 900 m (Figura 2.10). Se estiman unas tasas de sedimentación de 65m/ma. en la plataforma y 150 m/ma. en la antifosa de Perijá.

2.2.3.2 Maestrichtiense superior-Paleoceno Inferior -Secuencias K7 Y K8

Al final del Cretácico, la antifosa de Perijá fue rellenada con los sedimentos de nivel alto de la Formación Mito Juan (secuencia K6), cuya fuente de aporte se encontraba hacia el oeste. La erosión afectó toda el área debido a la somerización del basamento. A partir del noreste ocurrió

un nuevo episodio transgresivo que depositó dos secuencias de edad Paleoceno, K7 y K8 (Figura 2.12). La secuencia inferior cubrió toda la zona de plataforma y muestra características marinas, mientras que la secuencia superior es esencialmente deltaica.

La cuña de plataforma (K7) abarca varias formaciones. En la cuenca del Lago del Maracaibo la Formación Guasare consiste de depósitos marino-somero. Al noreste del área del lago, se encuentran depósitos marinos más profundos pertenecientes a la Formación Trujillo, mientras que hacia el sur, la Formación Catatumbo está constituida por depósitos deltaicos. La sucesión deltaica suprayacente (K8) contiene tres formaciones: hacia el sur, las Formaciones Barco y Los Cuervos, y al norte la Formación Marcelina. Hacia el noreste, se desarrollaron las facies de nivel bajo de la Formación Trujillo (Figura 2.13).

En la Cuenca de Maracaibo, la base del sistema depositacional de plataforma, está caracterizada sísmicamente por una superficie erosional. El subsiguiente sistema deltaico presenta reflectores discontinuos y de fuerte amplitud; su base está marcada por solapamientos y biselamientos basales y su tope presenta truncaciones locales. Esta secuencia deltaica aumenta su espesor hacia el oeste, donde localmente forma abanicos de frente deltaico. Estas rocas paleocenas alcanzan hasta 600 m de espesor. Se estima una tasa de sedimentación promedio de 30-80 m/ma (Parnaud et al., 1995).

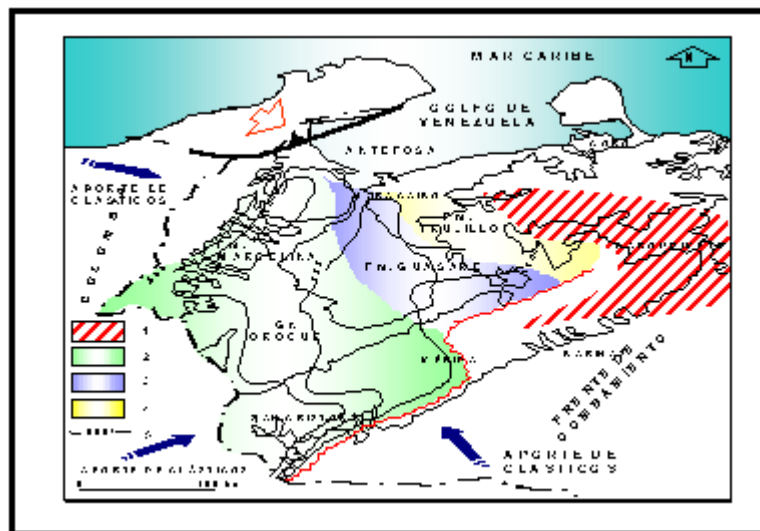


Figura 2.12. Paleogeografía de las secuencias depositacionales K7 y K8 del Maestrichtiense superior-Paleoceno inferior. Leyenda: 1, napas de Lara, posición actual; 2, clásticos continentales a deltaicos; 3, lutitas y carbonatos de plataforma interna a externa; 4, sedimentos batiales con turbiditas, lutitas y escasa areniscas; 5, isópacas en pies (Modificado de Parnaud et al, 1995).

2.2.4 Paleoceno superior-Eoceno medio (cuencas de colisión) Supersecuencia D

El emplazamiento de las napas de Lara comenzó al norte de la cuenca del Lago de Maracaibo al final del Paleoceno . Éstas avanzaron paulatinamente hacia el este, dando como resultado la formación de nuevas cuencas de antepaís. Una de ellas con dirección N 20° W, paralela al margen nororiental del Lago de Maracaibo; la otra con una dirección aproximada E-O al frente de las napas. El reflejo de esta deformación flexural es una serie de ciclos T-R de edad Eoceno. La base y el tope de la supersecuencia D corresponden a discordancias regionales. Las variaciones en las tasas de subsidencia y la posible sobreimpresión eustática provocaron la acumulación de tres secuencias: T1, T2 y T3.

2.2.4.1 Paleoceno superior-Eoceno inferior - Secuencia T1

Esta secuencia consta de dos partes. En la porción meridional de la cuenca del Lago de Maracaibo, durante el comienzo de la caída del nivel de base, la subsecuente erosión fue seguida por una depositación de sedimentos continentales. Las condiciones marino profundo hacia el norte de la cuenca permitieron la sedimentación de las turbiditas de nivel bajo de la Formación Trujillo.

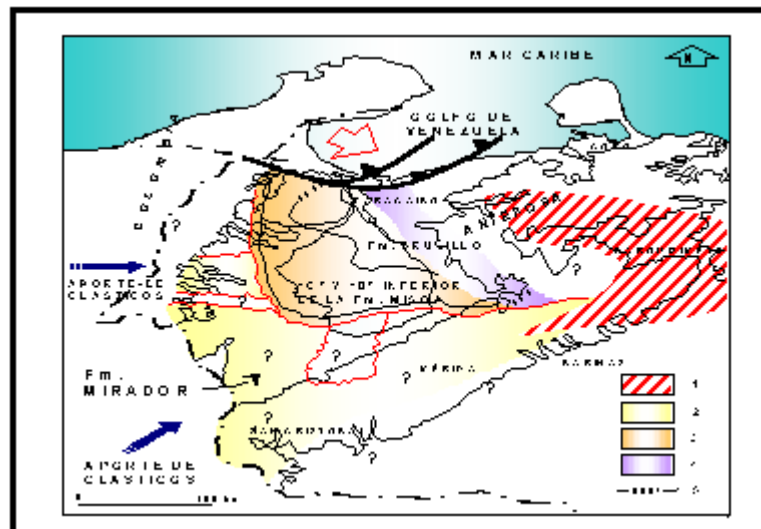


Figura 2.13. Paleogeografía de secuencia depositacional T1 (Paleoceno superior-Eoceno inferior). Leyenda: 1. Napas de Lara, posición actual; 2. clásticos continentales a deltaicos; 3. lutitas y areniscas de plataforma interna a externa; 4. sedimentos batiales con turbiditas, lutitas y escasas areniscas; 5. isópacas en pies (Modificado de Parnaud et al., 1995).

En la segunda fase, la transgresión relacionada con la flexura de la plataforma frente a la carga ejercida por las napas, alcanzó la parte central de la Cuenca del Lago de Maracaibo. Hacia el sur, persistió la acumulación continental, como es el caso de la Formación Mirador. Otra transgresión en el Eoceno Temprano depositó los paquetes de arenisca “C” de la Formación Misoa (secuencias T1-1 a T1-5). La secuencia depositacional T1 culminó en un HST y la depositación del intervalo deltaico “B” inferior de la Formación Misoa.

Para la secuencia T1 se reconocen tres dominios sedimentarios (Figura 2.13). Toda la sucesión alcanza hasta 4000 m de espesor (Figura 2.13). Las tasas de sedimentación varían desde 190 m/ma. en las zonas de plataforma hasta 500m/ma en la antefosa de la rampa lateral de las napas de Lara.

2.2.4.2 Eoceno medio - Secuencia T2 y T3

Durante el Eoceno medio, dos eventos mayores cambiaron la configuración de la cuenca. En primer lugar, el avance de las napas de Lara hacia el sur, provocó la subsidencia flexural e inundación de la plataforma de la cuenca Barinas-Apure. La acumulación de las areniscas basales de la Formación Gobernador fue seguida por la sedimentación de las lutitas de aguas profundas de la Formación Paguey. Segundo, la compresión tectónica ejercida por las napas de Lara produjo una línea de bisagra a lo largo de la plataforma del Lago de Maracaibo, en el sector nororiental. Allí, la depositación de los sedimentos de plataforma somera de Misoa “B” superior, fue seguida por condiciones de aguas más profundas y las acumulaciones lutíticas de la Formación Paují. Esta primera secuencia (T2), finalizó en un HST progradacional que estuvo muy vinculado a las napas de Lara y cuyo aporte de sedimento se ubica al noreste en lugar de sudoeste (Figura 2.7)

Así, luego de la sedimentación de las areniscas basales del miembro “B” de la Formación Misoa, la flexura de la plataforma impulsó una sedimentación turbidítica de nivel bajo y la acumulación de las facies batiales de la Formación Paují.

Aguardiente en un escenario de plataforma interna con facies marginales de línea de playa (Figura 2.7) (Parnaud et al., 1995).

El aumento de la carga ejercida por las napas de Lara se reflejó por medio de una progradación forzada hacia el nordeste (parte superior de la Formación Paují). Luego de la progradación de nivel alto de los sedimentos deltaicos de la Formación Cobre (Cuenca Barinas-Apure), se desarrolló un nuevo ciclo transgresivo, las “Areniscas Guanarito”. El espesor de estas secuencias

(T2 y T3) varía hasta 1500 m. Las tasas de sedimentación estimadas son de 20 m/ma. en el área de plataforma y 150 m/ma en la antefosa.

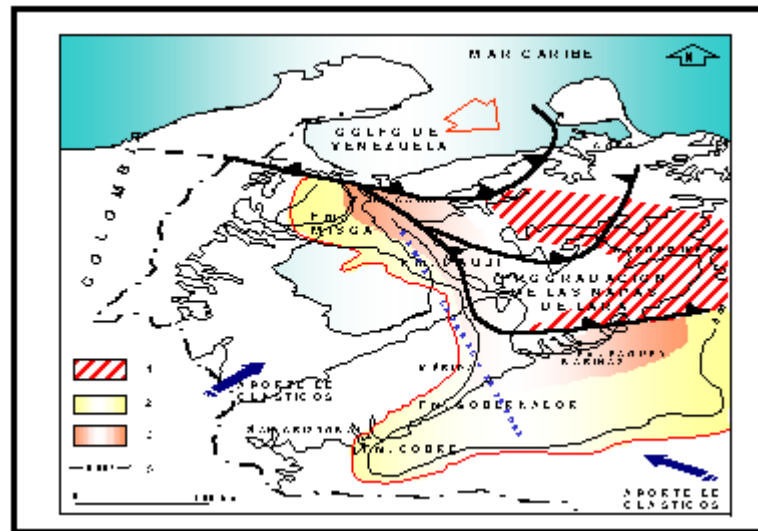


Figura 2.14. Paleogeografía de las secuencias depositacionales T2 y T3 (Eoceno medio). Leyenda: 1, napas de Lara, posición actual; 2, areniscas y lutitas de plataforma interna a media; 3, lutitas de plataforma externa a batiales; 4, isópacas en pies (Modificado de Parnaud et al, 1995).

2.2.5 Eoceno superior-Mioceno inferior (cuencas de colisión) Supersecuencia E

Al final del Eoceno, el área cambió por completo (Figura 2.2). El relieve positivo al este y nordeste separó la cuenca continental del Lago de Maracaibo de la cuenca marina ubicada en Falcón. Las zonas levantadas al oeste y sur de la sierra de Perijá y el oriente de la Cordillera de Colombia suministraron el sedimento a un sistema deposicional fluvio-deltaico. Hacia el este continuó la circulación marina afectando la Cuenca Barinas-Apure. Esta influencia marina se extendió hasta la Cuenca del Lago de Maracaibo al final del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano.

Se reconocen dos secuencias depositacionales (Figura 2.15). La primera, T4, fue depositada en dos dominios sedimentarios diferentes durante el Eoceno tardío y Oligoceno temprano. En la parte occidental se desarrolló un dominio deltaico alimentado desde Colombia (Formación Carbonera y la Formación La Sierra. En la parte oriental de la cuenca se depositaron

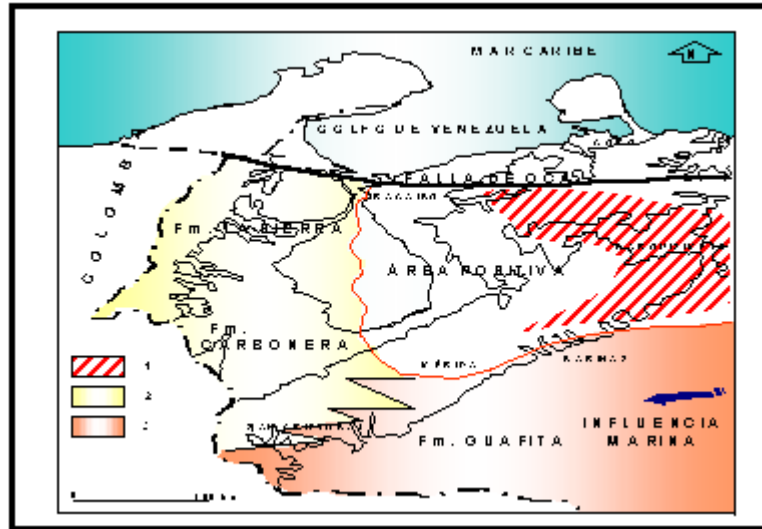


Figura 2.15. Paleogeografía de las secuencias depositacionales T4 y T5 (Eoceno superior-oligoceno). Leyenda: 1, napas de Lara, posición actual; 2, carbón, lutitas y areniscas lacustres a salobres; 3, areniscas y lutitas deltaicas con influencia marina (Modificado de Parnaud et al, 1995).

sedimentos en un ambiente marino abierto (Miembro Arauca de la Formación Guafita; Ortega et al., 1987). La base de esta secuencia inferior corresponde sísmicamente a una discordancia, que representa la erosión del Eoceno desde el oeste hasta el este, y la erosión de la sección Paleocena al sur del Lago de Maracaibo. En la Cuenca Barinas-Apure la secuencia se adelgaza hacia el norte donde desaparece totalmente. Al sur, cerca del campo La Victoria, la geometría que presenta esta secuencia concuerda con la de un TST caracterizado por solapamientos y un HST progradacional.

La segunda secuencia, T5, fue depositada en el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, durante una extensa inundación marina (Formación León en la Cuenca del Lago de Maracaibo, Notestein, 1944; y el Mbr. Guardulio de la Formación Guafita en la Cuenca Barinas-Apure, Ortega et al., 1987). La base de esta secuencia es discordante. La secuencia se adelgaza hacia el este de la Cuenca del Lago de Maracaibo y se acuña a lo largo de la alineación estructural de la falla de Icoitea.

El espesor de estas dos secuencias varía hasta 1100 m. Se ha estimado una tasa de sedimentación de 50m/ma.

2.2.6 Mioceno medio-Pleistoceno (cuencas de colisión) Supersecuencia F

Durante el Mioceno Medio, un tectonismo compresional a gran escala provocó el mayor levantamiento del Macizo de Santander, Sierra de Perijá y Cordillera de Los Andes. La

orogénesis de los Andes de Mérida culminó en el Plio-Pleistoceno. Este evento de formación de montañas correlaciona con dos secuencias depositacionales, T6 y T7 (Figura 2.16). La deformación también originó la separación de las cuencas del Lago de Maracaibo y Barinas-Apure. La historia tectónica durante este período está registrada en varias discordancias encontradas en los contrafuertes de los Andes septentrionales y meridionales.

Localmente, estas secuencias exceden los 5500 m de espesor en las antefosas. Las mayores tasas de sedimentación que se han estimado son de 250m/ma., pero decrecen hasta 150m/ma. a lo largo de la rampa de antepaís.

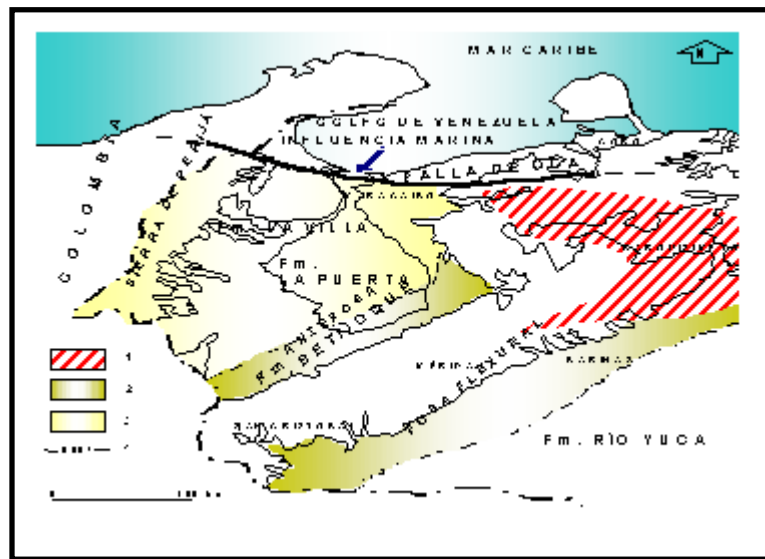


Figura 2.16. Paleogeografía de las secuencias depositacionales T-7 (Mioceno medio-Pleistoceno). Leyenda: 1, napas de Lara, posición actual; 2, depocentro molásico; 3, areniscas y lutitas lacustres a salobres (Modificado de Parnaud et al, 1995).

El levantamiento rápido fue acompañado por sedimentación molásica a lo largo del margen de la cordillera andina. En la Cuenca del lago de Maracaibo persistió la sedimentación marina, cambiando gradualmente a continental ya que los ambientes marinos migraron hacia el norte. En la Cuenca del Lago de Maracaibo, comenzó una nueva fase transgresiva durante el Mioceno medio causando la depositación de la Formación La Rosa. Ésta fue seguida por progradación regresiva y contracción de la influencia marina (Formación Lagunillas). Los sedimentos molásicos de la Formación Betijoque fueron depositados a lo largo de la Cordillera Andina. La zona central del Lago de Maracaibo fue dominada por ambientes de agua dulce, reflejado en los depósitos de las Formaciones La Puerta y Los Ranchos. Al mismo tiempo, En la Cuenca Barinas-Apure se depositaron las formaciones Parángula y Río Yuca.

3. VALIDACIÓN DE LA INFORMACIÓN

3.1 Carga de los datos sísmicos y datos de pozos

El proyecto geológico y sísmico fue cargado en la plataforma *Geoframe*TM con el nombre LMA_Guasare.

En este proyecto se utilizaron un total de 146 pozos mostrándose en las tablas de apéndice 10.1 y 10.2 las coordenadas UTM y profundidades finales de estos pozos en los bloques I y XIV. La figura 3.1 muestra la ubicación de los pozos en el área de estudio. Los pozos se encuentran distribuidos de la siguiente manera: 55 pozos pertenecientes al campo Lama Bloque XIV, 31 pozos del campo Lagunillas Bloque I y los 60 pozos restantes del campo Lama Bloque I.

Se cargó un total de 3369 curvas de registros petrofísicos, siendo sólo validadas y evaluadas aquellas que penetraron la Formación. Solo 73 pozos penetraron de manera parcial o total a la Formación Guasare en el área de estudio.

El levantamiento sísmico utilizado fue el Lagomar 3D-Merge, el cual ocupa una extensión de 493 Km² abarcando los Bloques I y XII del lago de Maracaibo (figura 3.2).

El Lagomar 3D-Merge es el resultado de la integración y reprocesamiento realizados por la compañía Veritas en los años 1997 y 1998 conformado por los levantamientos sísmicos 3D (figura 3.3):

- BLQ I realizado por Western Geophysical en el año 1990.
- BLQ I-OESTE y BLQ XII realizados por PGS Tensor Geofísica en el año 1994.

En el Lagomar 3D-Merge las líneas sísmicas tienen dirección este-oeste y las trazas sísmicas tienen dirección norte-sur, siendo la separación línea-línea o traza-traza de 30 metros, los tiempos del Merge van desde 0 milisegundos hasta 4500 milisegundos.

En este proyecto se utilizó desde la línea sísmica 200 hasta la línea sísmica 600 y desde la traza sísmica 200 hasta la traza sísmica 600, generando un área de aproximadamente 144 Km².

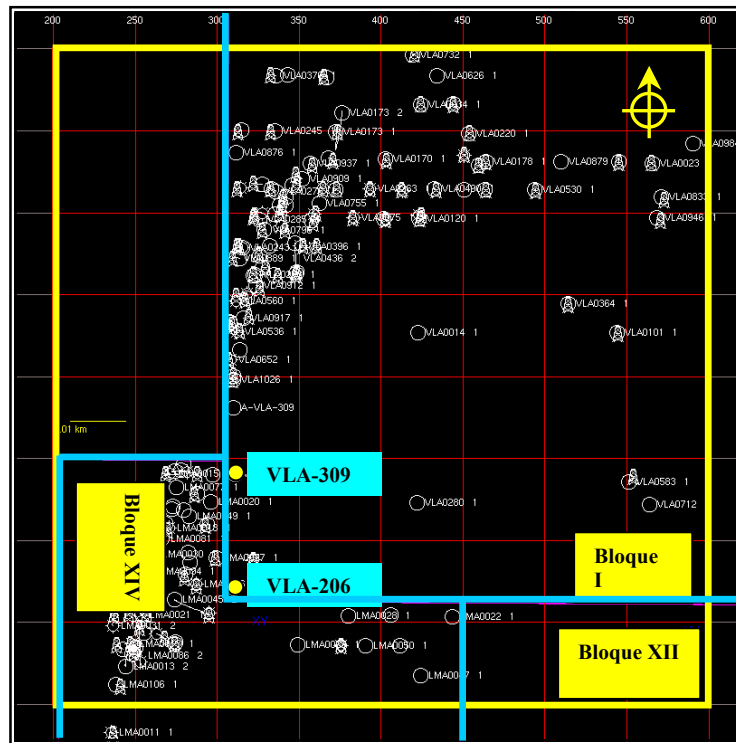


Figura 3.1. Ubicación de los pozos en el área de estudio. La interpretación se efectuó en un área cuadrada de 144 Km² aproximadamente, la cual esta delimitada por las líneas amarillas; los límites entre Bloque I, Bloque XII y Bloque XIV están representados por las líneas azules.

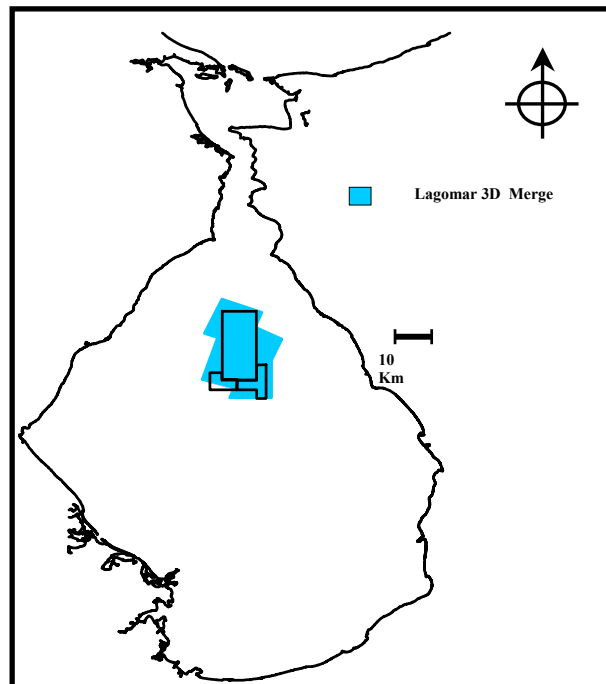


Figura 3.2. Ubicación del levantamiento sísmico Lagomar 3D-Merge. Este Merge cubre un área total de 493 Km².

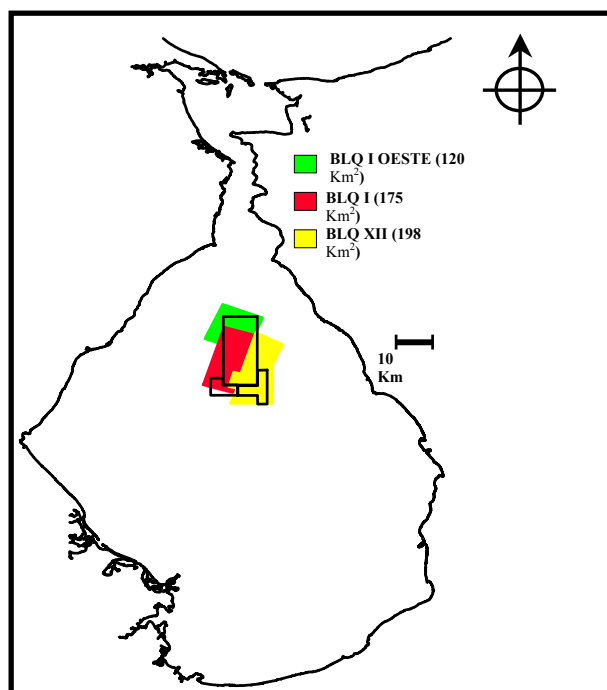


Figura 3.3. Levantamientos sísmicos 3D realizados en Bloque I y Bloque XII.

3.2 Resolución sísmica vertical

3.2.1 Consideraciones teóricas

Las consideraciones teóricas referidas a la Resolución Sísmica Vertical han sido extraídas del trabajo realizado por Noguera (1983), por lo que las referencias aquí citadas pueden ser localizadas en el mismo.

La resolución sísmica vertical se expresa como el mínimo espesor de una capa que puede ser detectada basándose en la diferencia de tiempos de reflexión presentes en una traza sísmica. Cuanto más delgada sea la capa detectada por un método, mayor será el grado de resolución de éste. En el presente contexto la resolución se refiere a la capacidad de distinguir las ondículas reflejadas en el tope y en la base de la unidad estratigráfica. Para espesores inferiores al límite de resolución, la variación del espesor de la capa se traduce en pequeñas variaciones de tiempo o de la forma de la ondícula de reflexión. En un caso como éste la única información relacionada con el espesor de la capa está contenida en la amplitud de la ondícula reflejada (Widess, 1973; Neidell y Poggiagiolmi, 1977; Kallweit et al., 1977). La resolución está finalmente relacionada con la longitud de onda la que a su vez es una función de la velocidad de la formación y de la frecuencia dominante. Existen dos criterios para el cálculo de la resolución vertical; el primero de

ellos o criterio de la fracción de longitud de onda está basado en el trabajo de Widess (1973), tal como fue formulado por Neidell y Poggiagiolmi (1977). El segundo criterio fue desarrollado por Kallweit et al. (1977).

Según el primer criterio la capa más delgada susceptible a ser identificada en datos sísmicos libres de ruido es aquella cuyo espesor es igual a $1/8$ de la longitud de onda dominante. Kallweit et al. (1977), desarrollaron un criterio para la resolución temporal usando las ondículas Ricker y la ondícula Sinc ($\text{Sen}(x)/x$) o seno cardinal. La diferencia entre dos funciones seno cardinal es atractiva por cuanto representa un espectro de amplitud con paso de banda específico con límite superior e inferior en el contenido de frecuencia. En la aplicación del criterio de Rayleigh para resolución Kallweit et al. (1977) usan la semilongitud temporal de la ondícula, como el límite de resolución. El criterio de Rayleigh establece que dos eventos son identificados como tales cuando el pico de uno de ellos se alinea con el valle más cercano del otro. La semilongitud temporal de una ondícula seno cardinal (sinc) de paso de banda es igual a $b/2 = 1/C_1 f_u$ donde f_u es la frecuencia límite superior y C_1 es una constante derivada empíricamente.

Para un paso de banda de 2 octavas como mínimo (es decir $f_u/f \geq 4$), $C_1 = 1,4$. Considerando el tiempo recorrido de ida y vuelta y la velocidad de la formación, se puede expresar el límite de resolución como $\lambda/2,8$. Para la aplicación de este criterio, la frecuencia a considerar es aquella que exhibe un máximo en el gráfico de contenido de frecuencias. Si se considera que este máximo corresponde a la frecuencia central se tendrá que:

$$f_m = (f_u + f_i)/2$$

pero para un paso de banda de dos octavas:

$$f_u = 4 f_i \text{ y } f_m = (f_u/2) + (f_u/8) = 0,625 f_u$$

Luego para un paso de banda de dos octavas, el límite de frecuencia superior $\lambda/2,8$ puede expresarse como $\lambda/4,48$ donde el último valor de λ esta relacionado con la frecuencia media del paso de banda de dos octavas.

Para una ondícula Ricker $b/2 = 1/(2,6 f_p)$ donde f_p es la frecuencia pico en el espectro de la ondícula (no la frecuencia predominante, que es la recíproca de la longitud temporal de la ondícula). Convirtiendo a la longitud de onda y considerando el tiempo de reflexión de ida y vuelta a través de una capa, se tendría una resolución de formación de $\lambda/5,2$. Cuando se considera

la longitud de onda aparente (λ) para una ondícula Ricker (longitud de la ondícula) la resolución es $\lambda/4$.

3.2.2 Cálculo de la resolución sísmica vertical

Para calcular la Resolución Vertical de la sísmica se utilizaron los pozos LMA-94 y VLA-833. Se verificaron los topes geológicos de los horizontes de interés y sus tiempos en la sísmica para determinar la Velocidad intervállica (V_{int}) con la siguiente formula:

$$V_{int} = 2000 * (\text{Tope A} - \text{Tope B}) / (\text{Tiempo A} - \text{Tiempo B})$$

La figura 3.4 muestra el valor de la frecuencia media (f_m) extraída desde *Synthetics*TM (*Charisma*TM), cuyo valor es de 15 Hz. Con los valores de Velocidad intervállica y el valor de frecuencia media se procedió a calcular la Resolución Vertical ($\lambda/4$) a partir de la siguiente formula:

$$\lambda/4 = V_{int} / (4 * f_m)$$

En la tabla 3.1 muestra los datos utilizados y los valores obtenidos en el cálculo de la Resolución Sísmica Vertical.

Tabla 3.1. Valores calculados para la Resolución Sísmica Vertical en los pozos LMA-94 y VLA-833.

Pozo LMA-94			
Intervalo	Frec. media (Hz)	V_{int} (pies/s)	$\lambda/4$ (pies)
Arena C-4	15	10982	183
Arena C-7	15	12810	213
Fm. Guasare	15	12862	214
Pozo VLA-833			
Intervalo	Frec. media (Hz)	V_{int} (pies/s)	$\lambda/4$ (pies)
Arena C-7	15	12595	209

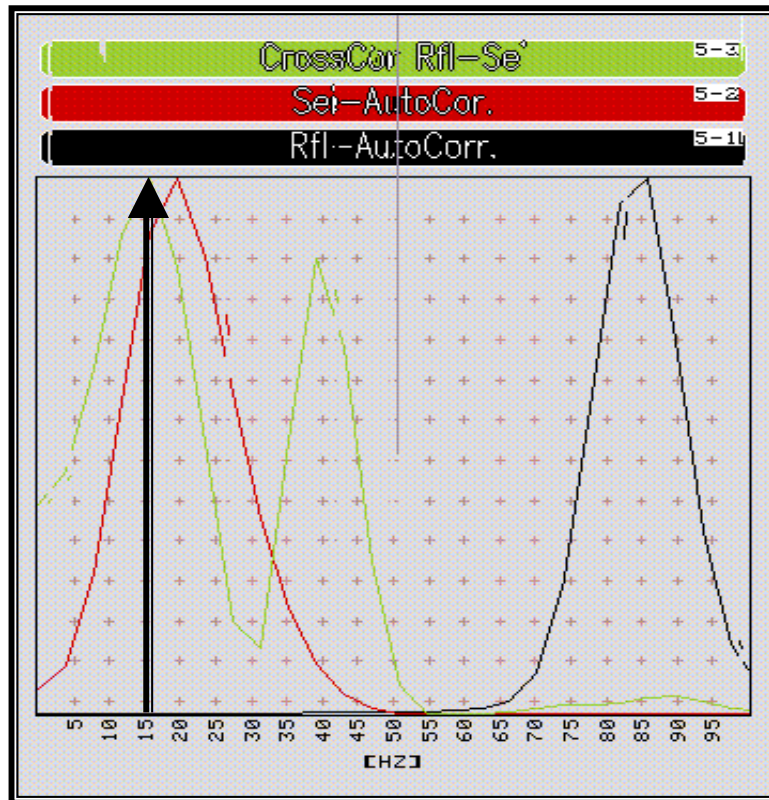


Figura 3.4. Gráfico de frecuencia media extraído de *Synthetics™* (*Charisma™*), donde se resaltan con líneas azules la frecuencia media con un valor de 15 Hz.

3.3 Sismogramas sintéticos

3.3.1 Consideraciones teóricas

El Sismograma Sintético es la reconstrucción de una traza sísmica en la dirección del pozo, mediante el empleo de los registros de densidad y sónico.

Para elaborar una traza sísmica sintética en la dirección del pozo, basta con tener la función de los coeficientes de reflexión para cada profundidad.

[Los coeficientes de reflexión R definidos por:

$$R = (V_2 D_2 - V_1 D_1) / (V_2 D_2 + V_1 D_1)$$

se obtienen a partir de los registros de velocidad y densidad del pozo.

La curva de velocidad se obtiene a partir del registro sónico, el cual viene expresado en unidades de microsegundos por pie, por lo que su inverso multiplicado por constantes de

conversión, se transforma en velocidad expresada en metros por segundo. De esta forma se obtiene a partir del registro sísmico, el primer elemento del sismograma sintético.

La curva continua de densidad se obtiene directamente del registro de densidad del pozo, normalmente expresado en gramos por centímetro cúbico.

Con estos dos elementos fundamentales, sísmico y densidad, se obtiene la función de coeficientes de reflexión en profundidad. Es necesario realizar la conversión profundidad-tiempo para que la escala del sismograma este en tiempo doble de viaje sísmico, tal como vienen representadas las secciones sísmicas.

Para esto, se va a emplear un tercer elemento que son los disparos sísmicos de verificación. Estos disparos sísmicos se realizan con el objeto de medir los tiempos de viaje del pulso sísmico desde la superficie hasta diversas profundidades, generalmente espaciadas 250 m, o en cambios litológicos importantes. El resultado de los disparos sísmicos es una tabla de valores tiempo-profundidad, los cuales una vez verticalizados y mediante el empleo del registro sísmico, nos van a permitir calcular la conversión tiempo-profundidad continua y exacta.

El registro sísmico se obtiene mediante una herramienta que mide el tiempo de tránsito Δt de una onda compresional a través de dos pies de la formación, con una frecuencia de muestreo de medio pie.

El tiempo de transito Δt depende de la litología y porosidad del material. Algunas velocidades sísmicas y tiempos de tránsito para diferentes materiales son presentadas en la siguiente tabla 3.2:

Tabla 3.2. Velocidades y tiempos de Tránsito.

Material	Velocidad (m/s)	Δt (μ/ft)
Arenisca	3200-5500	95.0- 55.5
Caliza	5000-7000	61.0- 43.5
Dolomita	5500-7500	55.5- 40.5
Anhidrita	6100	50.0
Sal	4600	66.7

Con el registro de densidad se obtiene la densidad de la formación expresada en gramos por centímetro cubico.

La herramienta de densidad contiene una fuente que emite rayos gamma en la formación. Los rayos gamma emitidos colisionan con la formación resultando en una pérdida de energía, la cantidad de rayos gamma que llegan al receptor ubicado a una distancia corta de la fuente es un indicador de la densidad de la formación, ya que el numero de colisiones es una función directa de la densidad electrónica y por consiguiente de la densidad de la formación.

Algunas densidades típicas para diferentes materiales se presentan en la tabla 3.3. Los disparos sísmicos de verificación se efectúan empleando una fuente de ondas compresionales (cañón de aire a camión vibrador) colocada en la superficie y una estación receptora de ondas sísmicas, colocada a una determinada profundidad en el pozo. La figura 3.5 ilustra las configuraciones de herramientas para la prospección sísmica en tierra y en el mar.

Tabla 3.3. Densidades de Minerales usuales.

Mineral	Densidad (gr/cc)
Cuarzo	2.648
Calcita	2.710
Dolomita	2.876
Anhidrita	2.977
Sal Halita	2.032

En el momento en que se efectúa el disparo un receptor colocado junto a la fuente recibe el pulso instantáneamente para fijar el tiempo cero de referencia.

A continuación el pulso sísmico viaja por el subsuelo hasta llegar a la estación de geófonos, colocada a una determinada profundidad en el pozo. El tiempo de viaje de la onda constituye el tiempo de tránsito sísmico y es el tercer elemento para la elaboración del sismograma sintético.

Para la elaboración de un sismograma sintético, se emplean las curvas de sónico, densidad y los disparos sísmicos.

La curva de tiempo de tránsito sónico Δt se presenta en unidades de microsegundos/pie; gráficamente, se tiene en el eje vertical la profundidad (pies o metros) y en el eje horizontal el valor del tiempo (microsegundos/pie) de modo que la integración o área bajo la curva del sónico nos dará directamente el tiempo absoluto para cada profundidad. Este principio básico permitirá la elaboración de la conversión continua tiempo-profundidad.

Debido a que el área bajo la curva sónica dará directamente el tiempo, es necesario que el registro esté libre de ruidos y distorsiones. Ejemplos de ruidos en el registro sónico son los saltos de ciclos y un ejemplo de distorsión es aquella causada por la invasión del lodo en las formaciones y por la rugosidad del pozo.

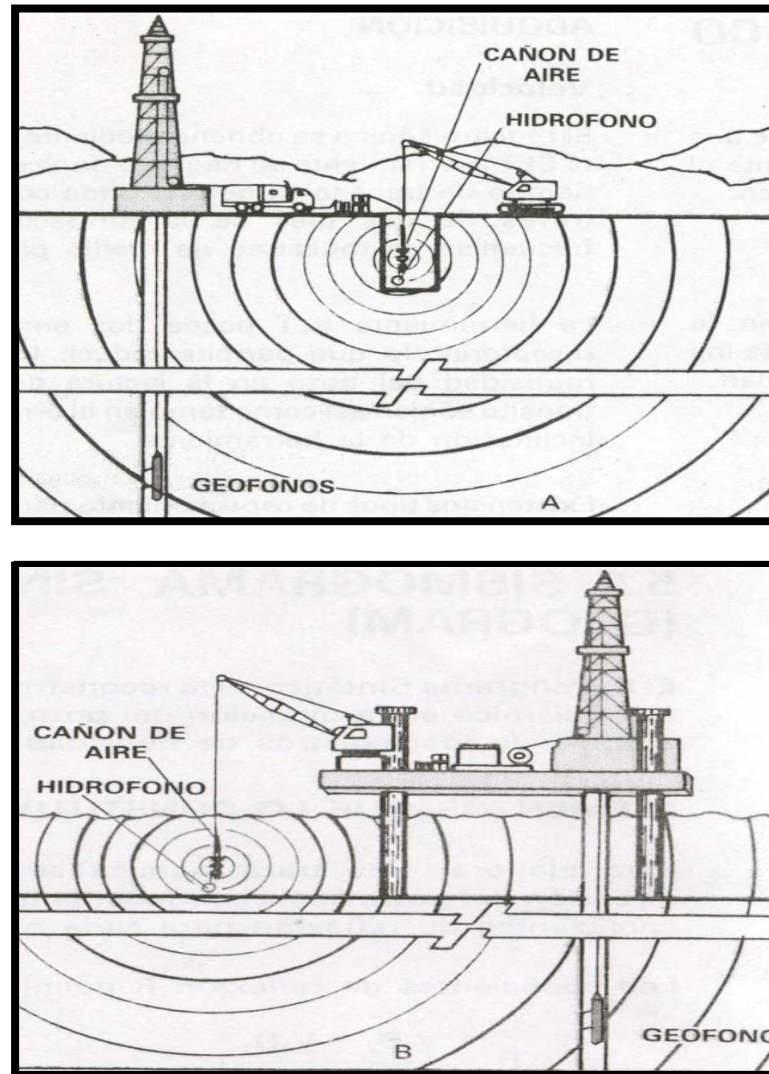


Figura 3.5. Operación sísmica de pozo para tierra (A) y mar (B), en ambos caso se muestra un receptor dentro del pozo.

Estos efectos causan alteraciones en la curva de tiempo de tránsito sónico que deben ser eliminadas a fin de obtener una conversión tiempo-profundidad precisa. Para efectuar la corrección del registro sónico, se emplean los disparos sísmicos de calibración.

Estos consisten, como se mencionó anteriormente, en pulsos sísmicos generados en la superficie, cerca del pozo, que se grabarán por estaciones de geófonos a diferentes profundidades

del pozo. De esta forma, el tiempo transcurrido desde el disparo hasta la recepción, es el tiempo sísmico para la profundidad a la que se encuentra el geófono. Con este método, se obtiene una tabla de "n" valores exactos, tiempo-profundidad.

Esta tabla de valores debe coincidir con la integración del registro sísmico para cada profundidad correspondiente, por lo que el registro se corrige hasta que la tabla tiempo-profundidad de los disparos sísmicos y la integración del tiempo estén de acuerdo. La corrección del registro sísmico se realiza mediante la curva de calibración que no es más que la diferencia entre la curva de tiempos de los disparos sísmicos y la curva de tiempos obtenidos integrando el registro original. En la curva de corrección, se pueden obtener valores tanto positivos como negativos. Los valores positivos indican que el tiempo de tránsito medido, ha estado acusando valores inferiores a los reales y es necesario aumentarlo. Esta corrección representa un aumento en el área debajo de la curva de tiempo en la zona de corrección positiva. Un valor negativo en la curva de corrección indica que el registro sísmico ha estado acusando valores mayores a los reales por lo que es necesario bajar el valor tiempo y reducir el área bajo la curva hasta que el tiempo integrado sea igual al disparo sísmico.

Una vez que el registro sísmico este calibrado, se genera la conversión continua tiempo-profundidad integrando el sísmico cada medio pie hasta la profundidad total del pozo. El siguiente paso en la elaboración del sismograma sintético, consiste en calcular la curva de impedancia acústica (I) donde:

$$I = VD$$

V = (velocidad)

D = (densidad)

Para obtener la impedancia acústica, basta multiplicar el inverso del tiempo de tránsito sísmico por la densidad.

Una vez que se tiene la impedancia acústica, se calculan coeficientes de reflexión (R):

$$R = (I_2 - I_1) / (I_2 + I_1) = (V_2 D_2 - V_1 D_1) / (V_2 D_2 + V_1 D_1)$$

Los coeficientes de reflexión representan la ubicación y magnitud de los cambios litológicos del subsuelo por lo que constituyen el modelo geológico del mismo. Para obtener el sismograma, se diseña una onda de determinada forma y frecuencia (lo más similar posible a las ondas generadas por las fuentes sísmicas) y se convoluciona con los coeficientes de reflexión, obteniendo de esta forma los eventos sísmicos primarios. Finalmente, a partir de los eventos

primarios se calculan los eventos sísmicos múltiples generados por encima de la profundidad total del pozo.

3.3.2 Elaboración de sismogramas sintéticos

La elaboración del sismograma sintético constituye una fuente completa para la interpretación sísmica del subsuelo. El sismograma nos permite calibrar los horizontes en tiempos de las secciones sísmicas con los topes geológicos de los pozos en profundidad, para establecer geológicamente a que tope corresponde cada horizonte. En la elaboración del sismograma se debe contar con los datos de profundidad final del pozo, topes geológicos, elevación de la mesa rotaria, datos de desviación y las coordenadas de los pozos. De los 146 pozos cargados al proyecto de interpretación, sólo 5 de ellos poseen registro de velocidad o “check shots”, estos pozos son: LMA-94, VLA- 722 (no fue usado), VLA-732, VLA-756 y VLA-833. Los pozos con tiros de verificación sísmica se muestran en la figura 3.6 y los valores de sus curvas T-Z son mostrados en la tabla de apéndice 10.3.

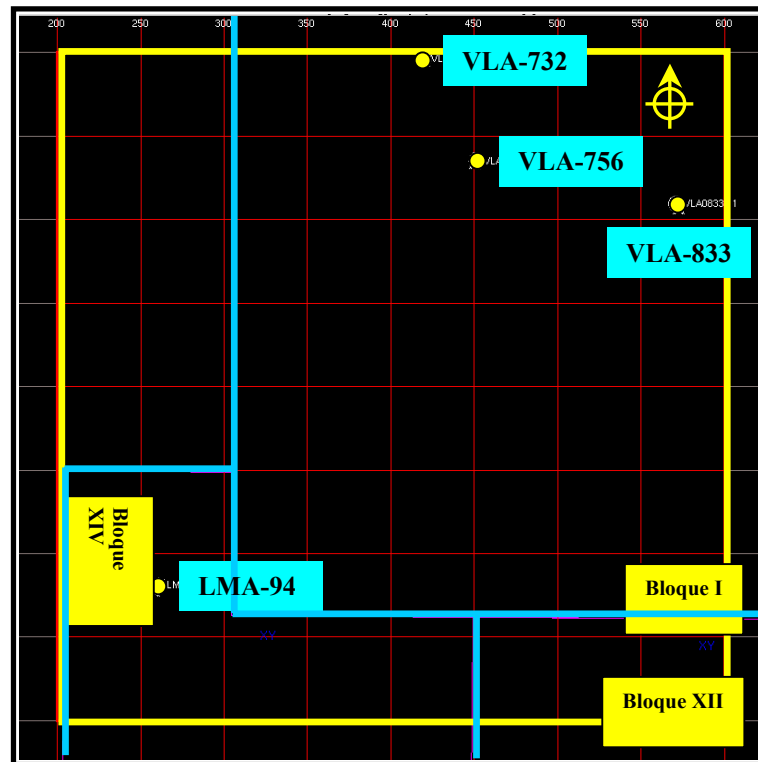


Figura 3.6. Ubicación de los pozos con tiros de verificación sísmica (check shots). Tres de estos pozos pertenecen al Bloque I y sólo hay uno en el Bloque XIV.

Las figuras 3.7, 3.8, 3.9 y 3.10 muestran las gráficas de las curvas T-Z de los pozos: LMA-94, VLA-732, VLA-756 y VLA-833 respectivamente, en las mismas se observa que para un valor de 500 milisegundos se tiene una profundidad promedio de 1500 pies y para un valor de 1000 milisegundos el promedio en profundidad es de 3500 pies. Los pozos que contenían los datos necesarios para la construcción del sismograma, es decir, registro sónico y registro de densidad aparecen en la tabla de apéndice 10.4. De estos pozos fueron escogidos los pozos LMA-94 y VLA-984, por ser los que sus registros alcanzaban las profundidades requeridas. En el caso del pozo VLA-984 se le asignó la curva T-Z del pozo LMA-94.

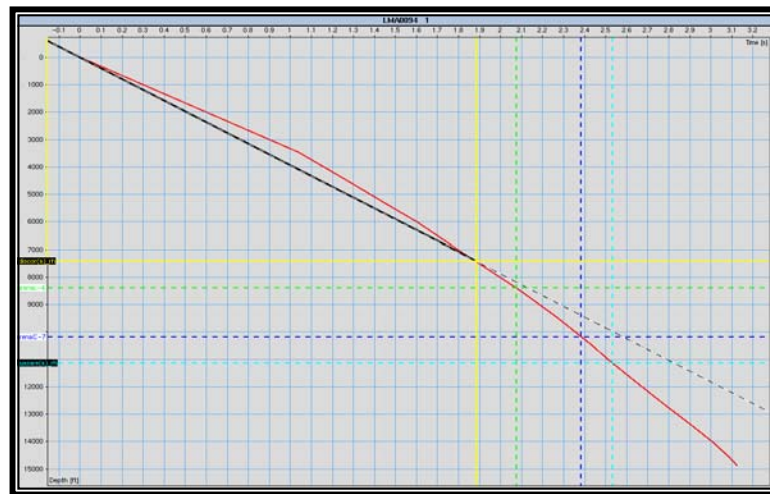


Figura 3.7. Gráfica T-Z del pozo LMA-94.

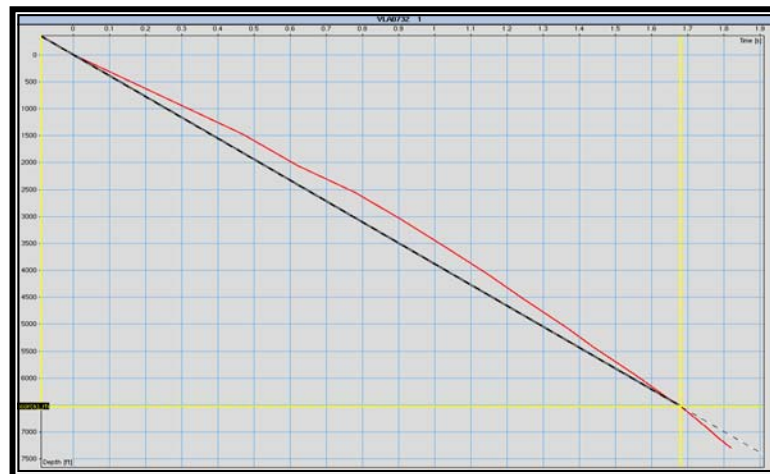


Figura 3.8. Gráfica T-Z del pozo VLA-732.

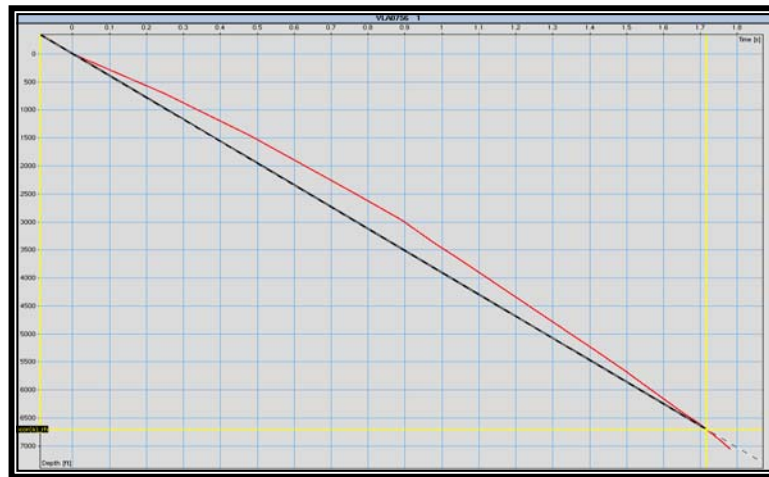


Figura 3.9. Gráfica T-Z del pozo VLA-756.

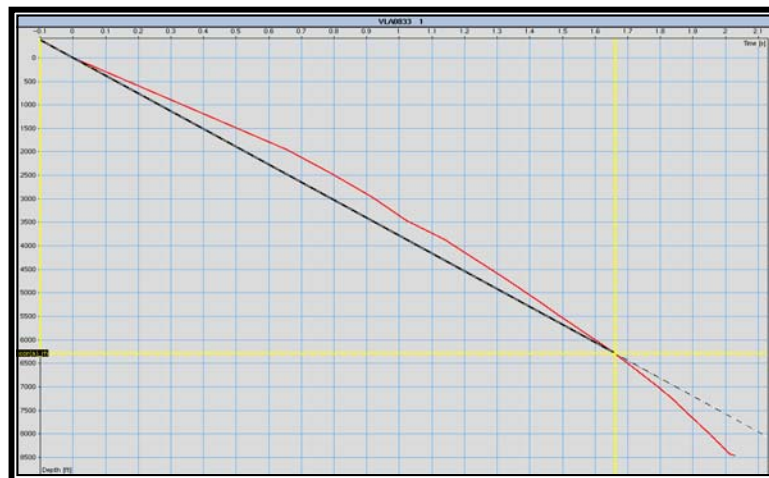


Figura 3.10. Gráfica T-Z del pozo VLA-833.

En la realización de los sintéticos se graficaron: 1) curvas de GR para identificar litología; 2) sónico antes y después de la corrección por “check shot”; 3) la curva de velocidad calculada del sónico corregido; 4) la curva de densidad (RHOB); 5) la impedancia y ondícula usada; y 6) la traza sintética y su superposición con la sísmica.

Los sismogramas fueron elaborados a través del programa *Syntool*TM de *Openworks*TM (*Landmark*TM). El procedimiento consiste en la selección de registros sónico y de densidad del pozo escogido y la calibración de los mismos mediante la asignación de la función T-Z de dicho pozo. El programa realiza de forma automática el cálculo de la función de reflectividad, multiplicando los valores de densidad obtenidos del registro sónico, por los valores de densidad obtenidos del registro de densidad. Posteriormente se importa desde la aplicación de interpretación sísmica *Seisworks*TM a la aplicación *Syntool*TM parte de la sección sísmica donde se

encuentra el pozo. Se seleccionaron cinco trazas a cada lado de la ondícula en donde se encuentra ubicado el pozo a realizar el sismograma, para luego ser desplegadas en *Syntool*TM.

Una vez efectuado este paso la función de reflectividad se convoluciona con una ondícula tipo Ricker de fase cero, obteniéndose el sismograma sintético. Se realiza el ajuste de los máximos y mínimos correspondientes al sismograma hasta calibrarlos con los reflectores de la sección sísmica. Este ajuste se logra modificando adecuadamente los parámetros contenidos en la aplicación *Syntool*TM. En la figura 3.11 se muestra el sismograma sintético elaborado para el pozo LMA-94.

Al finalizar los sismogramas sintéticos se procedió a exportar las trazas sintéticas desde *Syntool*TM (*Landmark*TM) hacia *Charisma*TM (*Geoframe*TM) esto se hizo como un archivo de formato tipo ASCII. Las figuras 3.12 y 3.13 muestran la traza sísmica sintética del pozo LMA-94, desplegadas en una línea sísmica y en una traza sísmica respectivamente.

En los paneles del sismograma se puede observar que dos de los horizontes de interés, como es el caso de la Discordancia del Eoceno y la Formación Guasare consisten en un aumento de velocidad. El tope de la discordancia es un contraste positivo fuerte, debido a la alta dureza del Eoceno, aunque el contraste se magnifica por la baja impedancia de las lutitas de La Rosa por encima de la discordancia. Las arenas basales de Santa Bárbara, cuando están presentes, yacen directamente sobre la discordancia y son de velocidad intermedia. El contraste a su tope se observa siempre positivo, nuevamente por la baja impedancia de las lutitas de La Rosa.

Dentro de la Formación Misoa los contrastes generalmente son positivos, ya que las velocidades aumentan gradualmente con la profundidad. El horizonte sísmico correspondiente a las arenas C-7 de la Formación Misoa fue un contraste positivo, es decir, un máximo. Sin embargo el horizonte sísmico correspondiente a las C-4 de la misma Formación Misoa correspondió a un contraste negativo.

La base de la Formación Misoa ocurre generalmente debajo de las areniscas masivas de Misoa C-Inferior, y se pasa a las areniscas calcáreas y calizas de la Formación Guasare, por lo que el contraste generado en esta interfase fue un contraste positivo o máximo, debido al cambio litológico de un medio de menor velocidad a otro de mayor velocidad.

De los cuatro horizontes sísmicos calibrados, los de mayor visibilidad en las trazas sísmica y en el sismograma sintético fueron los correspondientes a la Discordancia del Eoceno y a la Formación Guasare, los cuales coincidieron en contrastes positivos.

Al resto de los pozos que no contenían un perfil de velocidad propio le fue asignado uno, en estos pozos que son la mayoría, no se puede hacer un amarre directo mediante sismograma

sintético. La asignación de un perfil de velocidad permite ubicar los datos con respecto a la sísmica y para generar secciones de pozos en profundidad, este proceso sirve para generar una densa cantidad de puntos de amarre de marcadores geológicos con la sísmica 3D.

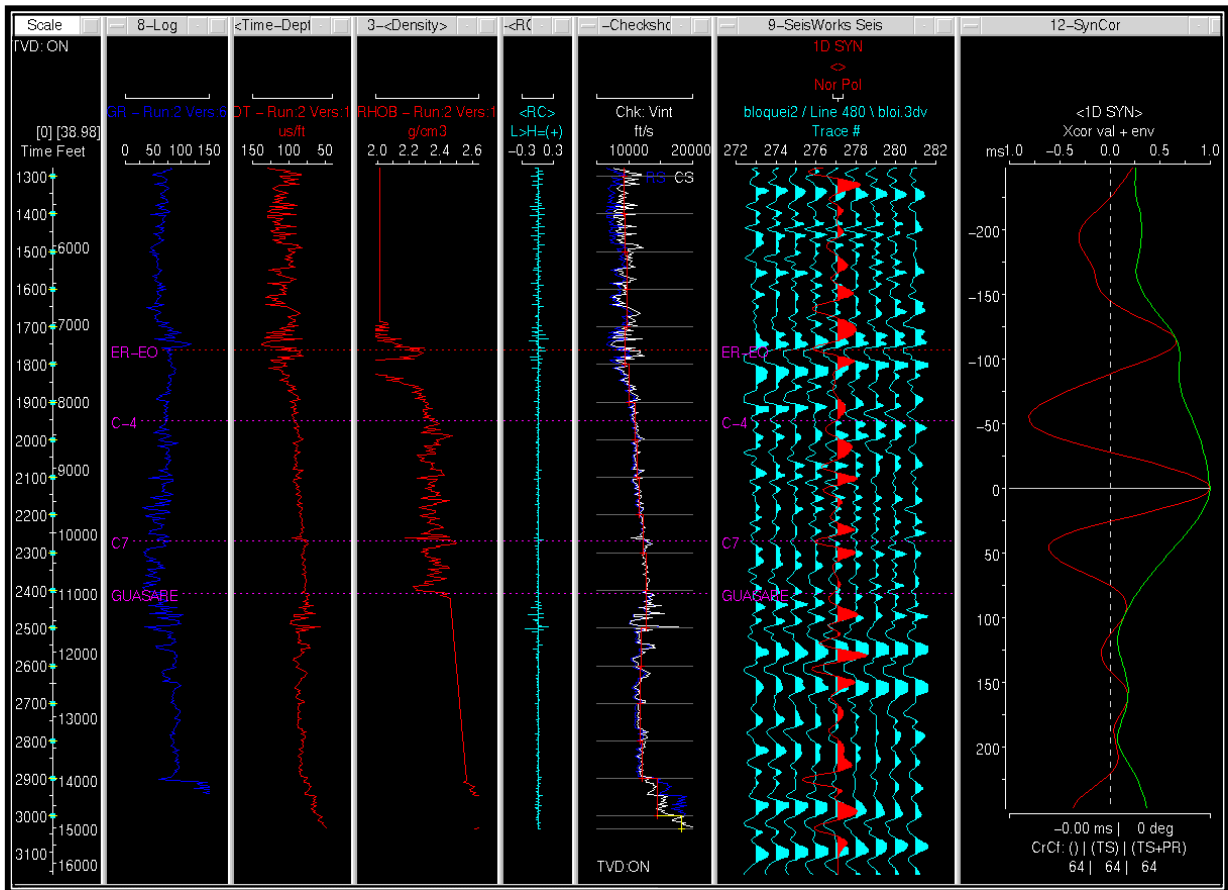


Figura 3.11. Registros petrofísicos y sismograma sintético del pozo LMA-94. Obsérvese el excelente amarre entre la traza sintética y la sísmica; además del alto valor de correlación.

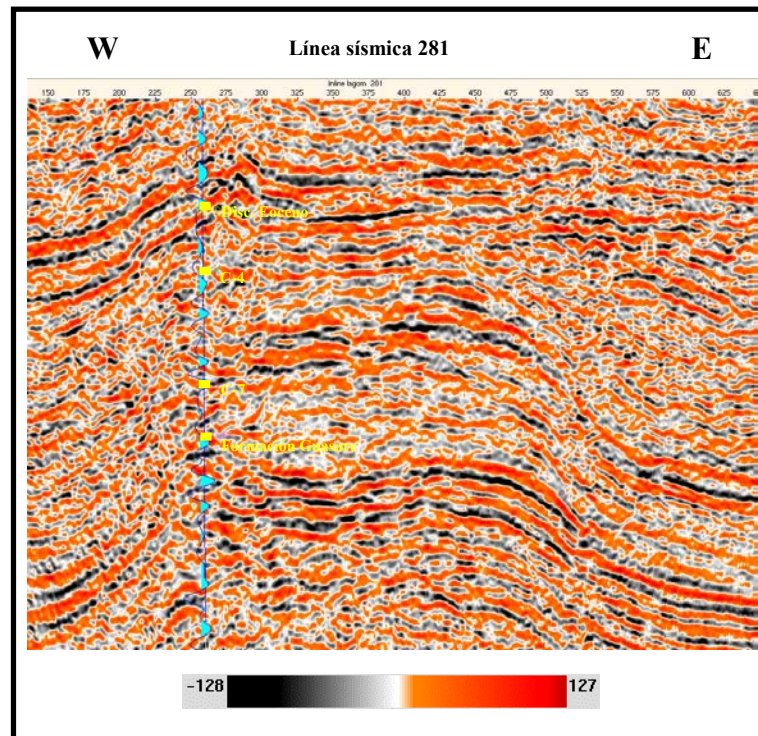


Figura 3.12. Traza sintética desplegada en la línea sísmica 281. Los topes geológicos de la Discordancia del Eoceno, la arena C-7 y la Discordancia de4l Paleoceno (Formación Guasare) coinciden con un máximo, mientras el tope de la arena C-4 coincide con un mínimo. Las dos discordancias se reflejan como fuertes reflectores.

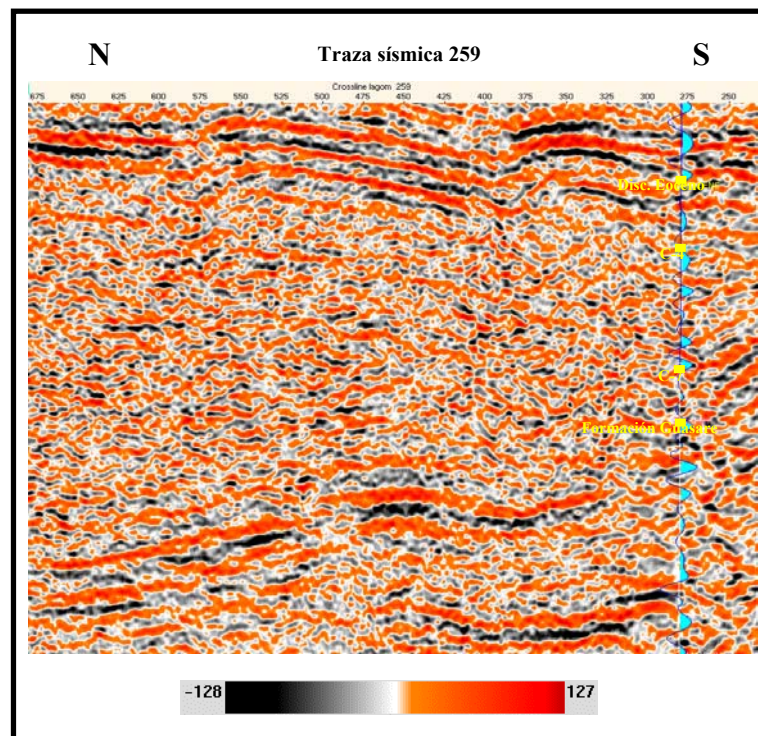


Figura 3.13. Traza sintética desplegada en la traza sísmica 259. Se muestran los topes geológicos coincidiendo con lo obtenido en el sismograma sintético. Los reflectores más fuertes y continuos se encuentran por encima de la Discordancia del Eoceno y por debajo de la Discordancia del Paleoceno.

3.4 Correlaciones estratigráficas

Las correlaciones estratigráficas permiten generar un mejor ajuste de la sísmica con respecto a la geología. En la mayoría de los casos no se cuenta con un sismograma sintético para cada pozo, por lo que se hace necesario contar con buenas correlaciones entre pozos.

La estratigrafía regional es definida por la figura 3.14, donde se muestra la columna estratigráfica de la Cuenca de Maracaibo. En este estudio se trabajó con una estratigrafía local definida en la figura 3.15, donde tenemos la Formación Misoa de edad Eoceno con los miembros C-4, C-5, C-6 y C-7, la Formación Guasare de edad Paleoceno y la Formación Mito Juan-Colón de edad Cretácico. La Formación Guasare se encuentra en contacto discordante con el miembro informal C 7 de la Formación Misoa que suprayace a dicha formación. Además, la Formación Mito Juan-Colón está en contacto concordante e infrayacente con la Formación Guasare.

Para las correlaciones estratigráficas se tomaron en cuenta los marcadores oficiales pertenecientes a la Discordancia del Eoceno, C-4 y C-7, mientras que para la Formación Guasare se hicieron nuevas correlaciones a partir de un modelo estratigráfico existente.

En la definición del modelo estratigráfico local se usó la metodología establecida por Sánchez (1999), en el yacimiento Guasare de los bloques IX y XIV; con la finalidad de mantener un mismo criterio de correlación en el área VLA-206; 309 del Bloque I en la Formación Guasare (Flores, 2001).

El registro tipo tomado para las correlaciones de la Formación Guasare fue el del pozo LMA-106 (pozo con núcleo) que se observa en la figura 3.16.

La Formación Guasare representa la superficie de erosión del Paleoceno, la cual fue dividida de tope a base mediante cuatro marcadores estratigráficos: U1, U2, U3, U4 y U5 los cuales representan superficies de inundación (Flores, 2001). En la figura de la 3.17 se muestra una sección estratigráfica de la Formación Guasare en los pozos VLA-14, VLA-309 y VLA-206.

POST-EOCENO	PLIOCENO	FORMACION EL MILAGRO				
	PLIOCENO	FORMACION ONIA				
	MIOCENO	SUPERIOR	FORMACION ISNOTU			
		MEDIO	FORMACION LAGUNILLAS	MIEMBRO BACHAQUERO		
		MIEMBRO LAGUNA				
		MIEMBRO OJEDA				
		MIEMBRO LAGUNILLAS INFERIOR				
	INFERIOR	FORMACION LA ROSA	MIEMBRO SUPERIOR	LUTITAS LA ROSA ARENA INTERMEDIA		
			MIEMBRO BASAL (STA BARBARA)			
EOCENO	MEDIO	FORMACION MISOA	ARENAS "B"			
			B-SUPERIOR	B-6/9-10		
			B-INF	B-6/9-1		
	INFERIOR	FORMACION MISOA	ARENAS "C"	SUPERIOR		
				C-1	C-2	
					C-3	C-4
			INFERIOR		C-5	C-6
				C-7		
PALEOCENO	FORMACION GUASARE					
CRETACICO	SUPERIOR	FORMACION MITO JUAN				
		FM COLON	MIEMBRO SUPERIOR			
		MIEMBRO SOCOTI				
		FORMACION LA LUNA				
	INFERIOR	GRUPO COGOLLO	FORMACION MARACA			
	FORMACION LISURE					
	FORMACION APON					
	FORMACION RIO NEGRO					
PRE-CRETACEO	FORMACION LA QUINTA ASOC. MUCUCHACHI					

Figura 3.14. Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca de Maracaibo.

EOCENO	INFERIOR	FORMACION MISOA	ARENAS "C"	INFERIOR	C-3			
					C-4			
					C-5			
					C-6			
					C-7			
					PALEOCENO	INFERIOR	FORMACION GUASARE	U-5
								U-4
U-3								
U-2								
U-1								
CRETACICO	SUPERIOR	FM. MITO JUAN-COLON						

Figura 3.15. Columna estratigráfica local.

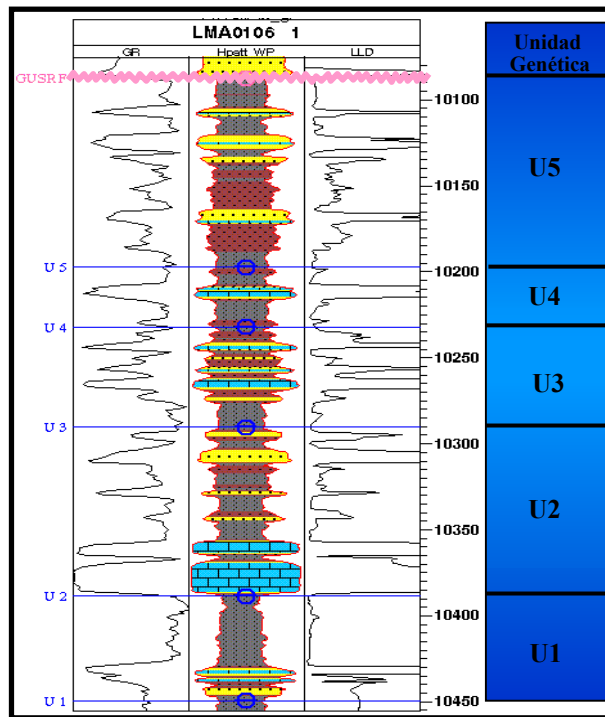


Figura 3.16. Registro Tipo Formación Guasare, pozo LMA-106.

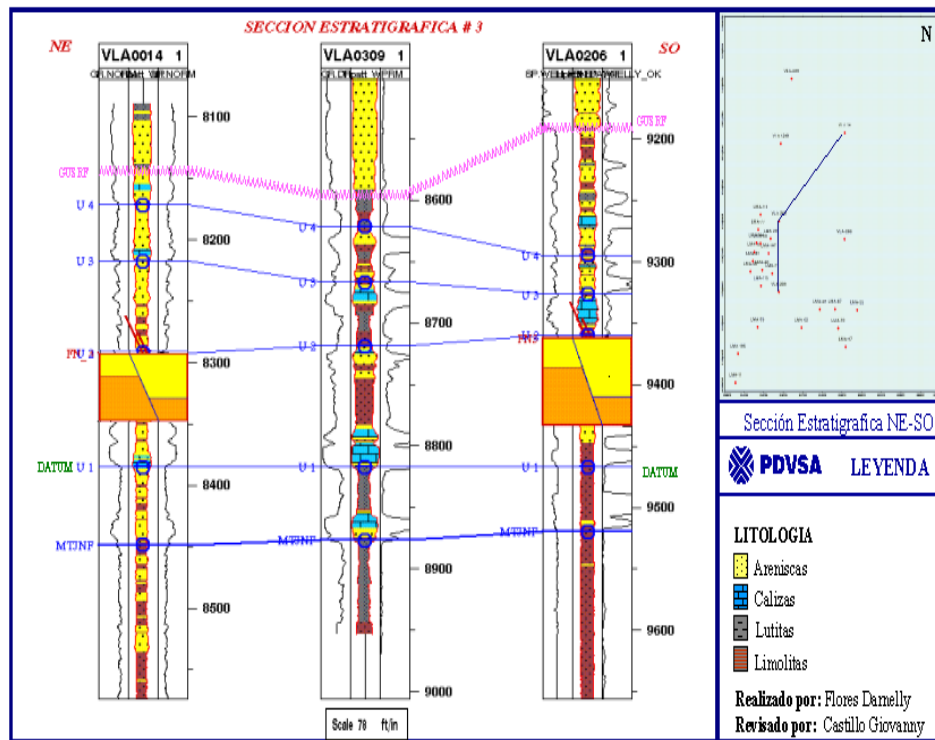


Figura 3.17. Sección estratigráfica #3, representada por los pozos VLA-14, VLA-309 y VLA-206 ubicados en el área del Pilar (Tomado de Flores, 2001).

4. INTERPRETACIÓN SÍSMICA ESTRUCTURAL

4.1 Consideraciones Teóricas

El concepto fundamental del método sísmico de reflexión sigue siendo el mismo tanto en levantamientos 2D como 3D. El cálculo consiste en evaluar los contrastes de impedancia acústica entre los diferentes estratos que conforman el subsuelo, mediante el análisis de las reflexiones sísmicas provenientes de dichos estratos. Esencialmente el método sísmico de reflexión es una técnica de eco. Un impulso (explosión, impacto mecánico, vibración), es generado por una fuente de energía y las perturbaciones elásticas se propagan hasta el reflector. Debido al contraste de las propiedades acústicas de las interfaces geológicas, parte de la energía es reflejada y detectada en la superficie por instrumentos sensitivos (geófonos, hidrófonos). El instrumento mide el tiempo de viaje de las ondas sísmicas con lo cual se genera la imagen del subsuelo. Los registros de campo son sometidos a procesamiento en centros especializados para tal fin, con el objeto de generar el producto final, que en el caso de sísmica 2D son secciones sísmicas bidimensionales y en el caso de sísmica 3D es un cubo de información sísmica del subsuelo.

La interpretación estructural de sísmica 3D es el proceso mediante el cual se combinan datos sísmicos, geológicos, petrofísicos y de fluidos con el objeto de establecer un modelo geológico estructural del subsuelo para la búsqueda de hidrocarburos. La interpretación sísmica de datos 3D se diferencia sustancialmente de la convencional interpretación 2D, debido al volumen de información manejada y a las posibilidades de visualización de pequeñas estructuras producto de su mayor densidad de líneas.

4.2 Interpretación de fallas

En general, el Bloque I está dominado por el sistema de fallas de Lama-Icotea y por el sistema de Fallas del Este. Entre ellas está un “horst”, que forma una cuña limitada al este por la Falla del Este y que converge al norte del Bloque I con la Falla Lama-Icotea que constituye su límite. Ambas estructuras forman altos estructurales producto de la compresión NO-SE a ONO-ESE que da origen a la inversión tectónica parcial y transpresión a la cual estas zonas de fallas fueron sometidas desde el Eoceno Superior. En el área ubicada entre los altos estructurales de los lineamientos de Lama-Icotea y Falla del Este ("Horst") se presentan fallas con orientación promedio NO-SE. Éstas son normales por lo general, aunque algunas de ellas presentan una

inversión parcial menor a nivel de la discordancia del Eoceno. Estas fallas pudieron ser producto del "buldge" generado por las napas del Caribe al este del Bloque de Maracaibo en su emplazamiento durante el Eoceno (Matheus,1988).

Antes de iniciar la interpretación de las fallas se realizó una visualización detallada de las líneas, las trazas y secciones horizontales de la sísmica para determinar las discontinuidades existentes en las mismas, que pudieran dar indicios de fallamientos. Toda la interpretación se llevó a cabo en el módulo *InterpretationTM (CharismaTM)*. En *GeocubeTM (CharismaTM)* se creó un cubo sísmico sólo para determinar la continuidad de las fallas y tener una visualización en tres dimensiones de las estructuras. También se trabajó en *Geoviz (CharismaTM)* para observar los planos de fallas que se estaban generando desde *InterpretationTM*. La interpretación de fallas se realizó cada diez líneas y cada diez trazas. En general se identificaron e interpretaron un total de 18 fallas en el área de estudio.

En la parte oeste del área se interpretaron fallas inversas con una dirección NNE-SO, las cuales corresponden al alto estructural Lama-Icotea. Estas fallas en su mayoría son inversas y poseen buzamientos que varían entre los 60 y 75 grados, destacan en esta zona la Falla de Icotea y la Falla del Ático (figura 4.1).

La Falla de Icotea se distingue por dos diferentes fallamientos en sentido vertical. La parte superior es una falla con buzamiento oeste a veces vertical que corta a nivel Eoceno y en ciertas zonas Paleoceno, la cual habiendo sido un Riedel antitético del movimiento transpresional del Eoceno Inferior actuó como una falla normal, delimitando al Alto de Icotea ("horst") de la depresión de Urdaneta. Durante la inversión estructural fue convertida en falla inversa, aunque por lo general conserva una apariencia de falla normal, ya que el monto del movimiento inverso es por lo general inferior a aquel salto normal. La parte inferior corta las calizas cretácicas, esta falla debe haber sido una falla normal desarrollada durante el Jurásico y reactivada durante el Cretácico Superior, durante la depositación de las lutitas de la Formación Colón. Luego los pulsos compresivos relacionados con el levantamiento de los Andes la reactivaron para convertirla en inversa (Bueno y Pinto, 1996).

La Falla del Ático, situada al este de la Falla Icotea en su parte superior es una falla paralela a ésta y fue un Riedel antitético. Conjuntamente con la Falla Icotea superior, forma una estructura desgarrada hacia arriba. Durante la inversión estructural el intervalo Eoceno del flanco oeste fue empujado contra el Alto de Icotea despegando la Falla Icotea superior. Hacia la parte central del área, la Falla del Ático fue conectada con el movimiento de despegue y el bloque situado al oeste de la Falla del Ático a dicho movimiento. De esta manera la Falla Icotea superior

quedó desconectada de dicho despegue y fue empujada hacia el este inversa (Bueno y Pinto, 1996).

En la zona central del área de estudio se identificaron fallas normales, con direcciones promedio N40-50O. Como se puede observar en la figura 4.2 y 4.3 la mayoría de estas poseen buzamientos hacia el norte. Estas fallas normales pertenecen a la zona del “Horst”. La Falla del Este se puede apreciar en la figura 4.1. las estructuras del lineamiento del Este se ven como si fueran un reflejo en el lineamiento de Lama-Icotea.

La interpretación de las fallas nos permitió crear un modelo estructural local del área de estudio (figura 4.5), que como ya se mencionó anteriormente se caracteriza por las fallas del lineamiento Lama-Icotea ubicadas al oeste, las fallas normales de la zona central (“Horst”) y la Falla del Este. Este modelo tiene un buen amarre con respecto al modelo estructural regional, debido a que las fallas interpretadas guardan relación con los eventos tectónicos que afectaron la Cuenca en diferentes periodos. Para la definición de este modelo estructural fueron utilizados como herramienta de soporte las secciones sísmicas horizontales (figura 4.4) y los atributos sísmicos estructurales.

4.3 Interpretación de horizontes

El trabajo o arte se basa en dos aspectos fundamentales: la continuidad y la correlación. La continuidad se puede definir como el reconocimiento de un mismo evento en trazas sucesivas y la correlación es el reconocimiento de patrones o formas de la traza (fase, amplitud).

Una vez calibrada la sísmica con la información de pozos, a través de los sismogramas sintéticos, se procedió a la identificación e interpretación de los horizontes. La interpretación de horizontes se efectuó en *CharismaTM* en el módulo *InterpretationTM*, mediante la opción *Autotrack*.

Los horizontes interpretados fueron: la discordancia del Eoceno, los topes de las arenas C-4 y C-7 de la Formación Misoa de edad Eoceno, y el tope de la Formación Guasare de edad Paleoceno. Los mismos fueron interpretados cada 10 líneas y cada 10 trazas, y su interpretación se realizó desde la línea 200 hasta la línea 600 y desde la traza 200 hasta la traza 600, lo cual representa un área de 144 Km².

La discordancia del Eoceno fue interpretada como un máximo, lo que indica un aumento o pico en el contraste de impedancia acústica. Los tiempos de la discordancia del Eoceno varían desde 1540 ms como mínimo hasta 2080 ms como máximo (figura 4.8). Los menores tiempos

(que indican menor profundidad) para este horizonte se encontraron en la zona norte del área y en los altos estructurales Lama-Icotea y del Este. Para el horizonte de la Discordancia del Eoceno sus valores en tiempo aumentan desde el norte hacia el sur, lo que indica que el mismo se hace mas profundo hacia el sur del área de estudio.

Para la interpretación de las arenas C-4 y C-7 se le aplicó un filtro pasa-banda a la sísmica para tener un mejor seguimiento de los reflectores correspondientes a estos marcadores geológicos a lo largo de las líneas sísmicas. Este filtro se usó para mejorar la calidad y continuidad de los reflectores. Las figuras 4.6 y 4.7 representan una línea sísmica antes de aplicársele el filtro y la misma línea sísmica luego de la aplicación del filtro respectivamente, se puede apreciar como mejoró la continuidad de los reflectores sísmicos después de que se le aplicó el filtro pasa-banda.

Para la interpretación del tope de la arena C-4, se tomó el mismo como un mínimo, lo que representa un decrecimiento o valle en el contraste de impedancia acústica. Los tiempos del tope de la arena C-4 comprenden un intervalo que va desde 1658 ms hasta 2385 ms (figura 4.9).

El horizonte correspondiente a las arenas C-4 se interpretó sólo en la zona oeste del área, lo cual representa un área de 40 Km², debido a que en el sur del Bloque I en la zona del Pilar geológico (horst) éstas se encuentran erosionadas. Los tiempos del reflector sísmico de la arena C-4 disminuyen desde el noreste hacia el suroeste donde se hacen mayores, lo que indica que al suroeste se profundiza C-4.

En cuanto a la arena C-7 de la Formación Misoa, su tope fue interpretado como un máximo. Para la interpretación del tope de C-7 se obtuvo un tiempo mínimo de 1754 ms y un tiempo máximo de 2747 ms (figura 4.10).

El tope de la Formación Guasare fue interpretado como un máximo. Los tiempos de este horizonte variaron desde 1819 ms hasta 2832 ms (figura 4.11).

Los horizontes del tope de la arena C-7 y la Formación Guasare tienen cierto paralelismo, sus mayores valores en tiempo se encuentran en las zonas oeste y sur del área de estudio, siguiendo un comportamiento similar al de la arena C-4.

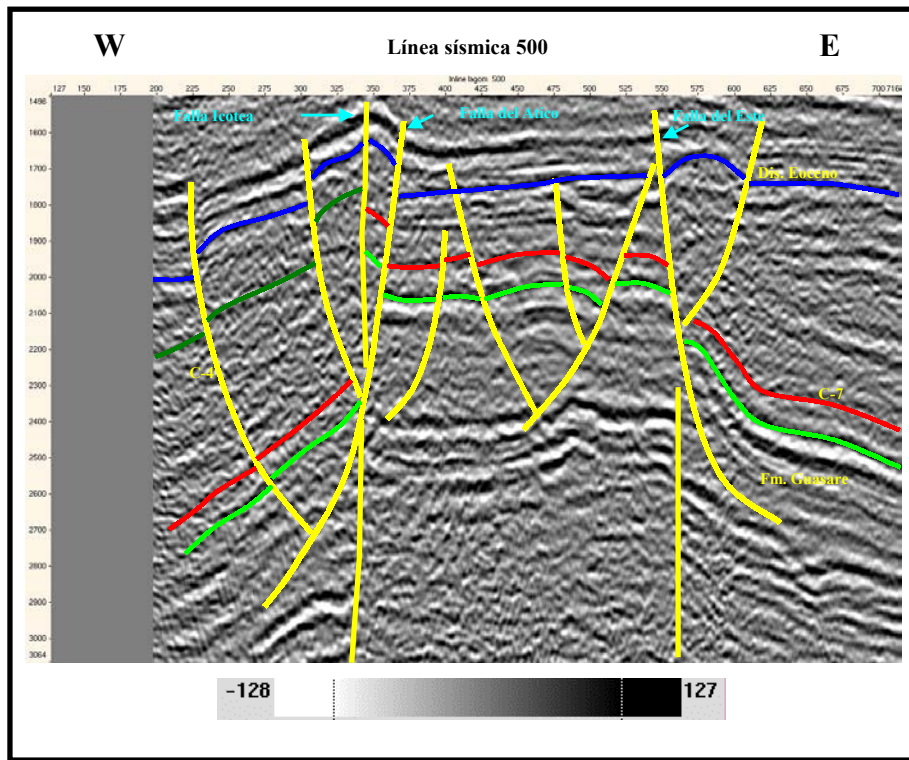


Figura 4.1. Representa la línea sísmica 500, aquí se aprecian claramente los diferentes estilos estructurales interpretadas en el área. Destacan los altos estructurales Lama-Icotea y el del Este, además del “Horst”.

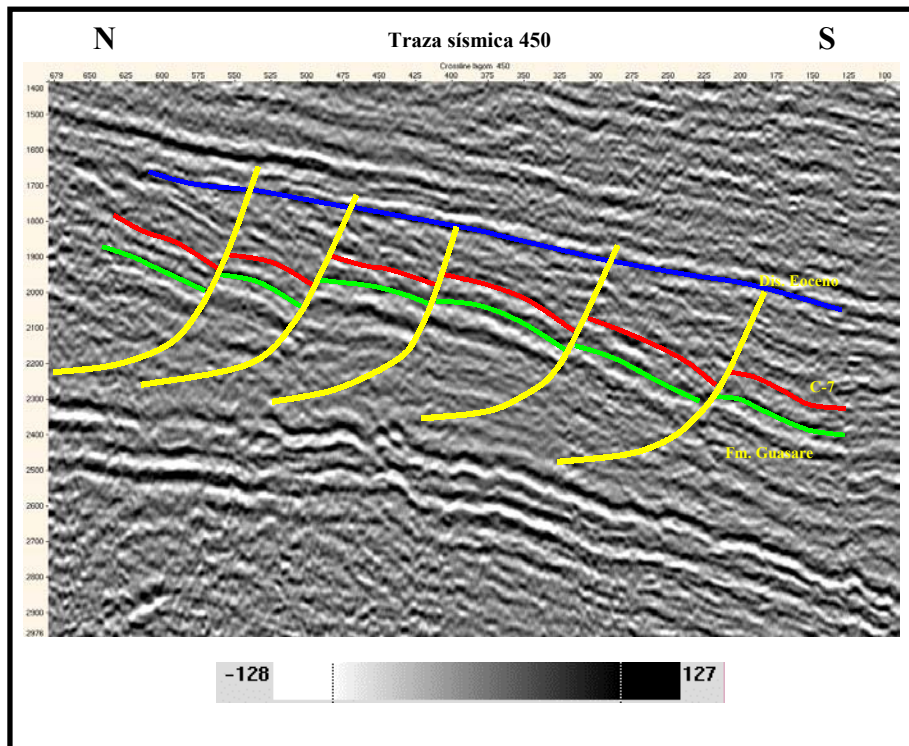


Figura 4.2. Representa la traza sísmica 450, en ella se observan las fallas normales tipo “echelon” interpretadas en la zona del “Horst”.

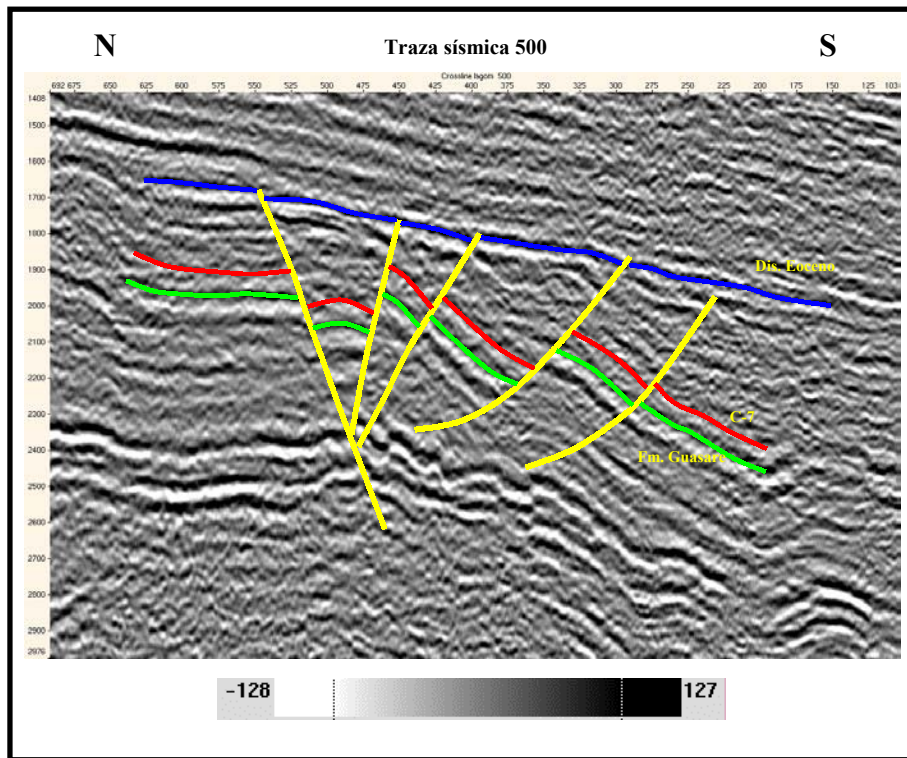


Figura 4.3. Representa la traza sísmica 500, en ella se observan las fallas normales, algunas cortan las calizas cretácicas.

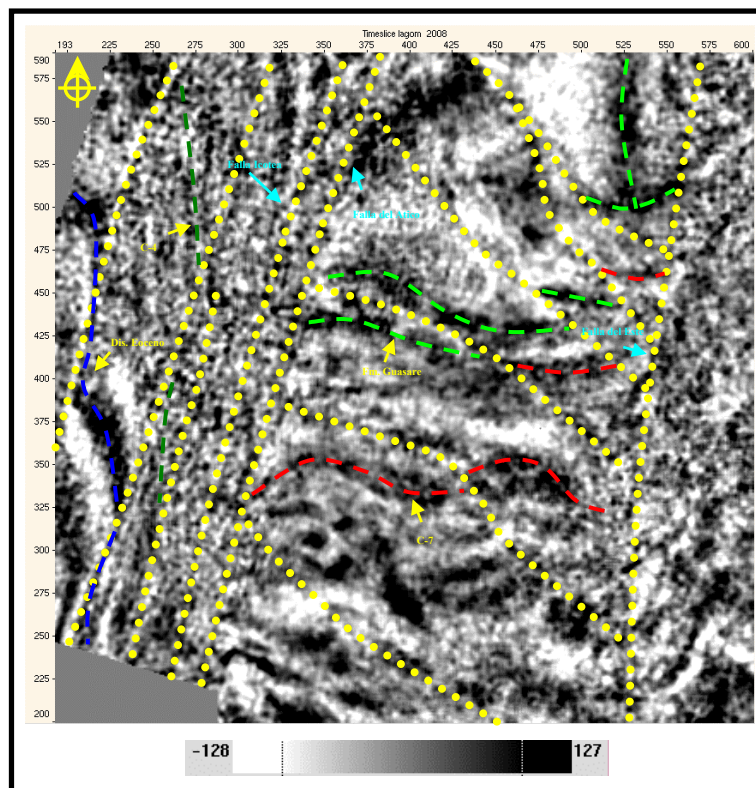


Figura 4.4. Representa la sección sísmica horizontal a 2008 ms, se aprecian los cortes de los planos de fallas y corte de los horizontes. También se nota la diferencia entre los lineamientos de las fallas del este y oeste con respecto a las fallas de la zona central.

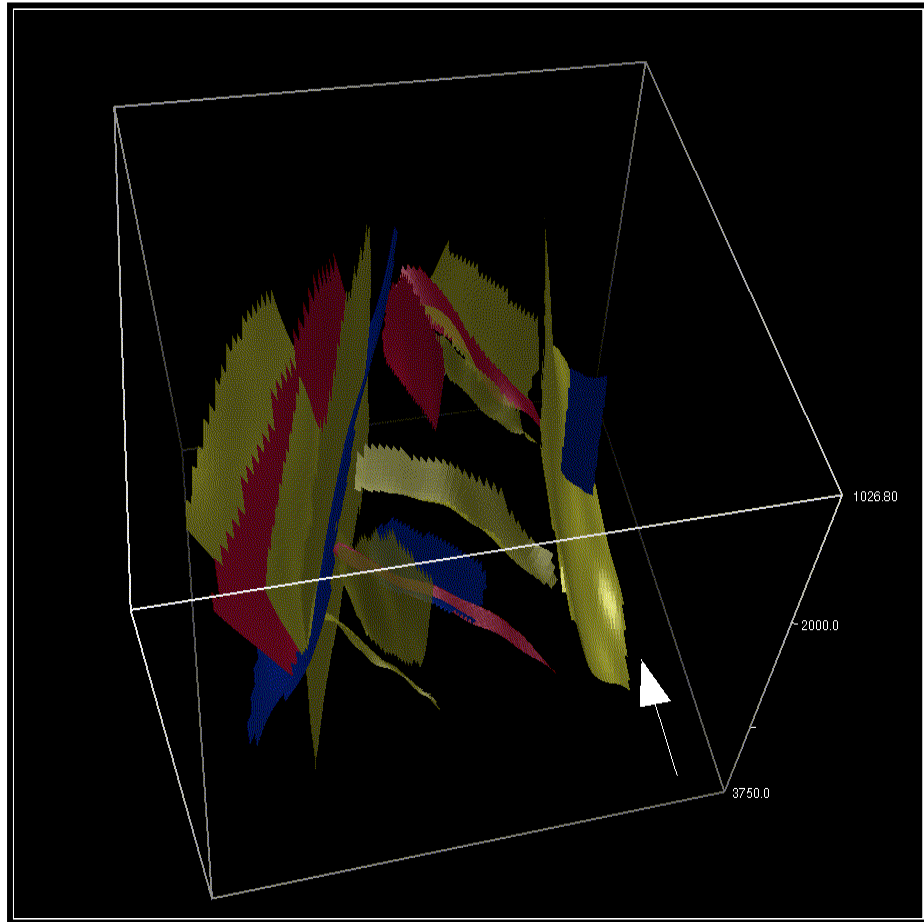


Figura 4.5. Modelo estructural de fallas interpretadas en tiempo.

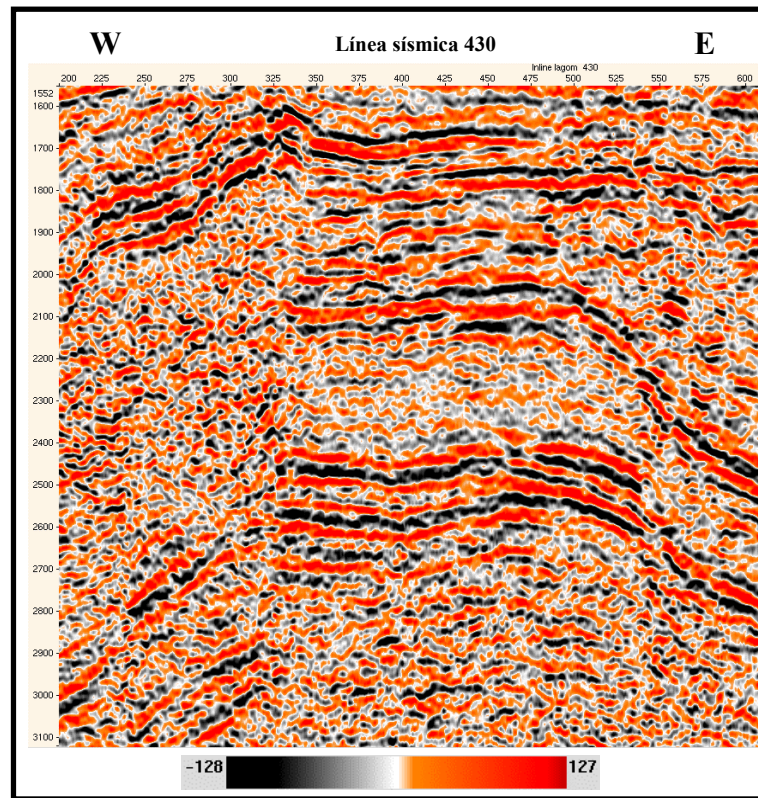


Figura 4.6. Línea sísmica 430 con procesamiento original. Los reflectores más continuos y fuertes corresponden al Mioceno, Paleoceno y Cretácico.

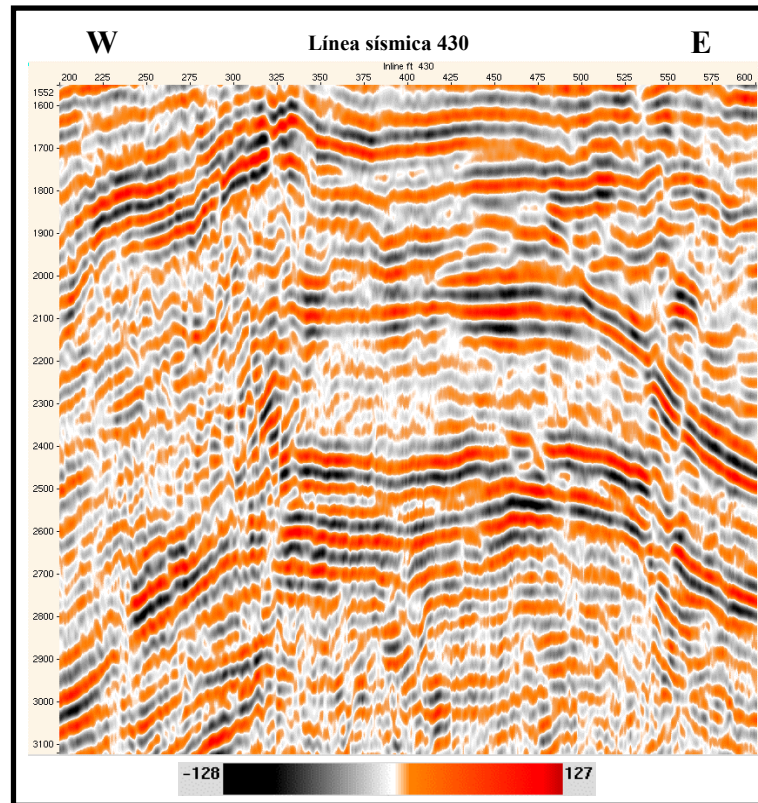


Figura 4.7. Línea sísmica 430 procesada con un filtro pasa-banda. Nótese como mejora la continuidad de los reflectores con respecto a la línea original de la figura 4.6.

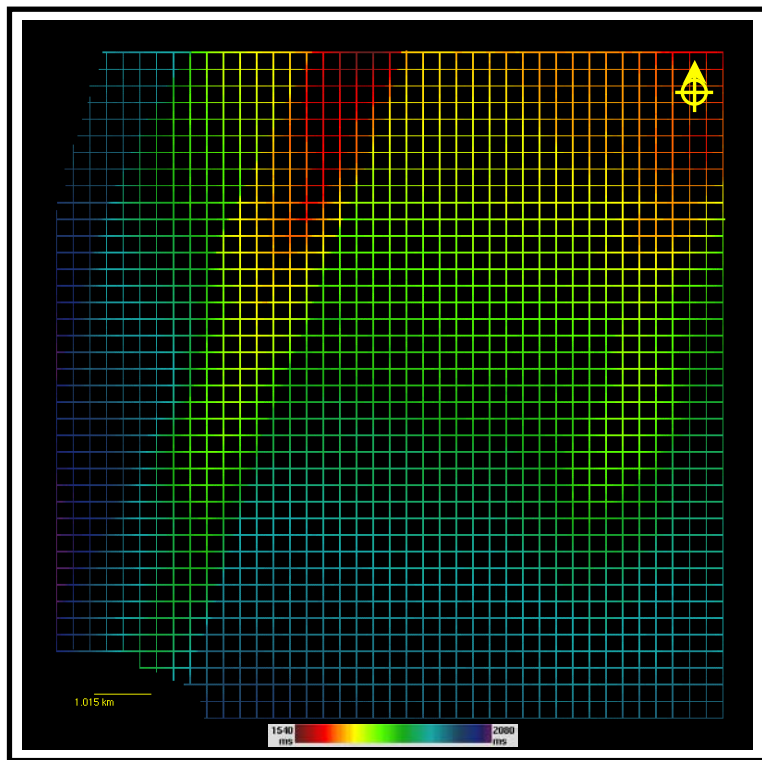


Figura 4.8. Malla interpretada del reflector correspondiente a la Discordancia del Eoceno.

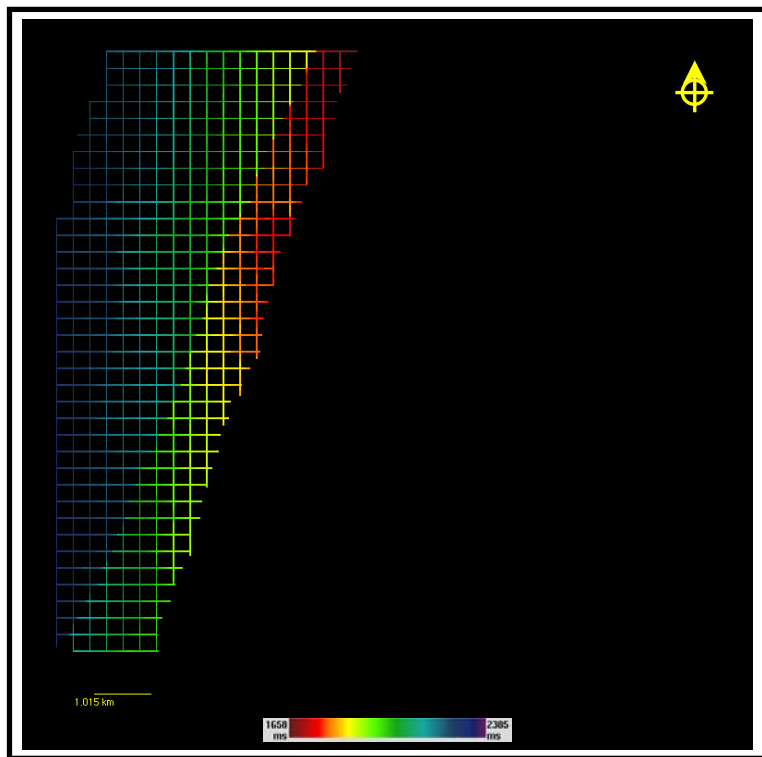


Figura 4.9. Malla interpretada del reflector correspondiente al tope de la arena C-4 (Formación Misoa).

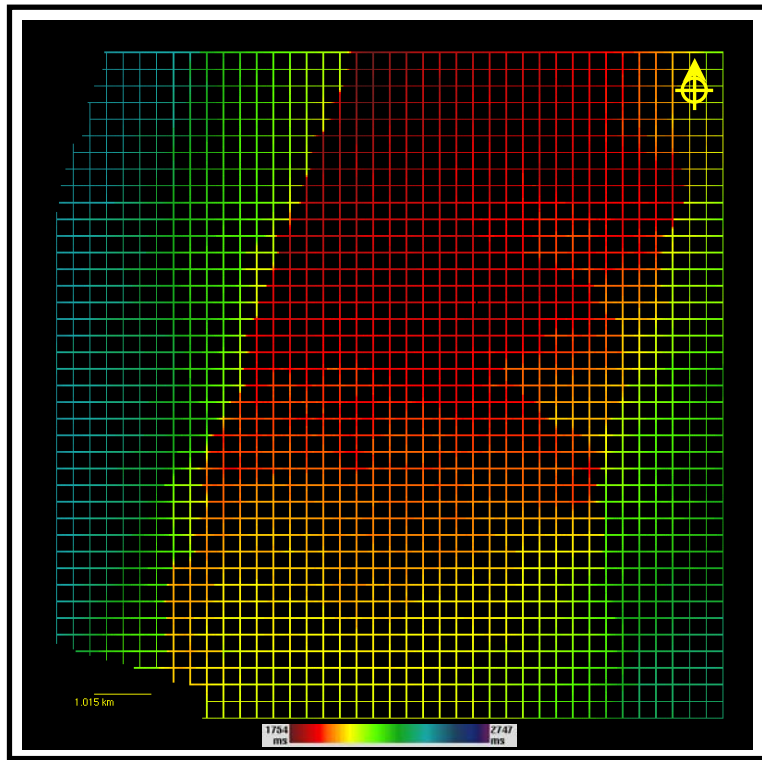


Figura 4.10. Malla interpretada del reflector correspondiente al tope de la arena C-7 (Formación Misoa).

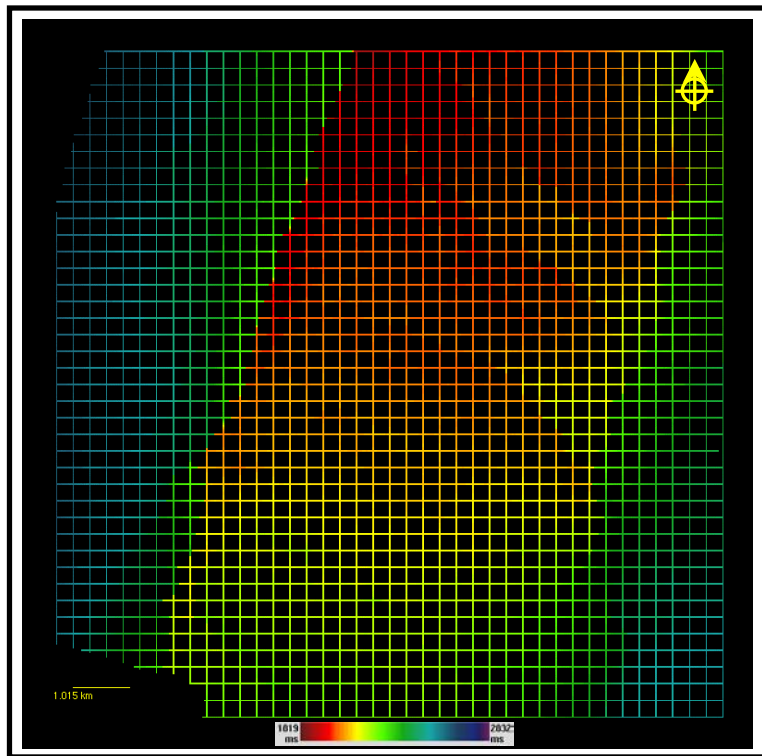


Figura 4.11. Malla interpretada del reflector correspondiente al tope de la Formación Guasare.

4.4 Mapas estructurales en tiempo

Las secciones sísmicas, es decir líneas sísmicas y trazas sísmicas en el caso de la sísmica 3D, son el resultado de la medición del parámetro tiempo de viaje de la ondas a través del subsuelo hasta el objetivo definido (tiempo doble); dado su origen éstas se grafican en tiempo. Por esta razón el resultado de la interpretación de estas secciones sísmicas o volúmenes sísmicos son mapas estructurales en tiempo. Estos mapas definen en gran parte la disposición de las estructuras que se encuentran en el subsuelo. La generación de estos mapas se basa en graficar los valores en tiempo leídos correspondientes a las respuestas de ciertos eventos geológicos.

Los horizontes sísmicos fueron interpretados cada diez líneas sísmicas y cada diez trazas sísmicas formando mallas o grillas, entre estas mallas existen espacios que no poseen información relacionada con la interpretación, por lo que en el módulo *InterpretationTM* (*CharismaTM*) se les aplicó una interpolación (ASAP) basada en el seguimiento de la forma y característica de la ondícula correspondiente al horizonte sísmico interpretado. El resultado de esta interpolación fueron los mapas estructurales en tiempo de los horizontes de la Discordancia del Eoceno (figura 4.12), topes de las arenas C-4 (figura 4.14) y C-7 (figura 4.16), y de la Formación Guasare (figura 4.18).

La visualización de los mapas estructurales de tiempo en tres dimensiones permite destacar las estructuras interpretadas de gran importancia. En el caso de la Discordancia del Eoceno como se puede observar en la figura 4.13 el horizonte posee un buzamiento suave hacia el sur y se aprecian los altos estructurales Lama-Icotea y del Este, mientras que la visualización en los mapas de los horizontes C-4 (figura 4.15), C-7 (figura 4.17) y de la Formación Guasare (figura 4.19), destacan las discontinuidades correspondientes a las fallas y los buzamientos hacia el suroeste de los mismos.

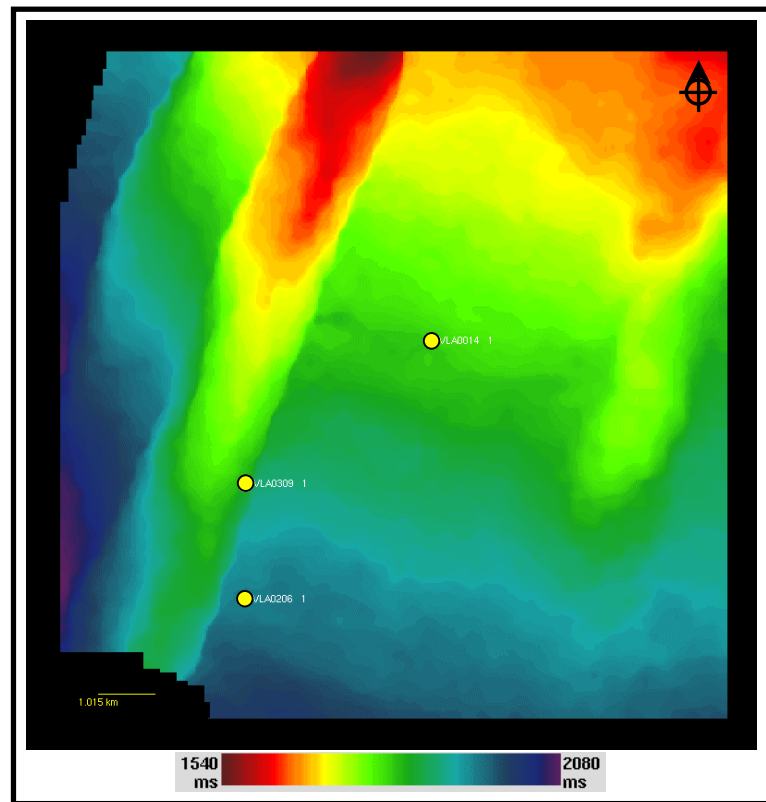


Figura 4.12. Mapa estructural en tiempo de la Discordancia del Eoceno.

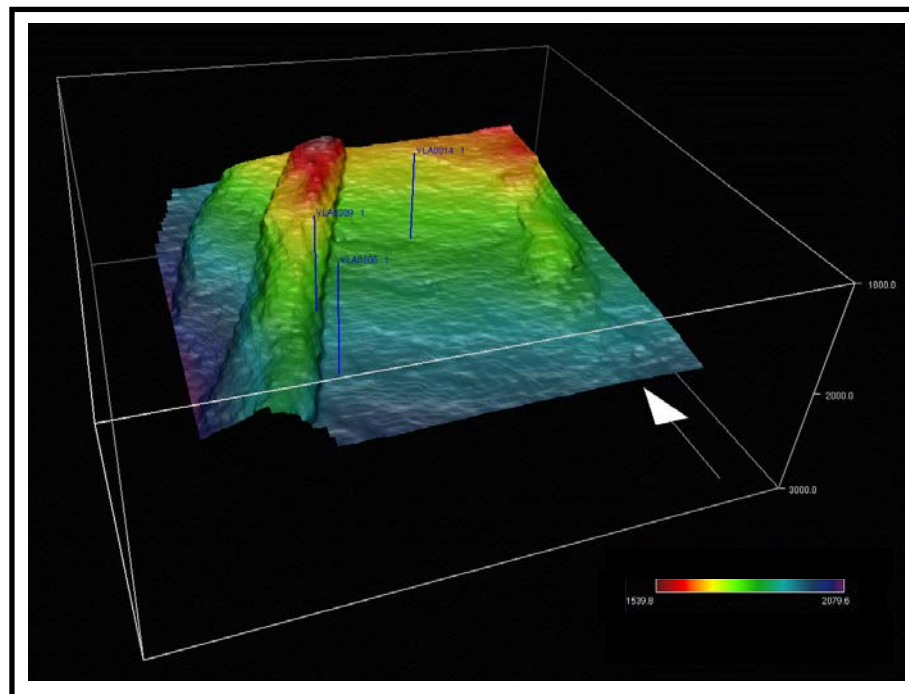


Figura 4.13. Visualización del mapa estructural en tiempo de la Discordancia del Eoceno.

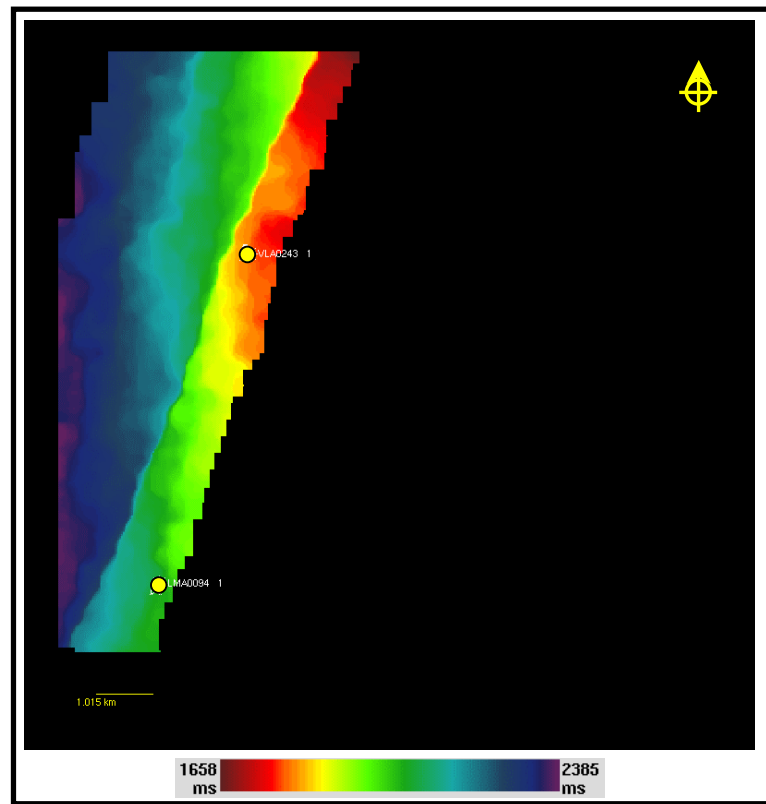


Figura 4.14. Mapa estructural en tiempo del tope de la arena C-4.

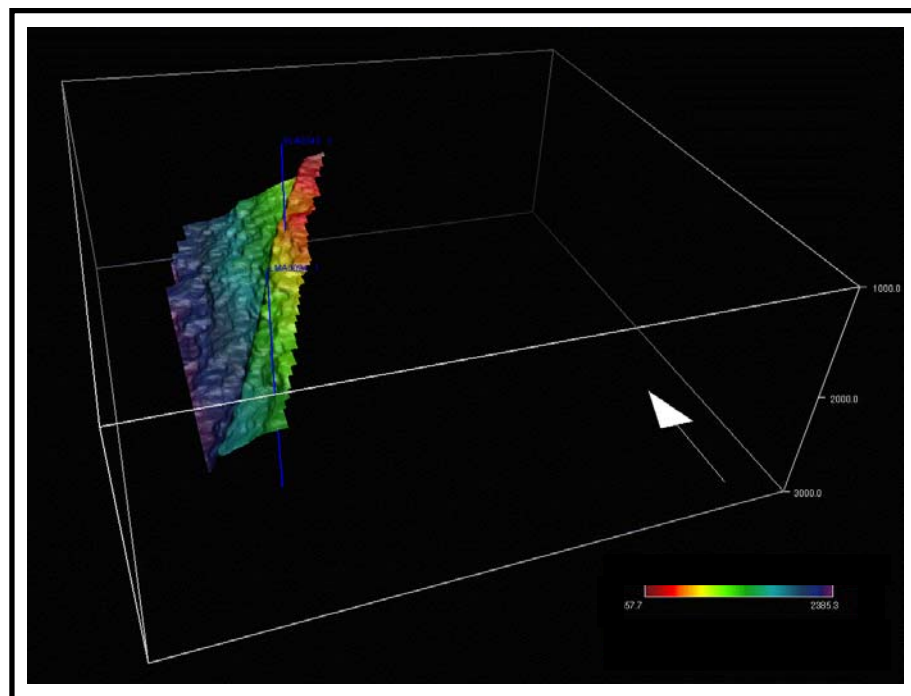


Figura 4.15. Visualización del mapa estructural en tiempo del tope de la arena C-4.

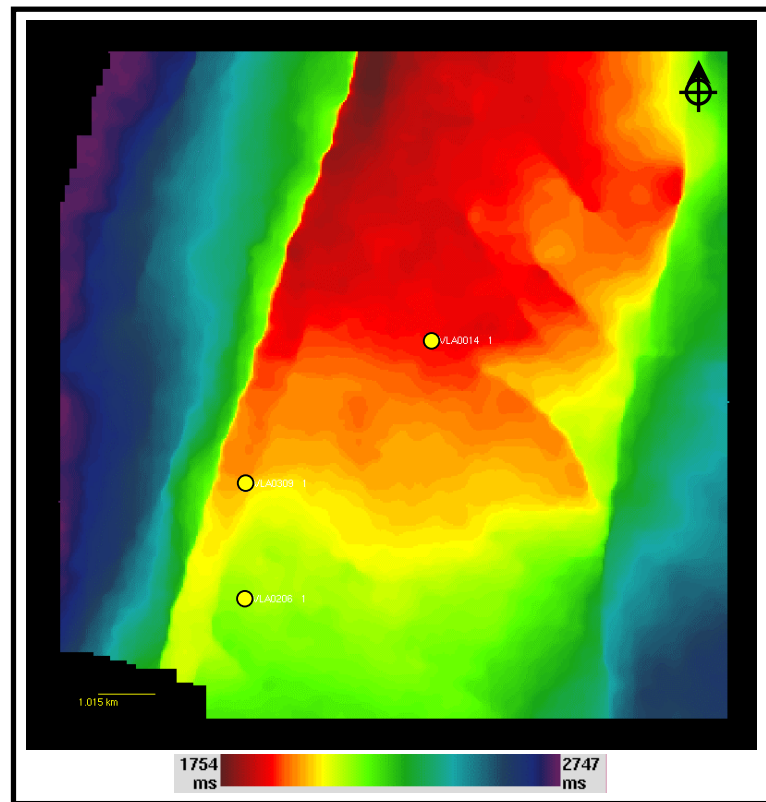


Figura 4.16. Mapa estructural en tiempo de la arena C-7.

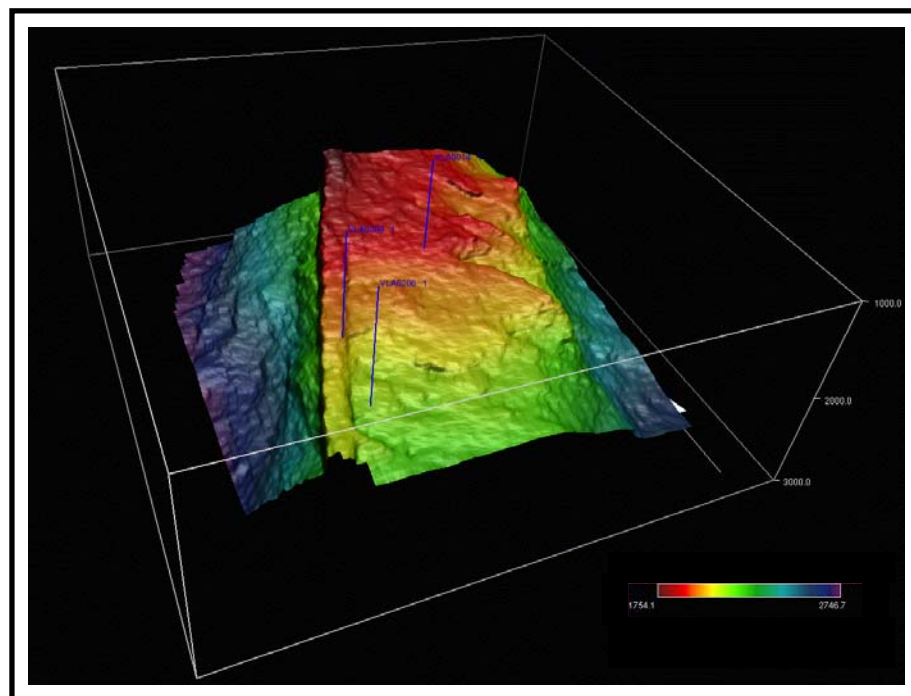


Figura 4.17. Visualización del mapa estructural en tiempo del tope de la arena C-7.

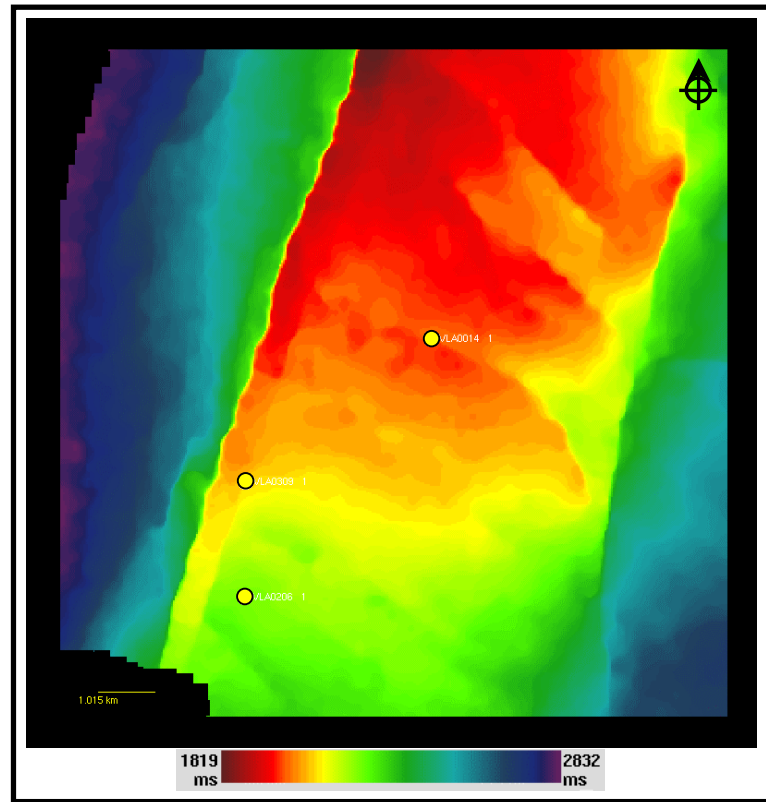


Figura 4.18. Mapa estructural en tiempo del tope de la Formación Guasare.

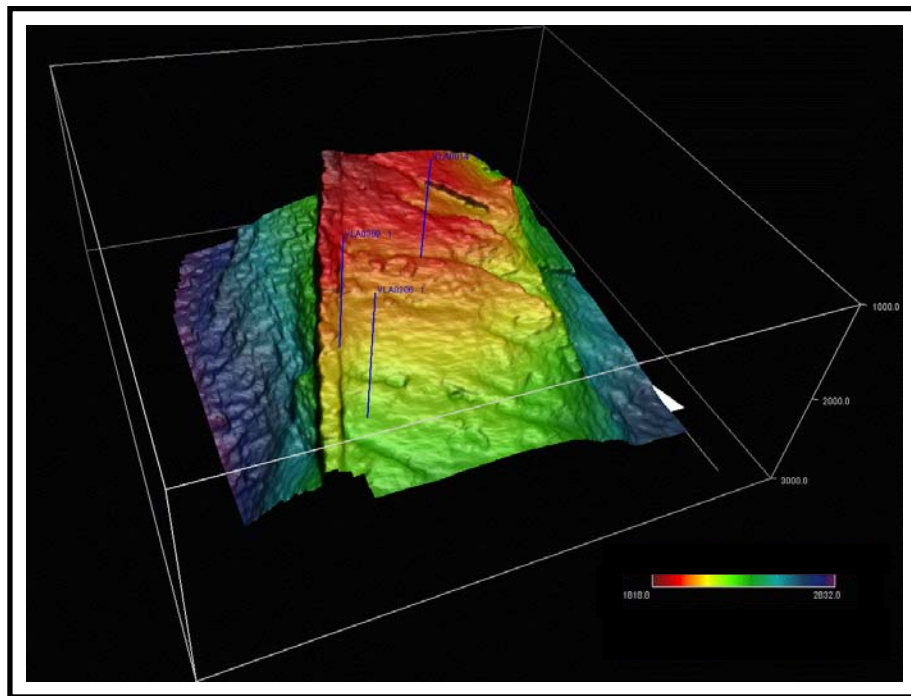


Figura 4.19. Visualización del mapa estructural en tiempo del tope de la Formación Guasare.

4.5 Horizontes aplanados (horizon flattening)

Los horizontes aplanados son herramientas de gran utilidad en la interpretación sísmica estructural para la reconstrucción de la historia geológica de las áreas de interés. El uso de los horizontes aplanados permite un análisis propio de la evolución estructural y del crecimiento de las fallas presentes en la zona, así como la disposición espacial de los estratos inferiores (más viejos) antes de la depositación de los estratos superiores (más jóvenes).

Para corroborar el modelo estructural y su amarre con los eventos tectónicos que provocaron la deformación de la Cuenca se horizontalizan los topes del Cretácico, Paleoceno y la Discordancia del Eoceno.

La figura 4.20 muestra el horizonte aplanado del Cretácico inferior donde destacan el paralelismo y uniformidad de las calizas depositadas en un basamento presumiblemente Paleozoico, además de ciertos rasgos estructurales ya existentes para entonces. Entre estos rasgos destacan fallas normales, siendo la más destacable la parte inferior de la Falla Icotea. El horizonte aplanado del Paleoceno de la figura 4.21 se caracteriza por un gran espesor de la Formación Mito Juan-Colón y su concordancia con la Formación Guasare. Este horizonte nos da una idea de que la Falla Icotea se mantenía activa durante la depositación de estas formaciones.

Con el horizonte aplanado de la Discordancia del Eoceno mostrado en la figura 4.22 se aprecia que al momento de la depositación de la Formación Misoa en el Eoceno Inferior se comienzan a formar los grabenes de los lados este y oeste. También se puede ver que la Falla Icotea se encontraba activa para entonces debido a los grandes espesores de las arenas C-inferior de la Formación Misoa en los dos grabenes mencionados.

Los horizontes por encima de la Discordancia del Eoceno son totalmente horizontales en la figura 4.22, sin embargo en la figura 4.23 se observan los mismos deformados en el acto estructural debido a la reactivación de la Falla Icotea en el Eoceno superior formando la falla de despegue del Ático que se mantuvo activa hasta el Oligoceno.

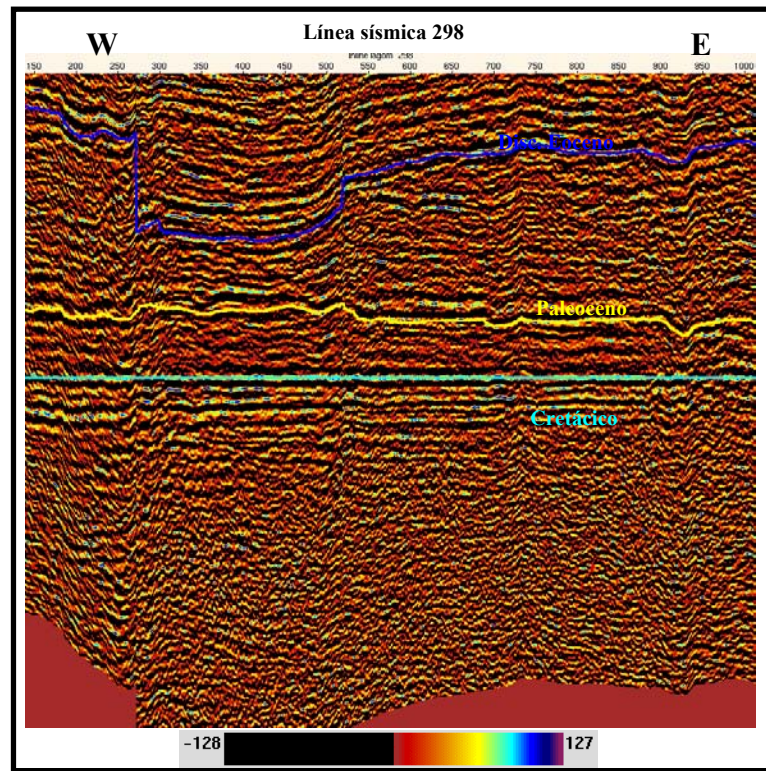


Figura 4.20. Línea sísmica 298 con horizonte aplanado (horizon flattening) del Cretácico inferior.

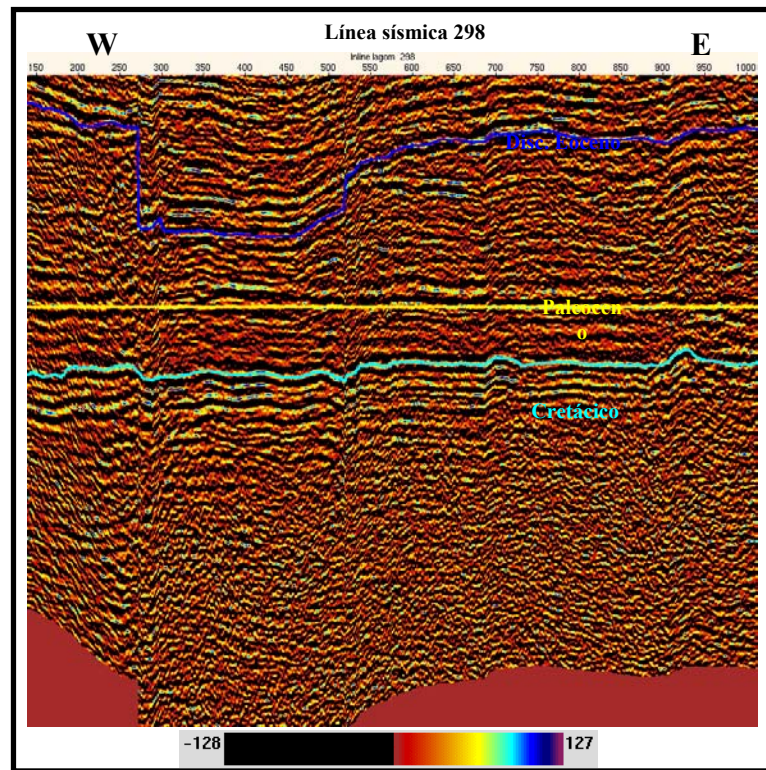


Figura 4.21. Línea sísmica 298 con horizonte aplanado (horizon flattening) Paleoceno (Formación Guasare).

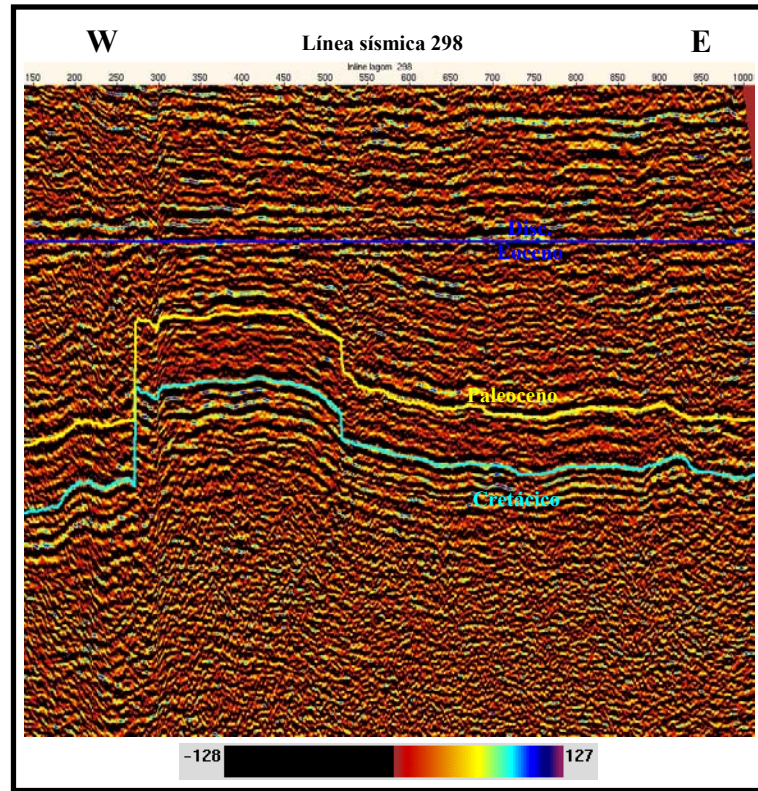


Figura 4.22. Línea sísmica 298 con horizonte aplanado (horizon flattening) de la Discordancia del Eoceno.

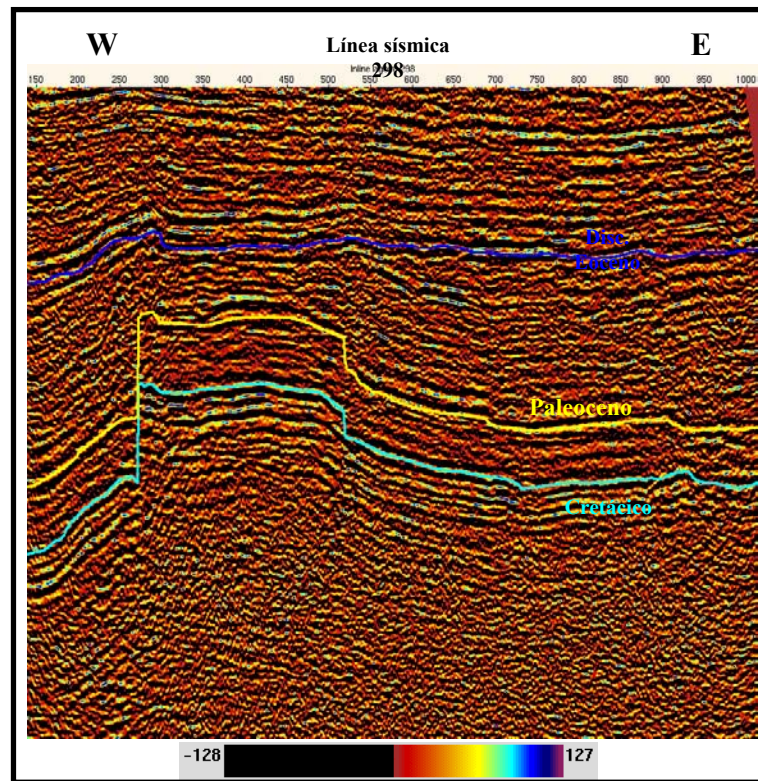


Figura 4.23. Línea sísmica 298 con horizontes interpretados sin ser aplanados de la Discordancia del Eoceno, Paleoceno y Cretácico.

5. ATRIBUTOS SÍSMICOS

5.1 Consideraciones teóricas

Los conceptos y definiciones referente a los atributos sísmicos que se presentan en este capítulo han sido extraídos del trabajo realizado por Briceño et al., (1999). En éste se define a los atributos sísmicos como medidas específicas geométricas, dinámicas o rasgos estadísticos derivados de los datos sísmica que pueden ser relacionados a tópicos específicos de yacimientos y/o anomalías del subsuelo, los cuales ayudan directa o indirectamente a la exploración de hidrocarburos.

Existen atributos que reflejan fenómenos físicos explicables (amplitudes, tiempo de tránsito, etc.), mientras que otros no pueden ser definidos como procesos físicos aceptables (promedio de la frecuencia instantánea, amplitudes combinadas de varios eventos, etc.) y/o procesos de presentación gráfica de la información (“horizon slice”). En la práctica se analizan ambos tipos, buscando una correlación entre éstos y propiedades petrofísicas estimadas de registros de pozos.

Las ondas sísmicas que se registran pueden ser tratadas como una señal analítica con partes real e imaginaria. Sólo la parte real es detectada y representada mientras que la parte imaginaria es la transformada de Hilbert de la parte real. Una traza sísmica compleja puede ser descrita como un factor dependiente del tiempo. Bajo este concepto se puede expresar a la traza sísmica observada, $f(t)$, como:

$$f(t)=R(t) \cos \theta (t)$$

Donde:

$R(t)$ es la envolvente de la traza sísmica (curva de baja frecuencia obtenida a través de suavizar picos adyacentes de amplitud);

y $\theta (t)$ es la fase.

Para dibujar las partes real e imaginaria de la traza sísmica, se debe considerar que la traza $f(t)$ es generada por un vector que rota en función del tiempo, y que además varía en longitud a lo largo del tiempo.

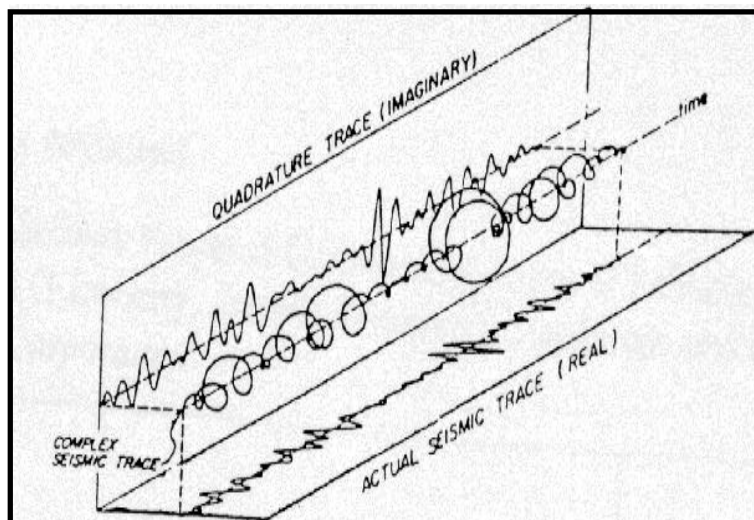


Figura 5.1. Representa la traza sísmica compleja, se observan su parte real e imaginaria (tomado de Briceño et al., 1999).

La traza sísmica observada es la proyección de este vector sobre el plano real. Su proyección sobre la parte imaginaria genera la traza cuadratura, $h(t)$ y se define como:

$$h(t) = R(t) \sin \theta(t)$$

Existen dos grandes categorías generales en las cuales se pueden clasificar los atributos:

- Atributos Geométricos: son aquellos calculados a partir de la configuración y continuidad de la reflexión. Se utilizan en la interpretación estructural y estratigráfica.
- Atributos Físicos: Atributos determinados a través de trazas complejas, fases y otros que corresponden a las diversas medidas del frente de onda propagante. Permiten la predicción o extrapolación de características litológicas o de yacimiento.

Otro tipo de clasificación de atributos es el siguiente: según el tipo de datos (pre-apilamiento y post-apilamiento) y según el tipo de proceso (instantáneos, interválicos, multitrazas y azimutales). Los atributos extraídos de la data sísmica y asociados con una superficie son aquellos que proveen información acerca de como varían en o entre límites geológicos, para ellos lo podemos clasificar en tres métodos de extracción: instantáneos, acotados a una traza sencilla y los acotados a multitrazas.

Los instantáneos son aquellos derivados del análisis de la traza compleja de la data sísmica en la posición del evento. Mientras los eventos de atributos acotados a una traza sencilla son extraídos para ventanas variables ya sea en su longitud o posición sobre la traza sísmica cuando nos movemos de una traza a otra, los límites son definidos por eventos sísmicos

interpretados. También son asociados a ventanas variables los eventos de atributos acotados en multitrizas.



Figura 5.2. Representación del atributo sísmico instantáneo en la traza sísmica (tomado de Briceño et al., 1999)..

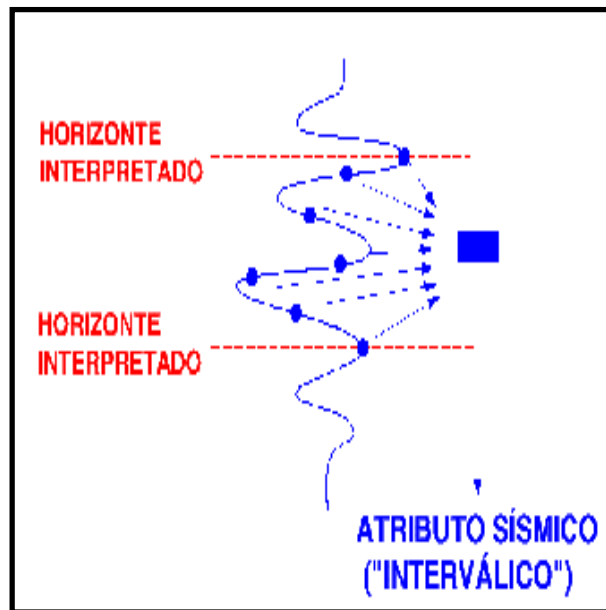


Figura 5.3. Representación del atributo sísmico interválico en la traza sísmica (tomado de Briceño et al., 1999).

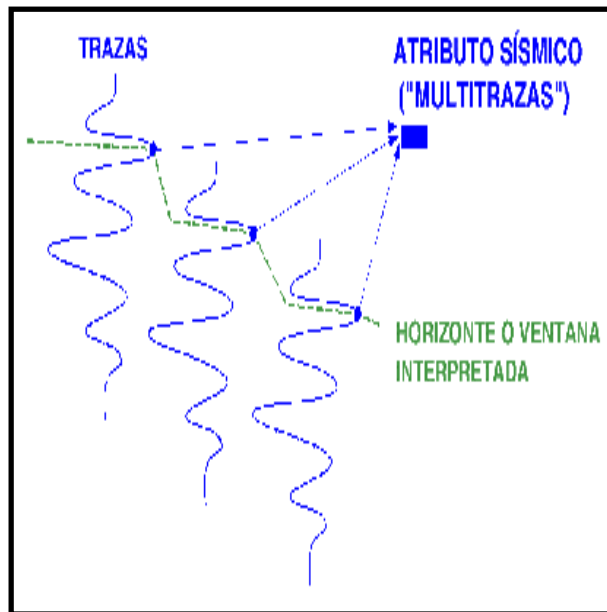


Figura 5.4. Representación del atributo sísmico multitrazas en la trazas sísmicas (tomado de Briceño et al., 1999).

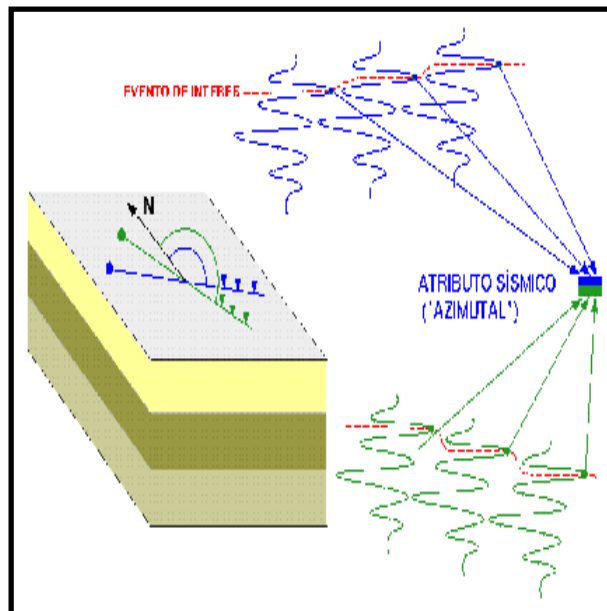


Figura 5.5. Representación del atributo sísmico azimutal en las trazas sísmicas (tomado de Briceño et al., 1999).

Tres tipos de mapas de atributos pueden ser generados:

- Basados en Superficie: éstos provienen de la información de los datos sísmicos en o cerca del horizonte interpretado. Por ejemplo, un mapa de amplitud, el cual muestra variaciones en la amplitud a lo largo de una superficie particular.

- Basados en Volumen: estos mapas describen cambios dentro de un intervalo específico. El intervalo puede ser definido como una ventana de tiempo alrededor del horizonte o como un intervalo entre dos horizontes.
- Basados en el Grid: estos incluyen mapas de buzamiento (dip), mapas de curvatura, rumbo (azimut), segunda derivada (edge) y de iluminación artificial. Todos estos mapas están basados en el “grid”.

A continuación se presentan atributos derivados directamente de la traza sísmica compleja; éstos pueden ser calculados sobre una superficie o volumen:

- Amplitud Sísmica: Esta función lee el valor de la amplitud de la traza a un horizonte en tiempo o profundidad. El calculo del atributo es hecho en el horizonte interpretado, a un tiempo fijo o ajustando el horizonte a un evento (pico, valle, corte en amplitud). Este atributo se usa para identificar “bright spots” y “dim spots”.
- Cuadratura de la Amplitud: Representa la parte imaginaria de la traza sísmica y es encontrada usando la transformada de Hilbert sobre la traza real. Se aplica para identificar “bright spots” y en análisis AVO (Variación de la amplitud con respecto a la distancia fuente-receptor).
- Intensidad de la Reflexión: La amplitud de la traza compleja $F(t)$ es conocida como la intensidad de la reflexión o también como la función envolvente. Este atributo es regularmente usado para identificar “bright spots”, “dim spots”, “flat spots” u otros cambios laterales de litología, contenido de fluidos o cambios estratigráficos.
- Fase Instantánea: Es definida como la fase de la traza compleja. Es independiente de la intensidad de la reflexión, y por lo tanto puede resaltar la continuidad de un evento, si la señal es muy ruidosa. Se usa para mostrar patrones depositacionales: acuñamientos, discordancias angulares, zonas de engrosamiento y afinamiento, “offlap”, “onlap”, difracciones, y la interferencia de eventos con diferente buzamiento.
- Frecuencia Instantánea: Es definida como la tasa de cambio de la fase instantánea. Es calculada como la derivada de la función arcotangente y es un número que describe que tan rápidamente la fase de la traza compleja cambia. Es usada para resaltar eventos débiles y en la estimación del factor de atenuación sísmica, cuando los yacimientos de hidrocarburos causan una caída de las componentes de alta frecuencia.
- Polaridad Aparente: Es el signo de la traza sísmica cuando la intensidad de la reflexión tiene su valor máximo (+1 ó -1). En otras palabras, es la polaridad de la reflexión (+1 ó -1)

multiplicada por la intensidad de la reflexión. Se usa en la evaluación de “bright spots” debido a que responde proporcionalmente a la impedancia acústica.

- **Atributos de Respuesta:** Son definidos como los atributos de traza compleja donde la intensidad de la reflexión tiene un máximo local, y son asignados a todo el intervalo de datos entre dos mínimos adyacentes. Se aplican los atributos de respuesta como una forma alternativa para mostrar los atributos instantáneos.
- **Coseno de la Fase:** Es simplemente el coseno de la fase instantánea y es aplicable en los mismos casos que ésta. Regularmente es más usada debido a que su expresión gráfica es mucho más fácil de interpretar porque su rango de variación va de -1 a 1.
- **Derivadas de la Amplitud Sísmica:** La primera derivada calcula la pendiente de la tangente de la amplitud sísmica seleccionada. La segunda derivada mide la variación en las tangentes de las amplitudes sísmicas seleccionadas, directamente por encima y por debajo del horizonte interpretado.

Los atributos calculados a partir de la configuración y continuidad de la reflexión también son definidos como atributos sísmicos estructurales. La extracción de estos atributos ayuda a revelar tendencias de fallas, alineaciones y de anomalías estructurales que no son fáciles de observar o no son bien definidas por los mapas estructurales en tiempo. Los mapas de dichos atributos son basados en el grid, dentro de estos se pueden definir los siguientes:

- **Atributo sísmico de Buzamiento (Dip):** un mapa de buzamiento muestra la magnitud del gradiente tiempo. Se construye comparando cada muestra del horizonte con dos muestras adyacentes en direcciones ortogonales. El algoritmo matemático utilizado para el cálculo de este tipo de mapa es el siguiente:

$$\text{Dip} = ((dt/dy)^2 + (dt/dx)^2)^{1/2} * 100$$

Donde dt/dx es el buzamiento en la dirección x y dt/dy es el buzamiento en la dirección y .

- **Atributo sísmico de rumbo (azimut):** este atributo muestra la dirección de la máxima pendiente. El mapa de rumbo se construye comparando cada muestra del horizonte con dos muestras adyacentes en direcciones ortogonales. Se establece un plano entre tres puntos, este plano tiene una dirección de buzamiento en grados. El algoritmo matemático utilizado para el cálculo de este tipo de mapa es el siguiente:

$$\text{Azimut} = \arctg((dt/dy) / (dt/dx))$$

Donde dt/dx es el buzamiento en la dirección x y dt/dy es el buzamiento en la dirección y .

- Atributo sísmico de segunda derivada (edge): la segunda derivada enfatiza las discontinuidades en una imagen, detecta los cambios de buzamiento en un horizonte, usando un algoritmo distinto al usado para calcular mapas de buzamiento. La segunda derivada implica la comparación de puntos alrededor de una sola muestra puntual, en una imagen original. Existen muchos algoritmos desarrollados para realizar esta comparación. Uno de estos es el que compara muestras en ambos lados de cada muestra puntual, llamado detección de bordes o una matriz 3x3 (tres muestras de cada lado de un punto en diferentes direcciones), esta técnica se ilustra en el siguiente esquema:

A	B	C
D	E	F
G	H	I

En este esquema la muestra puntual está definida por la letra E, la diferencia entre las columnas es igual a x y la diferencia entre las filas es igual a y . Las ecuaciones para calcular x e y en la muestra puntual son las siguientes:

$$X = (C + 2 * F + I) - (A + 2 * D + G)$$

$$Y = (A + 2 * B + C) - (G + 2 * H + I)$$

$$\text{Borde} = X^2 + Y^2$$

El resultado de los cálculos de la segunda derivada es un plano que conecta los resultados de la matriz 3x3 en cada muestra del horizonte original.

5.2. Elaboración de mapas de atributos sísmicos

A partir de los mapas de horizontes sísmicos interpretados en tiempo, se realizaron en primer lugar los mapas de atributos estructurales (basados en el grid) y posterior a estos se elaboraron los mapas de atributos basados en superficie y en volumen. Todos estos mapas se elaboraron en el *Attribute Map Generator* de *Charisma*TM.

Se generaron tres tipos de mapas de atributos estructurales para cada uno de los horizontes, estos fueron: mapa de buzamiento (dip), mapa de rumbo (azimut) y mapa de segunda derivada (edge).

Los otros mapas de atributos sísmicos generados para los horizontes de interés fueron: amplitud sísmica, cuadratura de la amplitud, intensidad de reflexión, frecuencia instantánea, polaridad aparente, coseno de la fase, respuesta de la intensidad, respuesta de la frecuencia, respuesta de la fase y primera y segunda derivada de la amplitud.

Estos mapas se trabajaron de dos formas distintas. La primera fue generar estos en la superficie original ó horizontes de interés, y con intervalos de tiempo por encima (-) o por debajo (+) del horizonte. Estos intervalos fueron de 8 ms, 12 ms, 24 ms, 32 ms y 64 ms. La segunda consistió en generar los mapas dentro de un volumen, bien sea generado entre dos de los horizontes interpretados o creando superficies constantes de estos pero con ventanas de tiempo por encima o por debajo del horizonte original.

También se crearon superficies horizontalizadas (horizon slice) por encima o por debajo para cada uno de los horizontes.

En este proyecto se trabajo con dos nuevas aplicaciones de *Charisma*TM: *Seisclass*TM para la clasificación de atributos múltiples; y la generación de mapas de atributos sísmicos del Espectro de Reflexión del Volumen (VRS).

La aplicación *Seisclass*TM es una herramienta de clasificación de facies sísmicas que utiliza un sistema de red neural y otras técnicas de clasificación para calcular los parámetros sísmicos y del yacimiento a partir de los atributos sísmicos. La generación de atributos VRS ofrece una descomposición de espectros de la señal sísmica sobre un intervalo del volumen 3D designado y puede ser utilizado como datos de entrada para ejecutar una clasificación *Seisclass*TM de atributos, permitiendo un nuevo y mejor control para delinear regiones del yacimiento con características similares.

5.3. Análisis de mapas de atributos sísmicos

Los mapas de atributos sísmicos estructurales se utilizaron como herramienta de soporte de la elaboración del marco estructural. En estos mapas se reconocieron y verificaron los ejes principales de las fallas, así como fallas menores asociadas a esos ejes principales. La base del éxito de los mapas atributos estructurales radica en que permiten apreciar el rumbo de las fallas arealmente, sin importar el sentido de su buzamiento. De esta manera permiten validar y mejorar sustancialmente los polígonos realizados por el interprete.

En los mapas de buzamiento de las figuras 5.6, 5.7, 5.8 y 5.9, se pueden observar claramente muchas de las fallas interpretadas y que cortan a cada horizonte, también se aprecia la geometría estructural de estas superficies. Los mapas de rumbo de las figuras 5.10, 5.11, 5.12 y 5.13 permiten observar en que dirección buzan los horizontes y las fallas presentes en estos, estas direcciones se pueden corroborar con la ayuda de la visualización en tres dimensiones de estos mapas en *Geoviz*TM. Los mapas de segunda derivada al igual que los mapas de buzamiento permiten visualizar la geometría de las estructuras, estos se pueden apreciar en las figuras 5.14, 5.15, 5.16, y 5.17.

Por otro lado, los mapas de atributos derivados de la traza sísmica compleja (amplitud sísmica, fase instantánea, frecuencia instantánea, otros), muchas veces guardan relación con las variables petrofísicas (porosidad, ANP, ANT y otras) o son utilizados para definir litología. Para el análisis de estos mapas de atributos no se contó con una evaluación petrofísica para los intervalos interpretados (C-4, C-7 y la Formación Guasare). Por esta razón se compararon los valores de los atributos con valores de producción de los pozos del área en cada uno de los intervalos mencionados anteriormente. Esta comparación se hizo mediante regresiones lineales. Para la misma se tomaron valores puntuales de todos los atributos generados, en cada uno de los pozos con producción en los intervalos. Cada atributo fue comparado por separado con la producción acumulada en el área. Los resultados obtenidos de esta comparación a partir de las regresiones lineales fueron valores de correlación muy bajos, por lo que podemos decir que los atributos sísmicos generados no tiene relación alguna con la producción. Estos valores de correlación, los valores de atributos en los pozos y los valores de producción anual y acumulada aparecen en tablas ubicadas en los apéndices.

La mayoría de los mapas de atributos sísmicos generados para el horizonte de mayor interés en este estudio, la Formación Guasare, mostraron cierta tendencia o anomalía de las facies sísmica en colores azul oscuro y morado. Los mapas de atributos que mejor respondieron a esta

anomalía fueron los basados en el volumen y relacionados con la amplitud sísmica y la polaridad aparente.

La figura 5.18 muestra los horizontes constantes creados a partir del horizonte correspondiente a la Formación Guasare para generar un volumen del mismo. Uno de estos horizontes fue creado con una ventana de -32 ms, es decir, 32 ms por encima del horizonte original, mientras el otro fue creado con una ventana de 24 ms por debajo del horizonte original. Estos dos horizontes constantes, también fueron utilizados para la reconstrucción de la traza sísmica y generación de atributos sísmicos VRS como lo muestra la figura 5.25.

En los mapas de atributos de la Formación Guasare correspondientes a la amplitud RMS, máxima amplitud, desviación estándar de la amplitud y polaridad sísmica aparente integrada, de las figuras 5.19, 5.20, 5.21, y 5.22 respectivamente, se puede observar con claridad la tendencia o anomalía mencionada anteriormente. Estos mapas de atributos fueron comparados con los mapas de electrofacies generados para 4 unidades que se definieron dentro de la Formación Guasare, atribuyendo esta tendencia cierta relación geométrica representada en algunos de los mapas de electrofacies.

Las figuras 5.23 y 5.24 muestran los mapas de electrofacies de las unidades U1 y U4 respectivamente, siendo estas unidades las que mayores contenido de arena poseen y tienen una tendencia sedimentológica similar a la tendencia observada en los mapas de atributos sísmicos.

Los mapas atributos VRS generados para la Formación Guasare permitieron corroborar la anomalía observada en los otros mapas de atributos, siendo el mapa con un coeficiente espectral de grado siete donde mejor se puede observar esta anomalía (figura 5.26).

A partir de los mapas de atributos en los cuales se observaba la tendencia se generó en el modulo *Seisclass*TM un mapa basado en dos facies sísmicas como se muestra en la figura 5.27. La primera en color azul representa los datos de los atributos que se encuentran fuera de la tendencia observada, mientras la segunda, de color rojo, representa los datos de los atributos pertenecientes dicha tendencia.

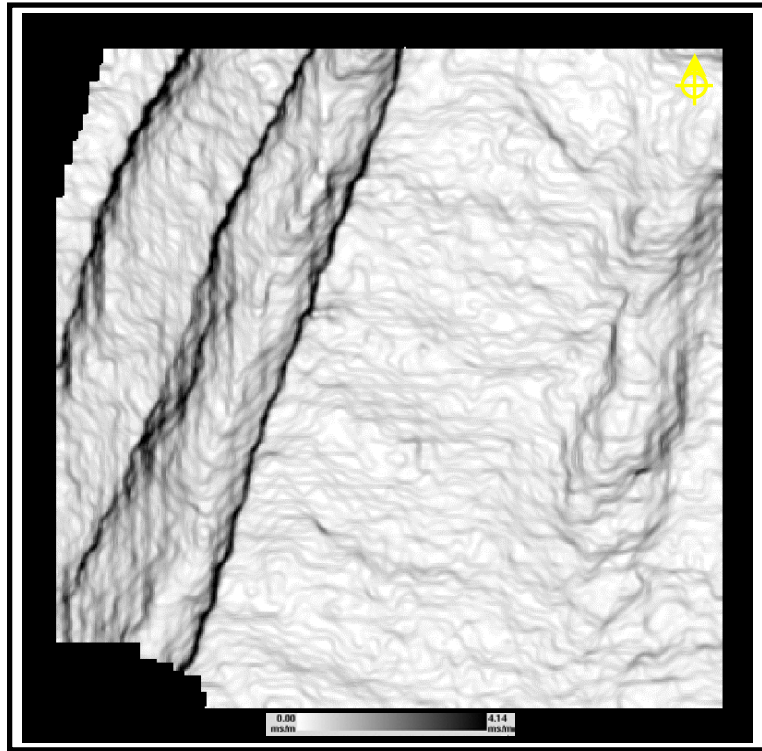


Figura 5.6. Mapa de buzamiento (dip) de la Discordancia del Eoceno, en el se distinguen los lineamientos estructurales Lama-Icotea y del Este.

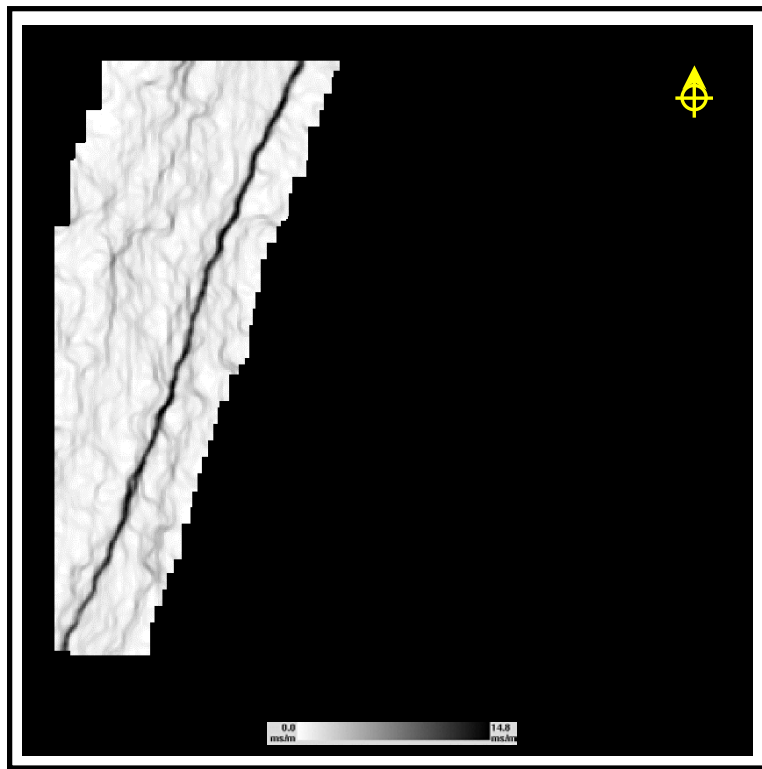


Figura 5.7. Mapa de buzamiento (dip) del tope de la arena C-4, se observa claramente una de las fallas inversas del lado oeste.

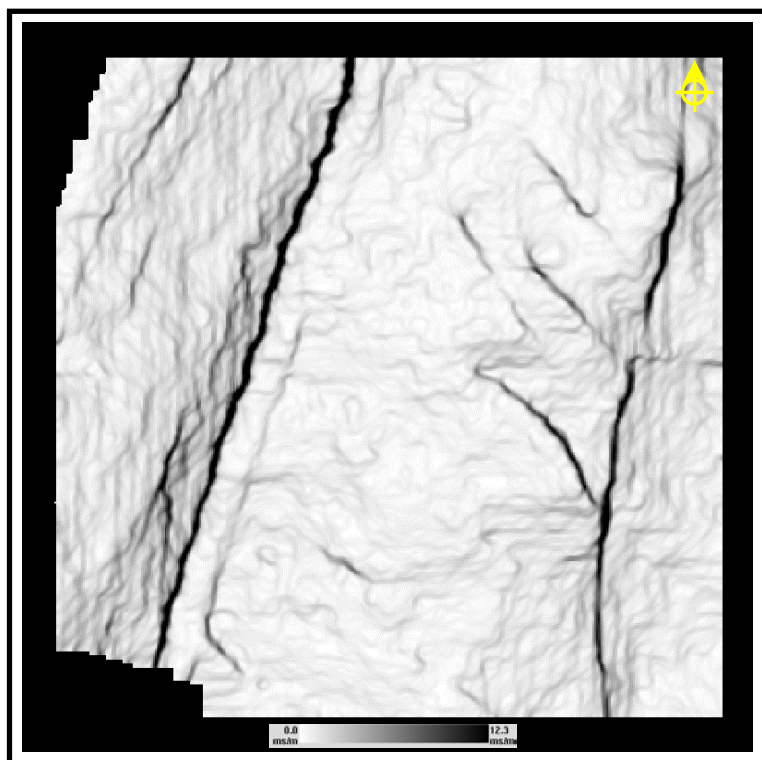


Figura 5.8. Mapa de buzamiento (dip) del tope de la arena C-7, se observan claramente la Falla Icotea, Falla del Atico y Falla del Este, además de las fallas normales de la zona del Pilar.

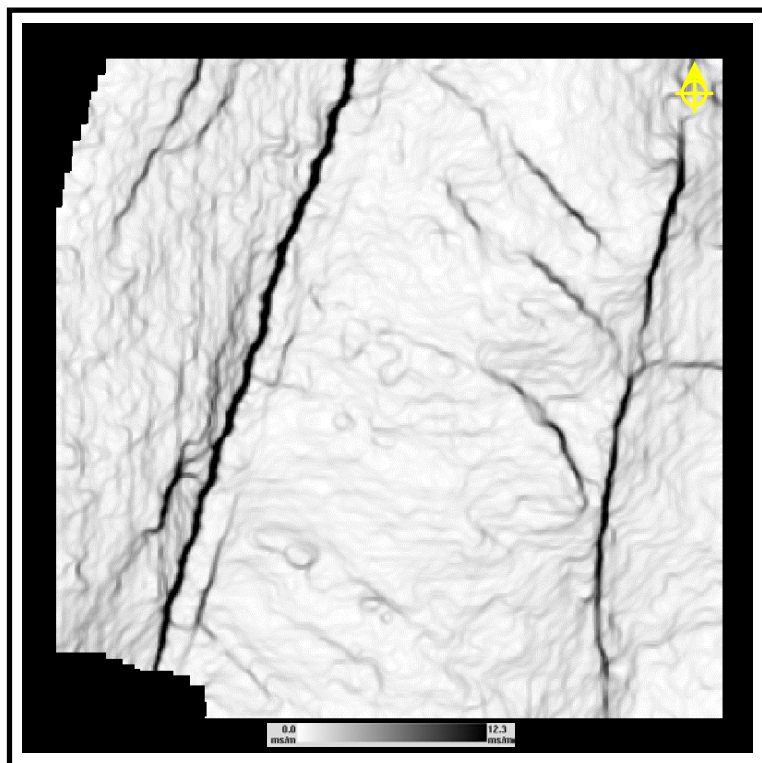


Figura 5.9. Mapa de buzamiento (dip) del tope de la Formación Guasare, al igual que en la figura anterior en esta se observan claramente la Falla Icotea, Falla del Atico y Falla del Este, además de las fallas normales de la zona del Pilar.

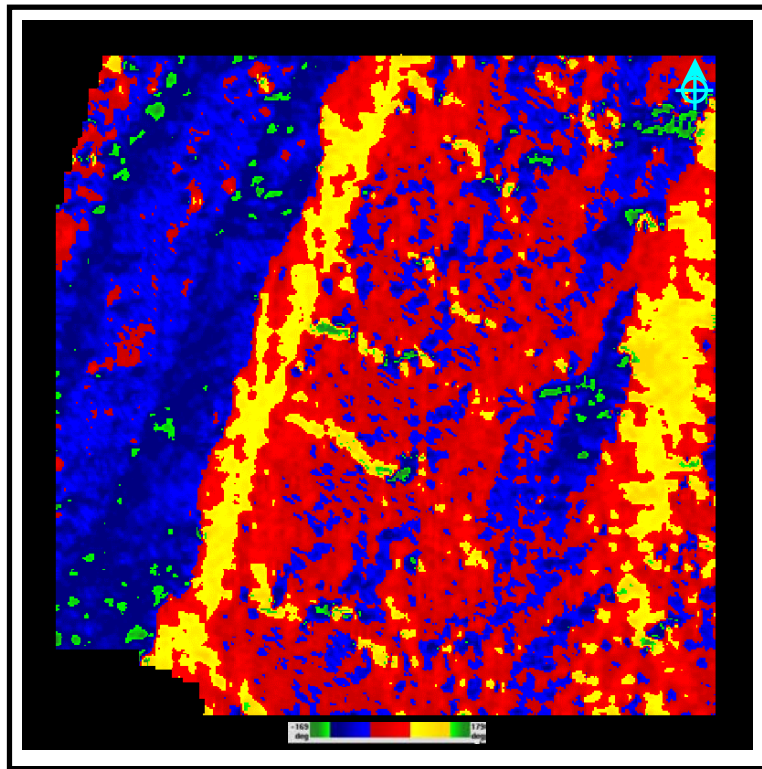


Figura 5.10. Mapa de rumbo (azimut) de la Discordancia del Eoceno. El color azul en la zona oeste representa una dirección de buzamiento SO-ONO de la discordancia; el color amarillo en la zona central representa la dirección de buzamiento NE de las fallas normales de la zona del Pilar y el color rojo representa la dirección de buzamiento SES de esta superficie.

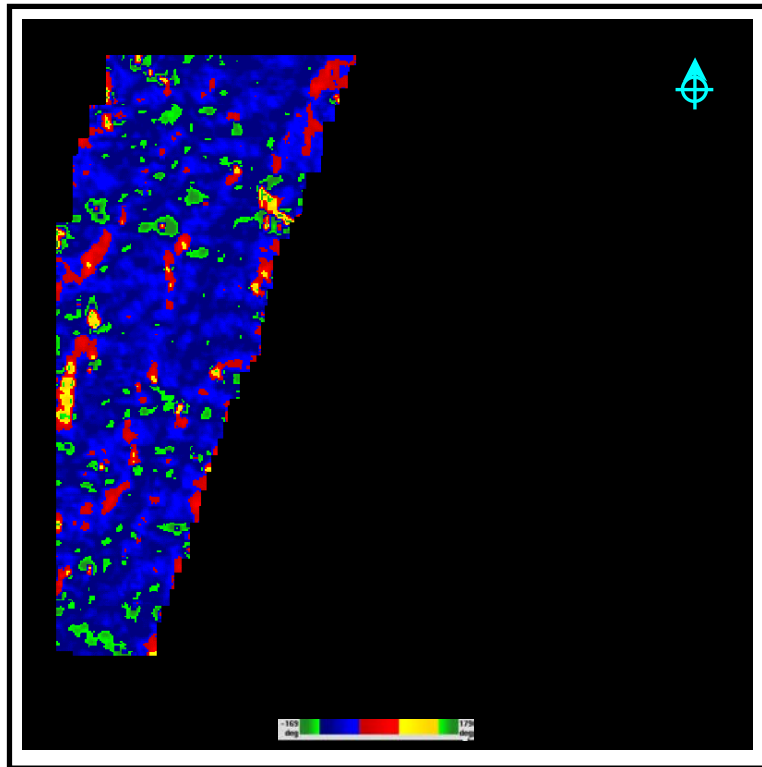


Figura 5.11. Mapa de rumbo (azimut) del tope de la arena C-4. El color azul representa una dirección de buzamiento SO-ONO de la superficie.

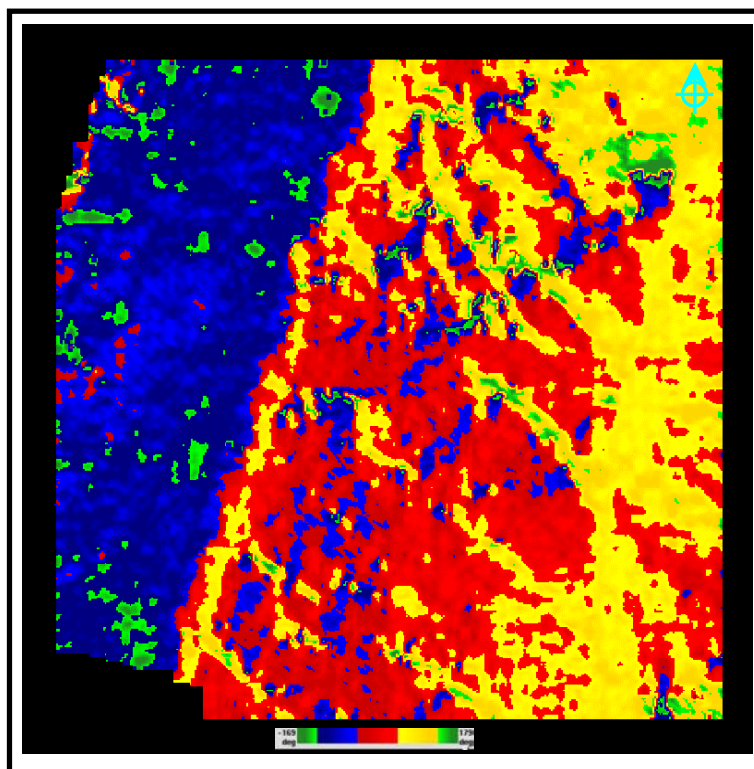


Figura 5.12. Mapa de rumbo (azimut) del tope de la arena C-7. El color azul en la zona oeste representa una dirección de buzamiento SO-ONO de la discordancia; el color amarillo en la zona central representa la dirección de buzamiento NE de las fallas normales de la zona del Pilar y el color rojo representa la dirección de buzamiento SES de esta superficie.

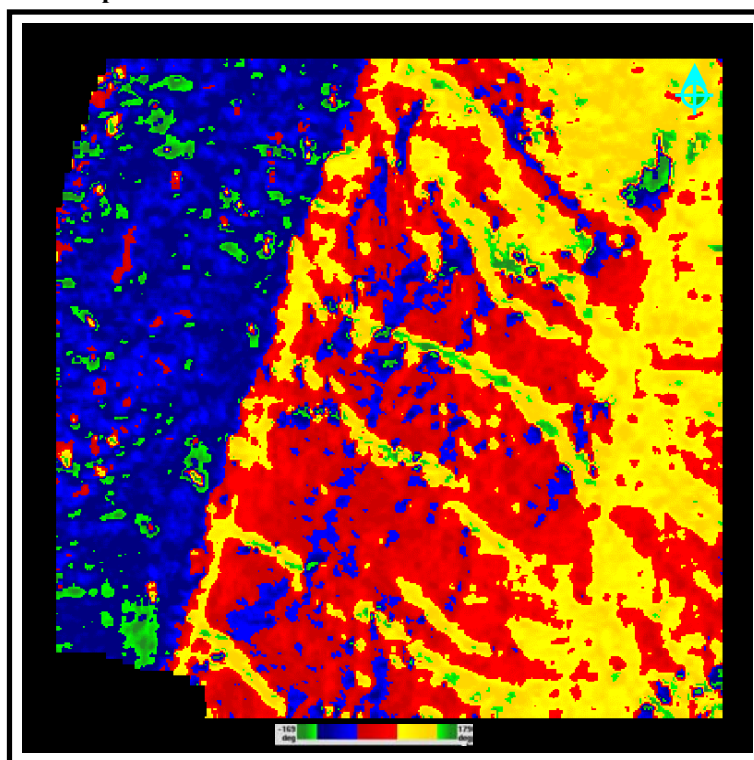


Figura 5.13. Mapa de rumbo (azimut) del tope de la Formación Guasare. El color azul en la zona oeste representa una dirección de buzamiento SO-ONO de la discordancia; el color amarillo en la zona central representa la dirección de buzamiento NE de las fallas normales de la zona del Pilar y el color rojo representa la dirección de buzamiento SES de esta superficie.

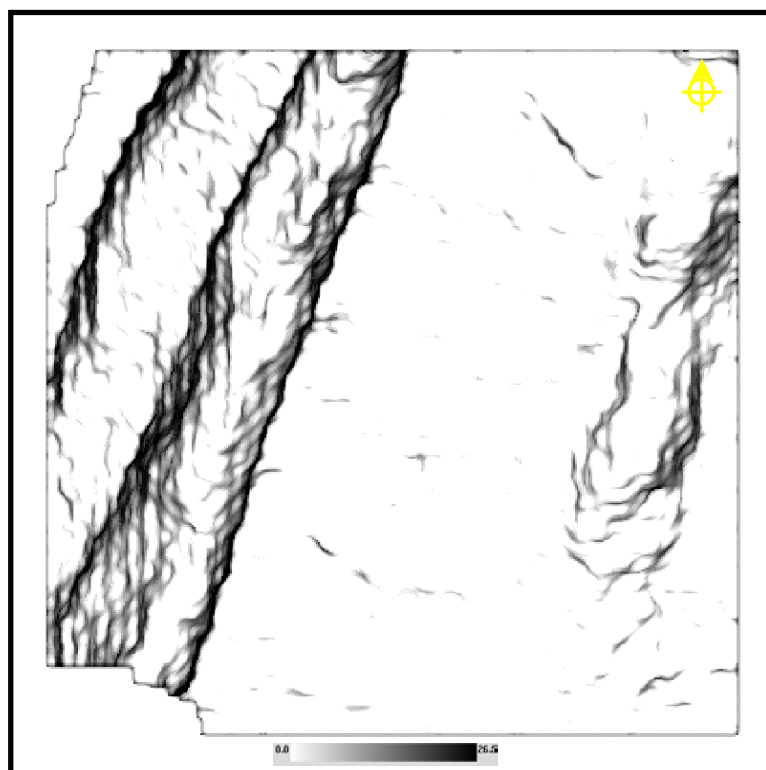


Figura 5.14. Mapa de segunda derivada (edge) de la Discordancia del Eoceno, al igual que en el mapa de buzamiento en este se distinguen los lineamientos estructurales Lama-Icotea y del Este.

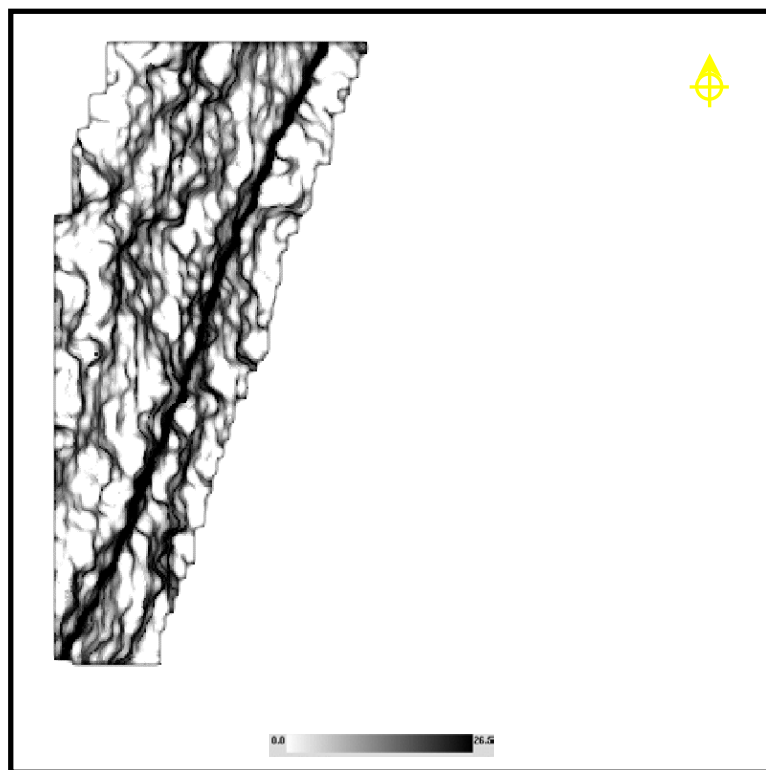


Figura 5.15. Mapa de segunda derivada (edge) del tope de la arena C-4, se observa claramente una de las fallas inversas del lado oeste.

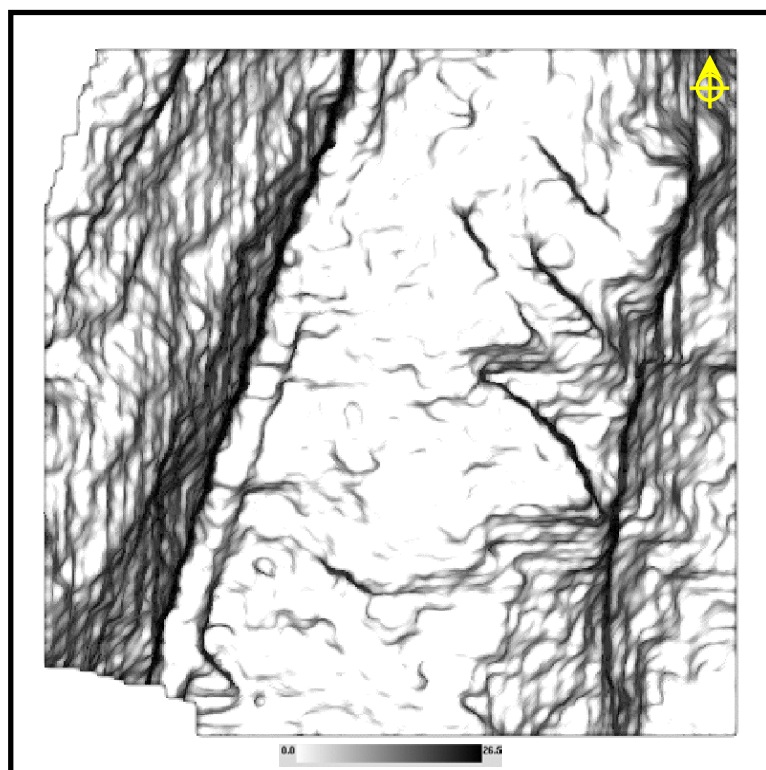


Figura 5.16. Mapa de segunda derivada (edge) del tope de la arena C-7, se observan claramente la Falla Icotea, Falla del Atico y Falla del Este, además de las fallas normales de la zona del Pilar.

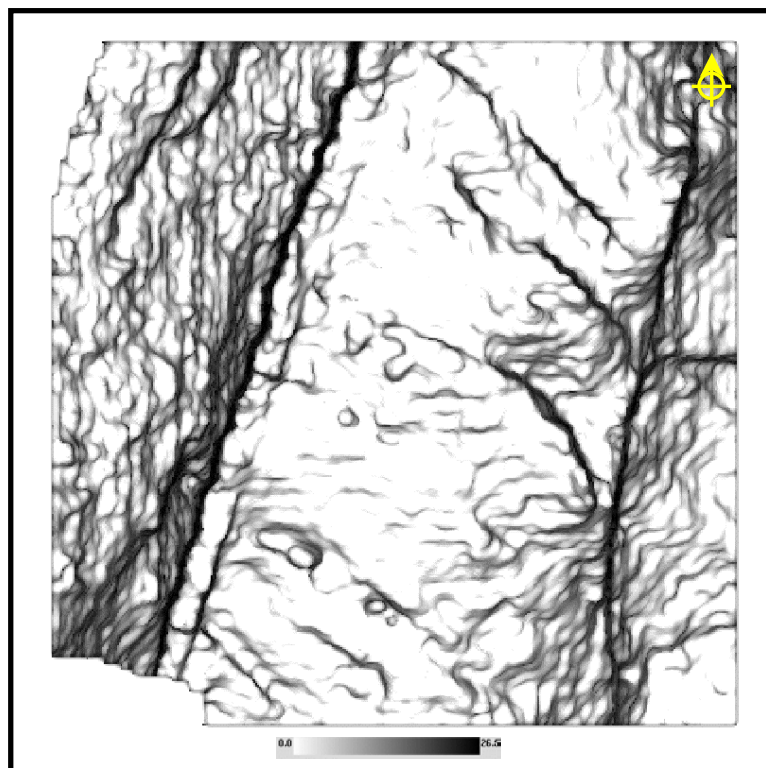


Figura 5.17. Mapa de segunda derivada (edge) del tope de la Formación Guasare, al igual que en la figura anterior en esta se observan claramente la Falla Icotea, Falla del Atico y Falla del Este, además de las fallas normales de la zona del Pilar.

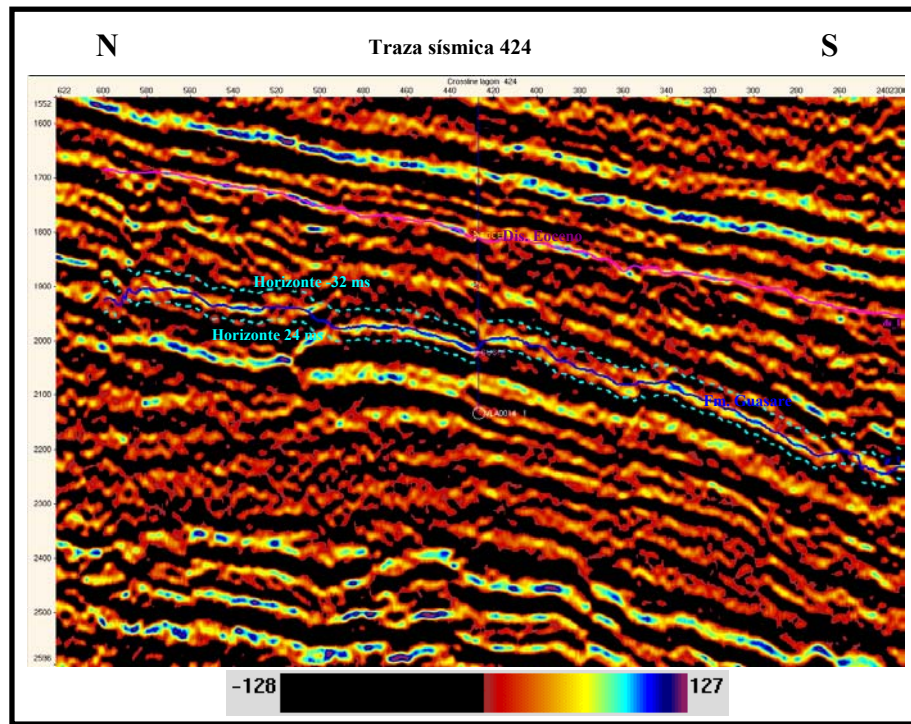


Figura 5.18. Traza sísmica 424. Se observan los horizontes de la Formación Guasare, Discordancia del Eoceno y los dos horizontes constantes creados para realizar los mapas de atributos basados en el volumen de la Formación Guasare.

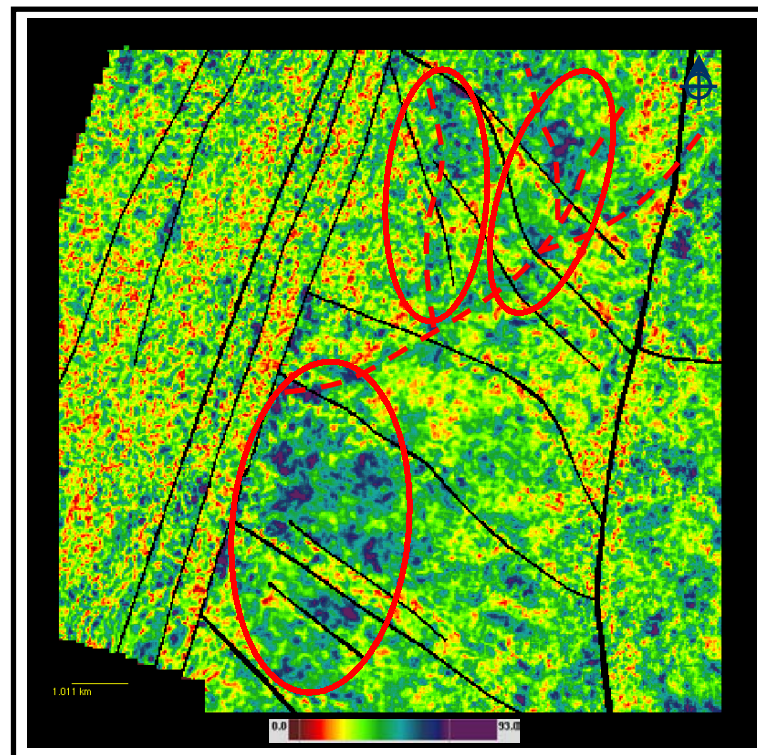


Figura 5.19. Mapa de atributo de amplitud RMS de la Formación Guasare (basado en el volumen). En círculos se encuentran los mayores valores de amplitud, los cuales siguen cierta tendencia.

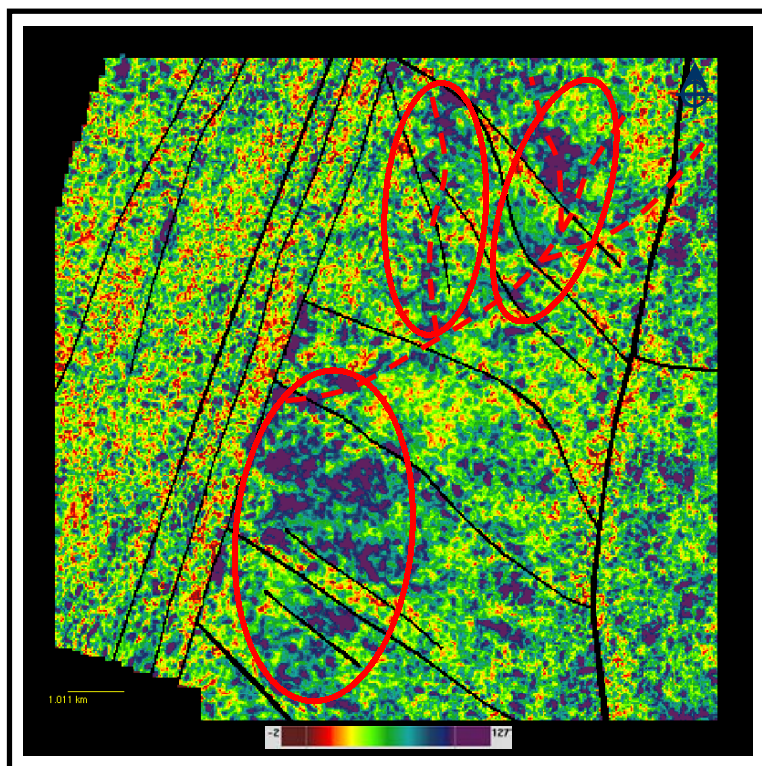


Figura 5.20. Mapa de atributo de máxima amplitud de la Formación Guasare (basado en el volumen). En círculos se encuentran los mayores valores de amplitud, los cuales siguen cierta tendencia.

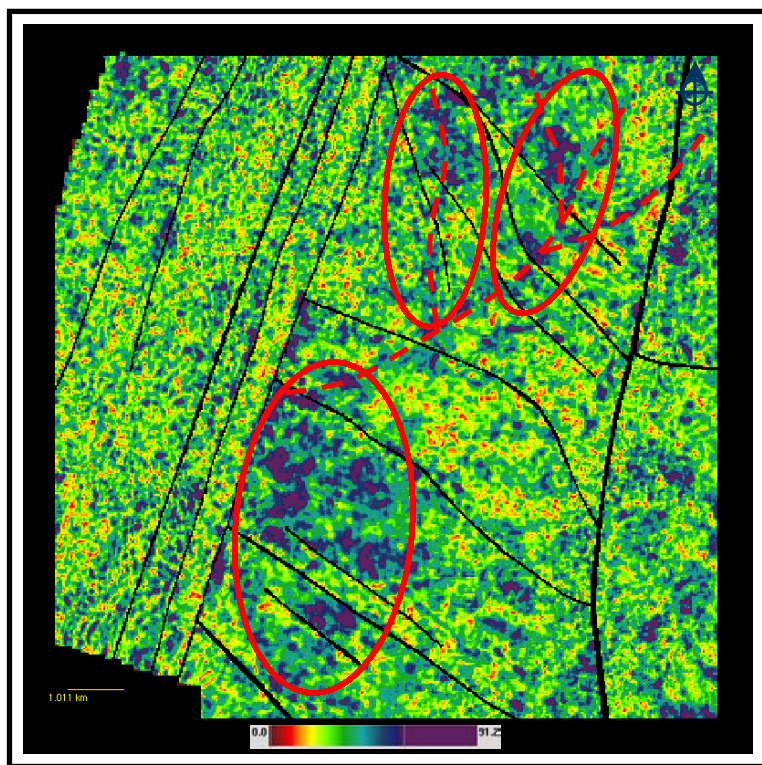


Figura 5.21. Mapa de atributo de desviación estándar de la amplitud de la Formación Guasare (basado en el volumen). En círculos se encuentran los mayores valores de amplitud, los cuales siguen cierta tendencia.

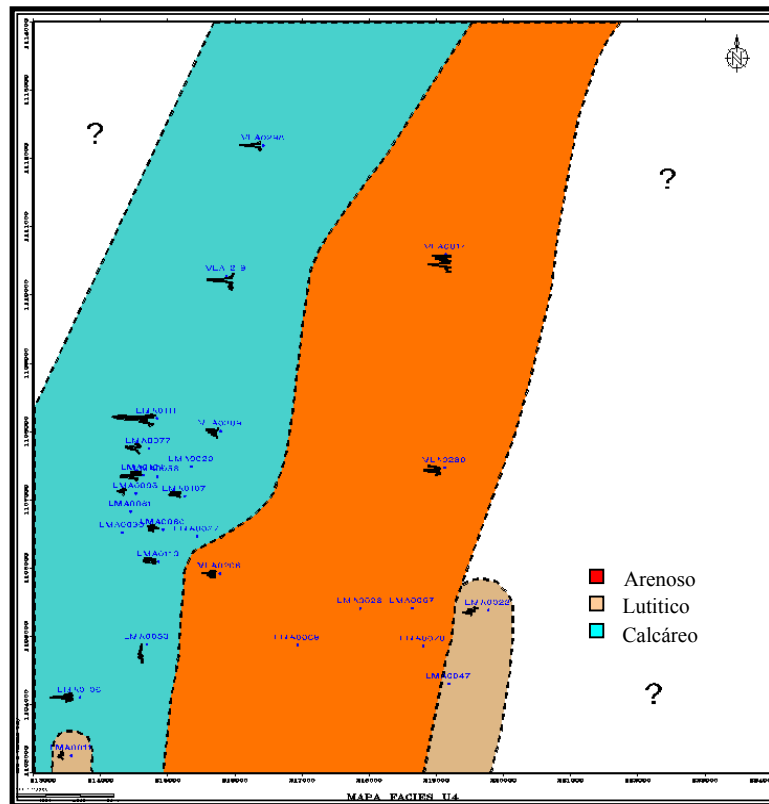


Figura 5.24. Mapa de electrofacies de la unidad U4 de la Formación Guasare.

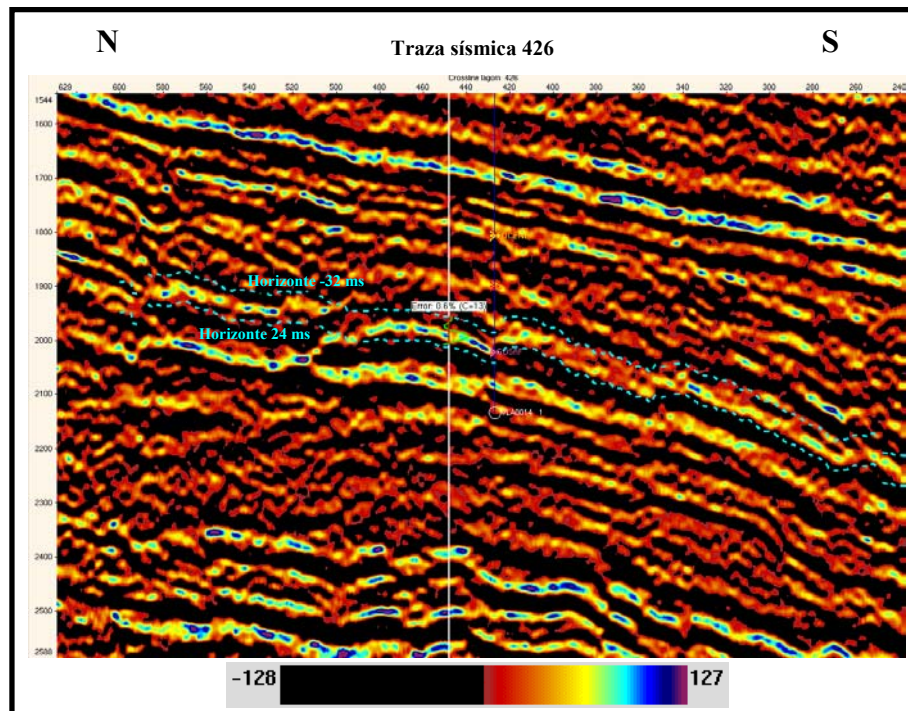


Figura 5.25. Traza sísmica 426. Se observan los dos horizontes constantes creados para realizar los mapas de atributos basados en el volumen de la Formación Guasare, además de la traza reconstruida para los atributos VRS con un coeficiente de grado trece y su error.

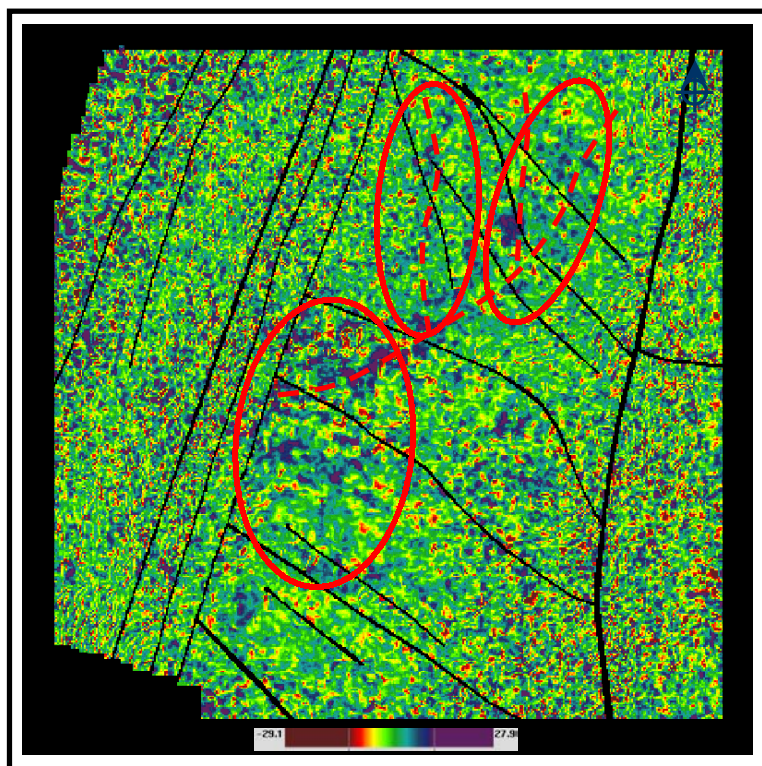


Figura 5.26. Mapa de atributo VRS con coeficiente de grado siete de la Formación Guasare. En círculos se destaca la misma tendencia observada con los otros atributos.

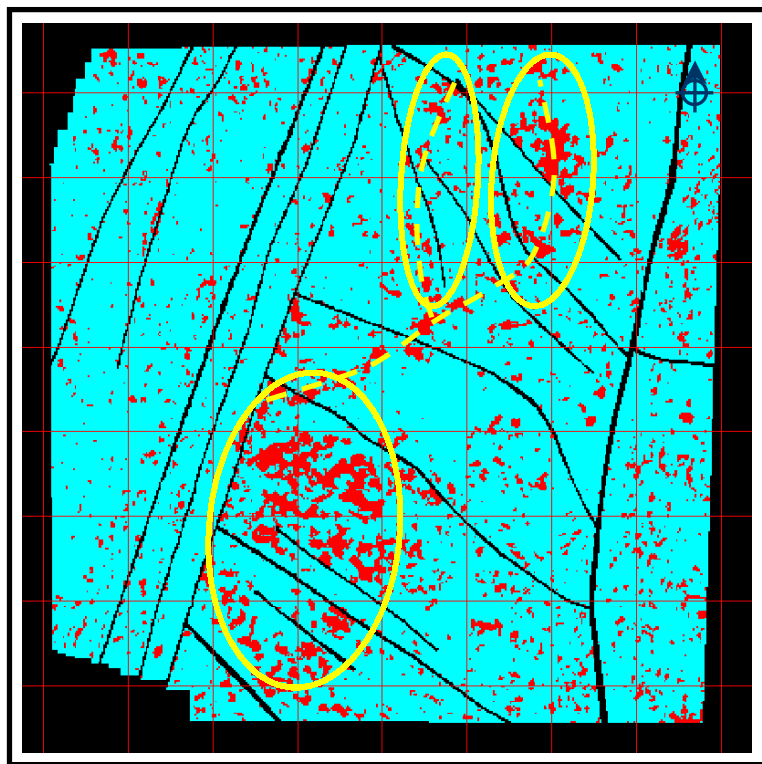


Figura 5.27. Mapa de clasificación de atributos de la Formación Guasare generado en *Seisclass*[™]. Este mapa fue generado a partir de los mapas de amplitudes basados en el volumen y de los mapas de atributos VRS. El color rojo representa la facies sísmica que más destaca en la mayoría de los mapas de atributos y el color azul el resto de las facies sísmicas que no se tomaron en cuenta en el análisis.

6. CONVERSIÓN TIEMPO-PROFUNDIDAD

6.1 Conversión de mapas estructurales en tiempo a profundidad

La conversión tiempo-profundidad es un paso importante para evitar distorsiones en la estructura causadas por variaciones de velocidad. Una vez correlacionado en tiempo, el modelo estructural fue convertido a profundidad usando la aplicación *InDepth*TM de *Charisma*TM. En general, el proceso consistió de los siguientes pasos:

- Calcular velocidad promedio para cada horizonte sísmico usando el valor de tiempo doble interpretado y las tablas de tiempo-profundidad de los 4 pozos con T-Z (sí penetraron) en el modelo.
- Generar un mapa a partir de los valores de velocidades promedio sobre toda el área. Su calidad depende de la cantidad, ubicación y variabilidad de las velocidades de pozo.
- Calcular un mapa inicial en profundidad multiplicando el mapa en tiempo por este mapa de velocidad.
- Comparar el valor de este mapa de profundidad con el valor de los topes reales en todos los pozos.
- Calcular la diferencia (error) entre el mapa y los pozos y generar un mapa de corrección, para ajustar el mapa y hacer el amarre final a los topes formacionales en todos los pozos.

En la figura 6.1 se muestra un flujograma de trabajo ejecutado en el módulo *InDepth*TM de *Charisma*TM, para la conversión de los mapas estructurales de tiempo a profundidad. Este procedimiento se llevó a cabo para cada uno de los horizontes interpretados.

Para la discordancia del Eoceno se tiene un mapa de velocidades promedio (figura 6.2) con valores que van desde 7535 ft/s hasta 7907 ft/s. Estos valores de velocidad promedio aumentan gradualmente desde el noreste hacia el suroeste del área, lo cual puede ser a causa de la profundización del horizonte en esa dirección y la compactación. El mapa de velocidades promedio de la discordancia del Eoceno se generó a partir de los 4 pozos con tiro de verificación sísmica (check shots).

Para el mapa estructural inicial en profundidad (figura 6.10) de la discordancia del Eoceno, el cual se obtuvo a partir del mapa estructural en tiempo y el mapa de velocidades promedio, se tiene como valor de profundidad menor o más somero 5968 pies y un valor de

profundidad mayor de 8225 pies. Este mapa inicial en profundidad fue amarrado con de 131 marcadores geológicos de pozos que permitieron generar un mapa de corrección (figura 6.3) con valores que fluctúan entre -909 pies y 732 pies, este mapa de corrección permitió generar el mapa estructural final en profundidad (figura 6.11). Para este mapa final en profundidad de la discordancia del Eoceno se tienen valores de 5901 pies como mínimo y 8198 pies como máximo.

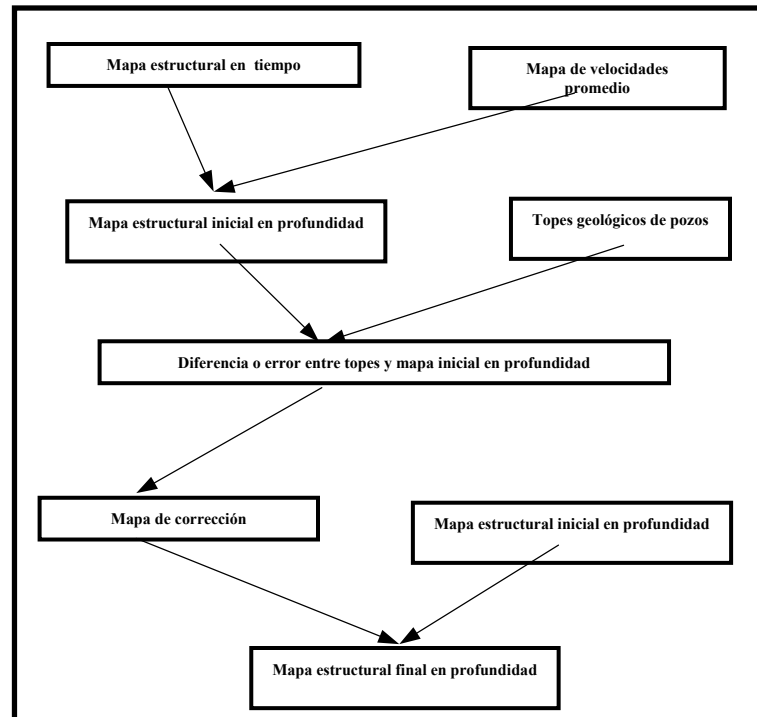


Figura 6.1. Flujograma para la conversión tiempo-profundidad de mapas estructurales en tiempo a mapas estructurales en profundidad en el módulo *InDepth™* de *Charisma™*.

En lo que respecta horizonte del tope de la arena C-4, un solo pozo con tiro de verificación sísmica penetró esta arena (LMA-94) por lo que se obtuvo un mapa de velocidad promedio constante (figura 6.4) con un valor de 8057 ft/s. El mapa de inicial en profundidad (figura 6.12) presenta valores de 6647 pies como mínimo y 9651 como máximo, en la corrección de este mapa inicial en profundidad se utilizaron 59 topes geológicos de pozos que penetraron este horizonte, los cuales sirvieron para realizar un mapa de corrección (figura 6.5). El mapa final en profundidad (figura 6.13) de este horizonte también presentó variaciones con respecto al inicial, los valores de este mapa final van desde 6293 pies como el valor somero hasta 9605 pies como valor más profundo.

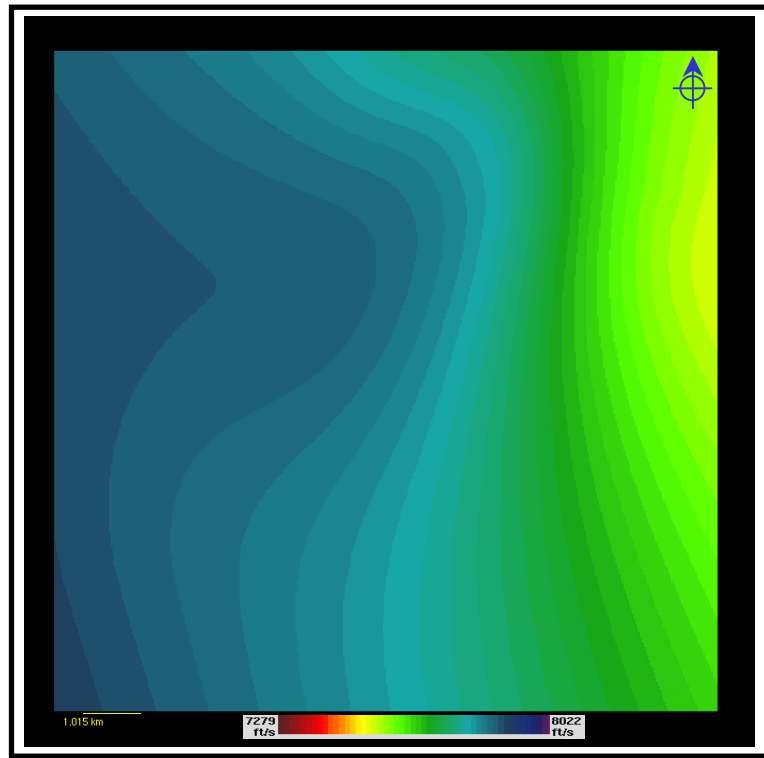


Figura 6.2. Mapa de velocidades promedio de la Discordancia del Eoceno.

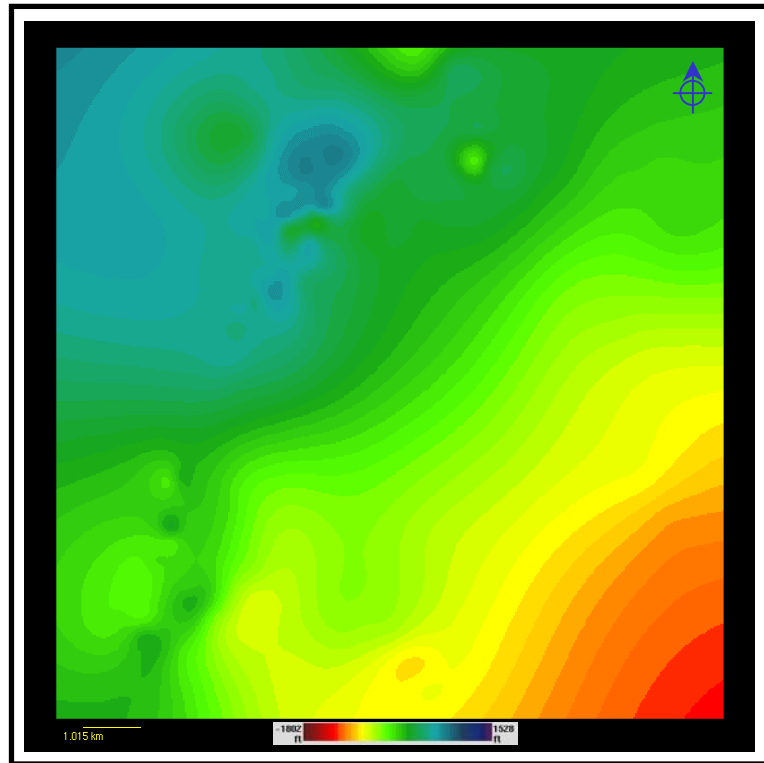


Figura 6.3. Mapa de corrección por topes geológicos de la Discordancia del Eoceno.

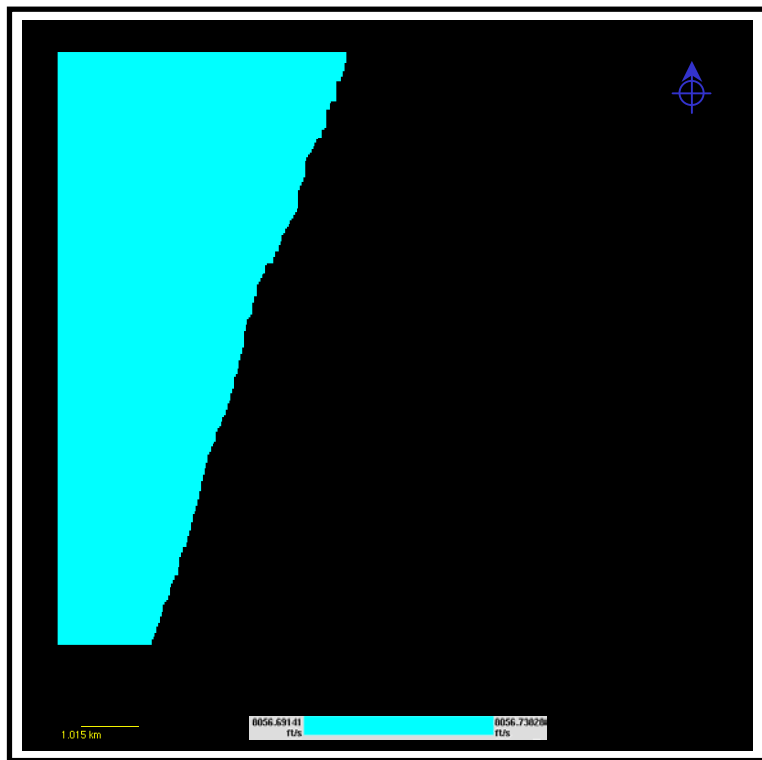


Figura 6.4. Mapa de velocidades promedio del tope de C-4.

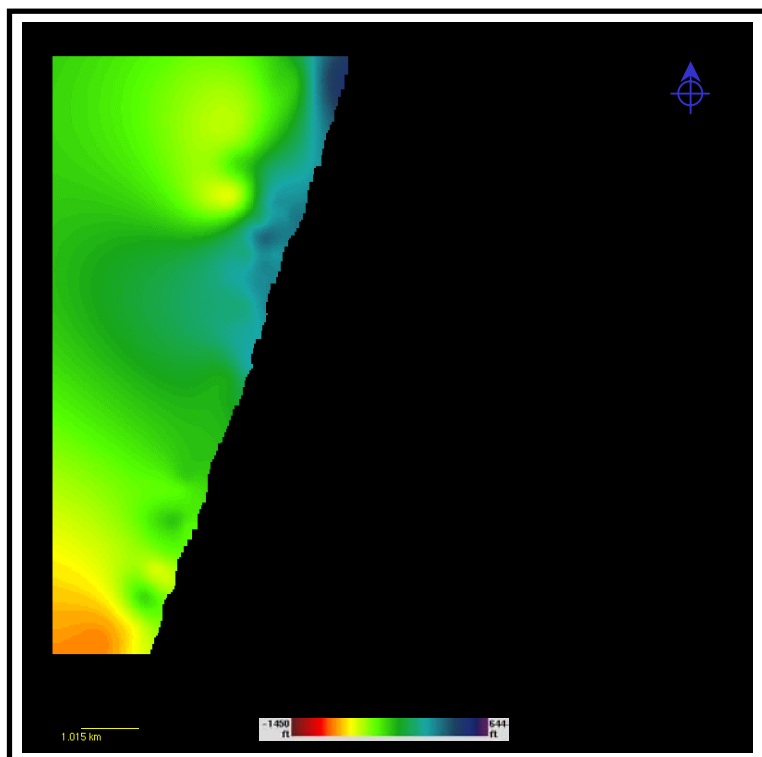


Figura 6.5. Mapa de corrección por topes geológicos del tope de C-4.

Los mapas de velocidades promedio del tope de la arena C-7 (figura 6.6) y tope de la Formación Guasare (figura 6.8) se calcularon a partir de las tablas T-Z o “check shots” de los pozos VLA-833 y LMA-94, en ambos casos los valores de velocidad aumentan en la misma dirección que los valores del mapa de velocidad promedio de la discordancia del Eoceno.

En el mapa de velocidades promedio del horizonte C-7 se tiene un valor mínimo de 7987 ft/s y un máximo de 8647 ft/s. El mapa inicial en profundidad de este horizonte (figura 6.14) va desde 7158 pies hasta 11797 pies, este fue corregido con 94 marcadores geológicos de pozos, que permitieron crear un mapa de corrección (figura 6.7), para así generar un mapa final en profundidad (figura 6.15) con valores de profundidad que variaron desde 6936 pies a 11846 pies.

Para el mapa de velocidades promedio del horizonte de la Formación Guasare se tiene valores de 8300 ft/s como mínimo y 8863 ft/s como máximo. El mapa inicial de profundidad correspondiente a este horizonte (figura 6.16) muestra valores que varían desde 7672 pies hasta 12472 pies, el mismo se corrigió con 73 topes geológicos de pozos, que sirvieron para realizar un mapa de corrección (figura 6.9), que luego se utilizaría para generar el mapa final en profundidad (figura 6.17). Este mapa final, al igual que el resto de los generados para los otros horizontes, mostró variaciones con respecto al mapa inicial, los valores de este mapa final de la Formación Guasare variaron desde 7507 pies hasta 12499 pies.

En las figuras de la 6.18 hasta la 6.21 se pueden observar en tres dimensiones los mapas finales en profundidad de los cuatro horizontes interpretados.

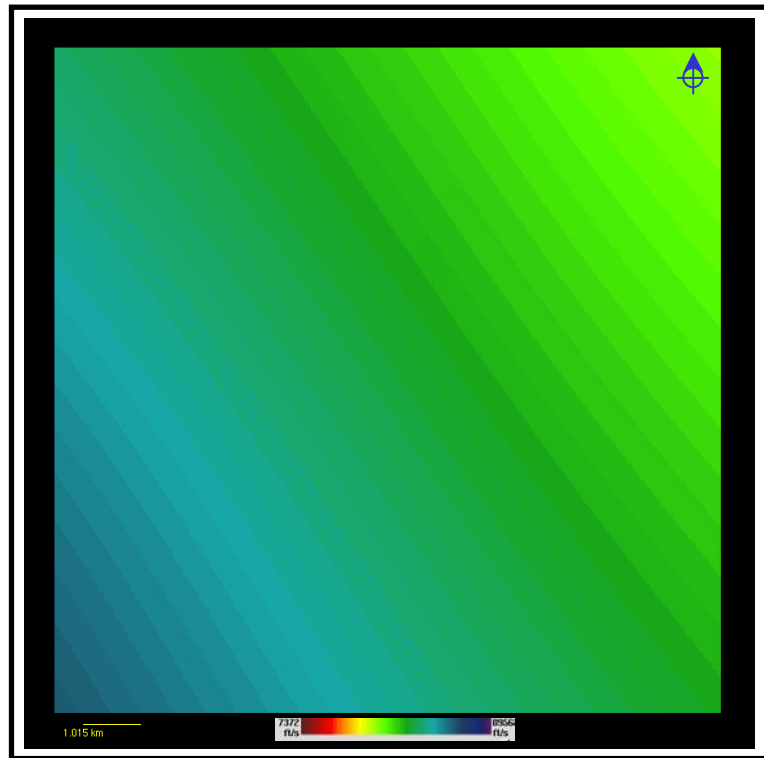


Figura 6.6. Mapa de velocidades promedio del tope de C-7.

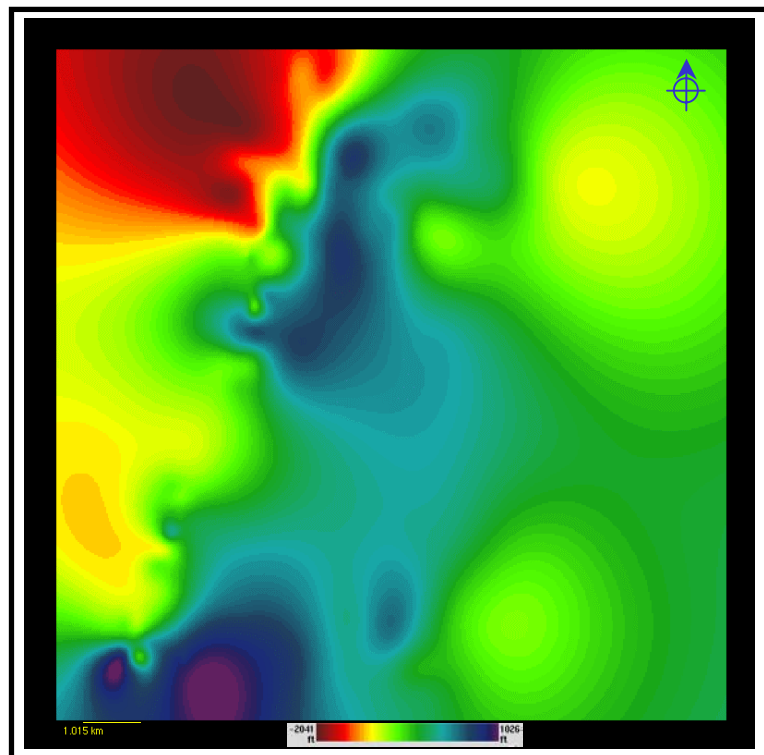


Figura 6.7. Mapa de corrección por topes geológicos del tope de C-7.

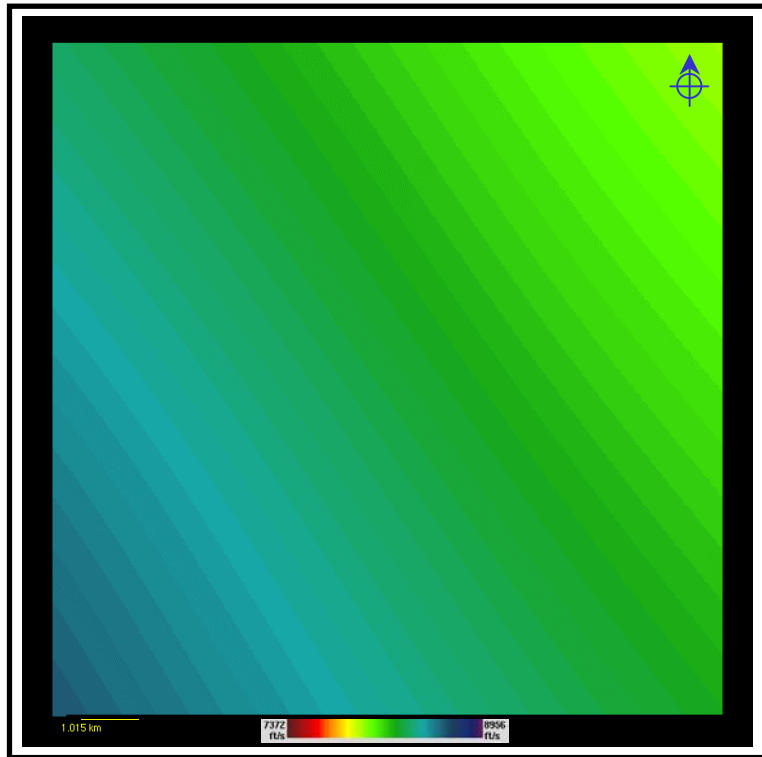


Figura 6.8. Mapa de velocidades promedio del tope de la Formación Guasare.

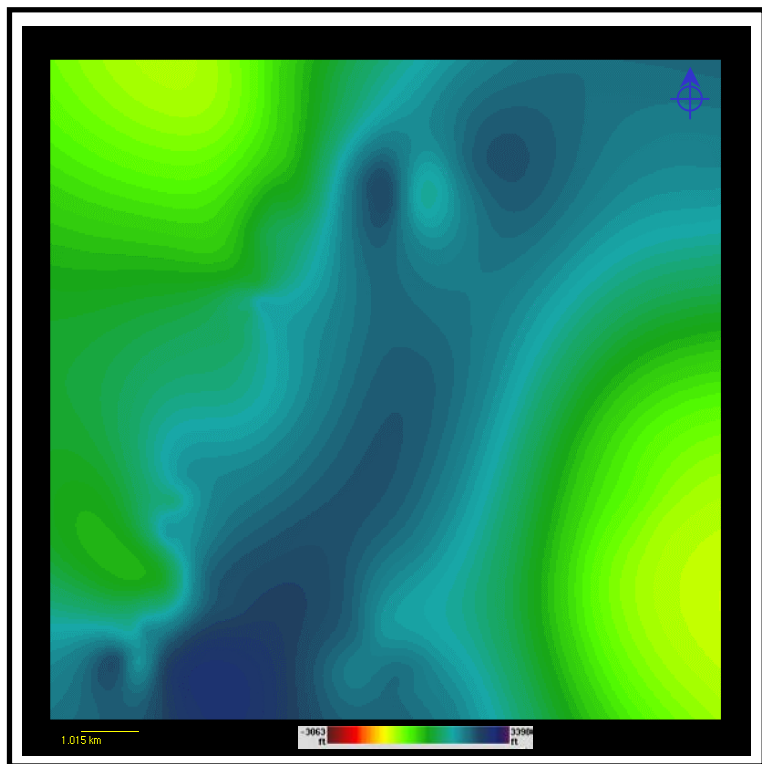


Figura 6.9. Mapa de corrección por topes geológicos del tope de la Formación Guasare.

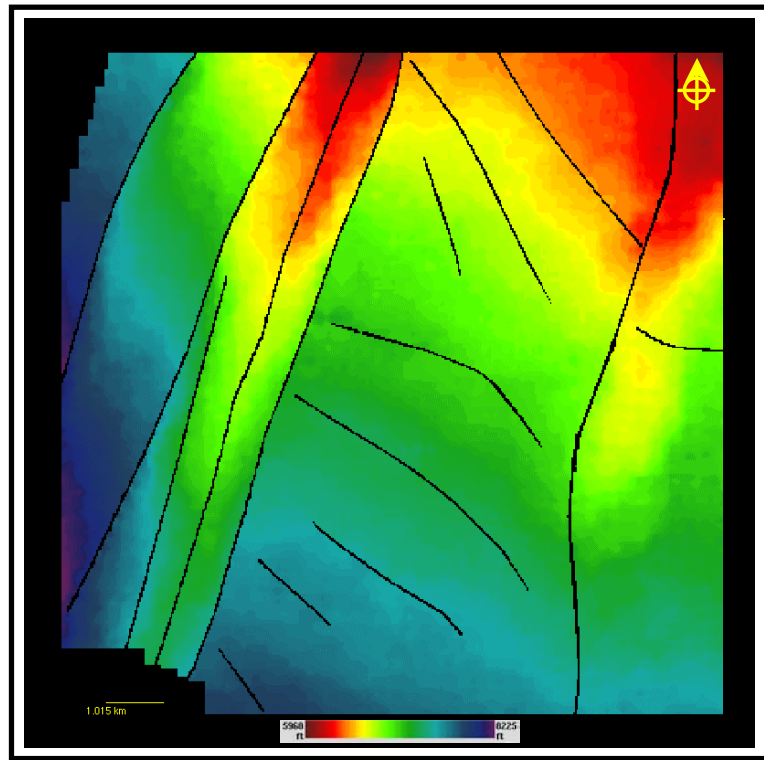


Figura 6.10. Mapa estructural inicial en profundidad de la Discordancia del Eoceno (sin corrección por topes geológicos).

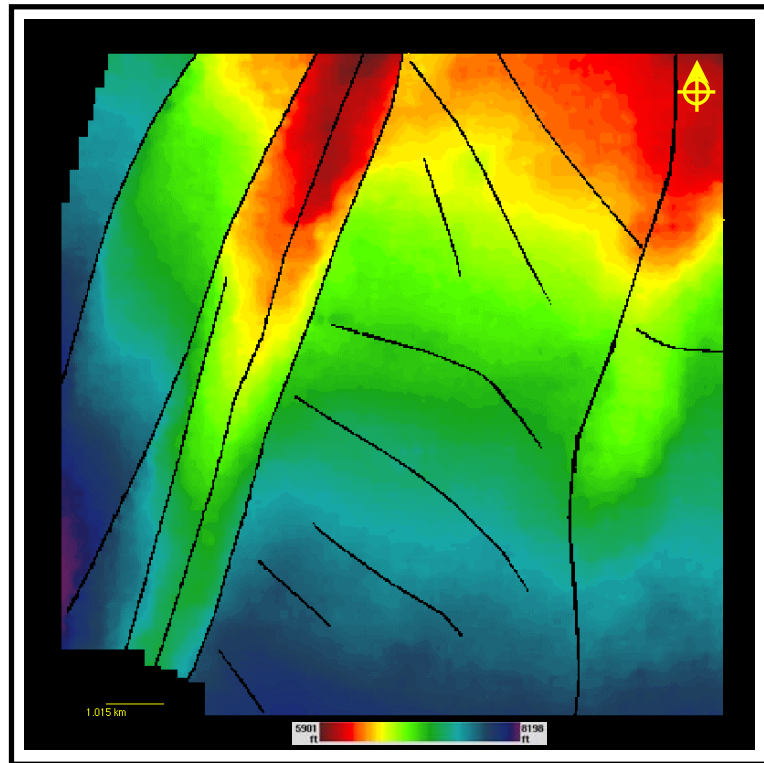


Figura 6.11. Mapa estructural final en profundidad de la Discordancia del Eoceno.

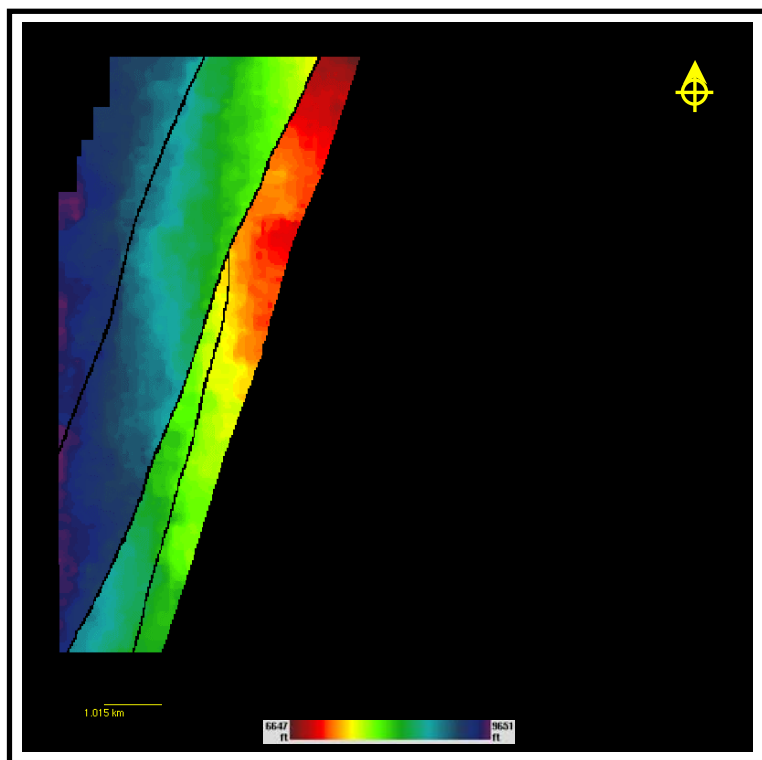


Figura 6.12. Mapa estructural inicial en profundidad del tope de la arena C-4 (sin corrección por topes geológicos).

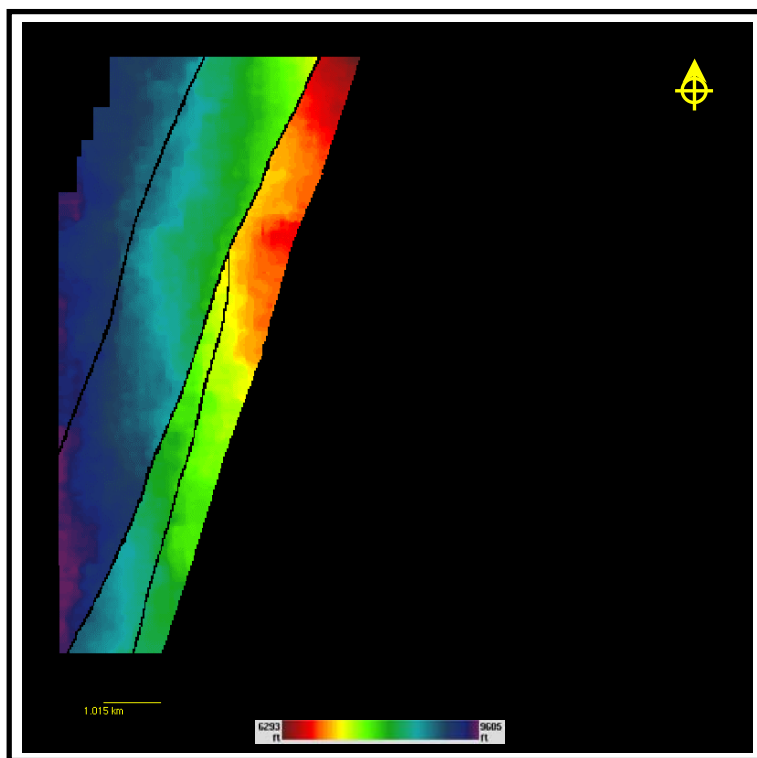


Figura 6.13. Mapa estructural final en profundidad del tope de la arena C-4 (Formación Misoa).

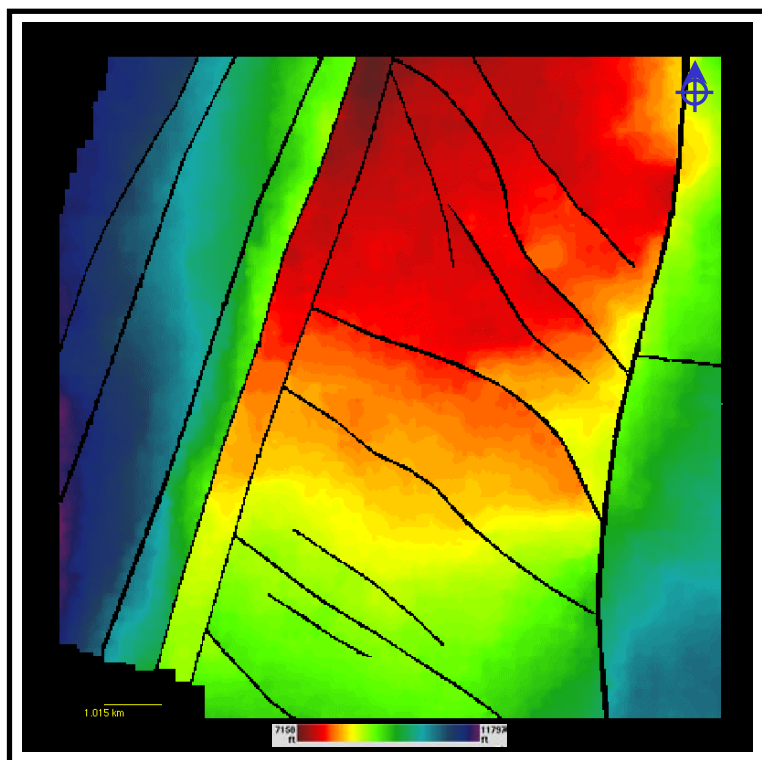


Figura 6.14. Mapa estructural inicial en profundidad del tope de la arena C-7 (sin corrección por topes geológicos).

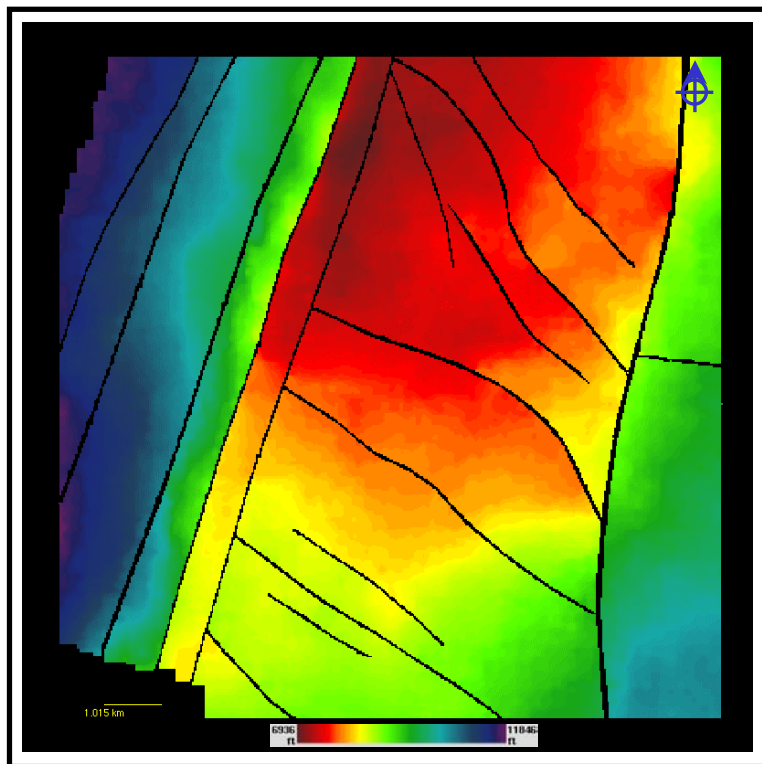


Figura 6.15. Mapa estructural final en profundidad del tope de la arena C-7 (Formación Misoa).

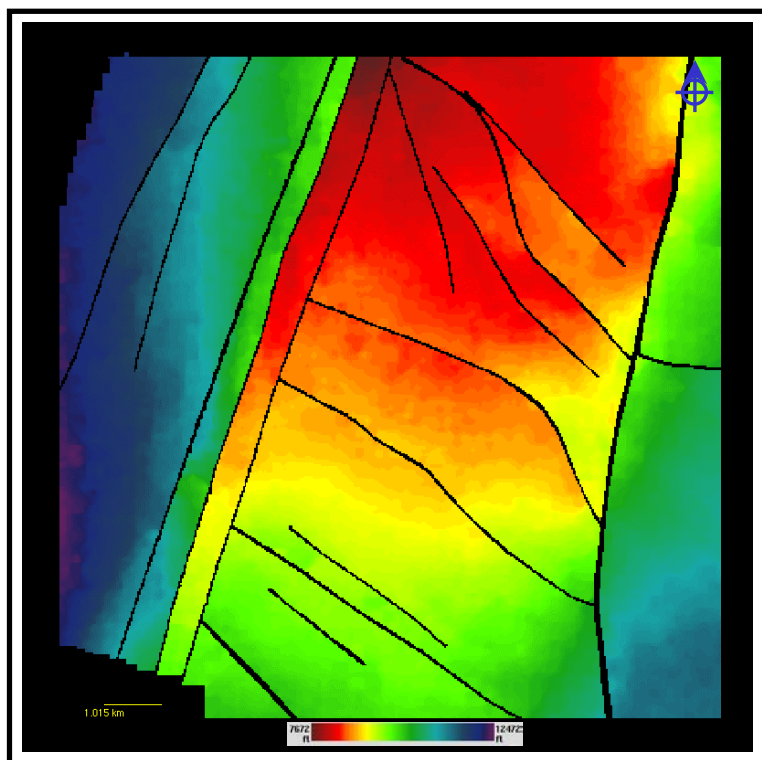


Figura 6.16. Mapa estructural inicial en profundidad del tope de la Formación Guasare (sin corrección por topes geológicos).

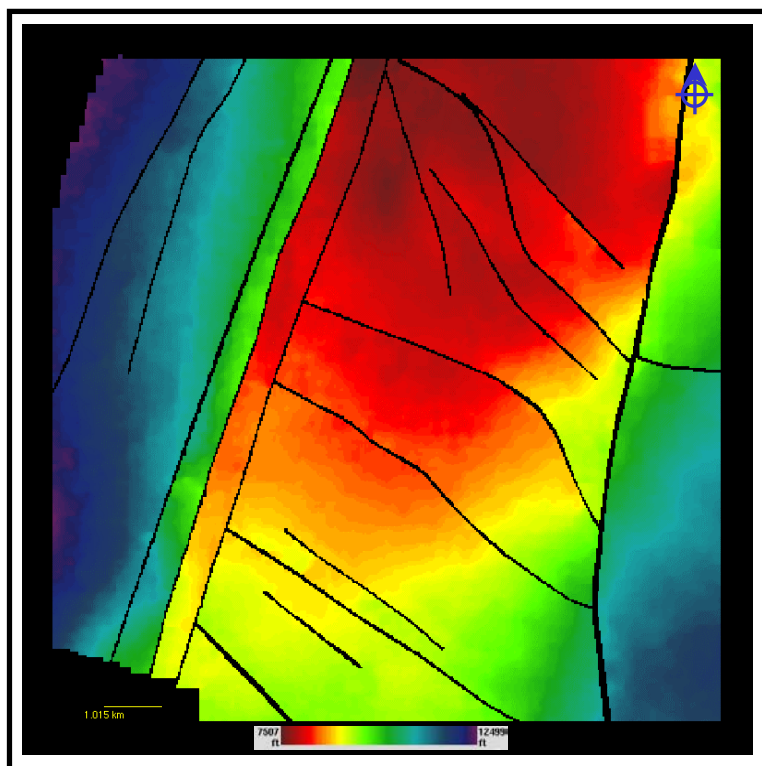


Figura 6.17. Mapa estructural final en profundidad del tope de la Formación Guasare.

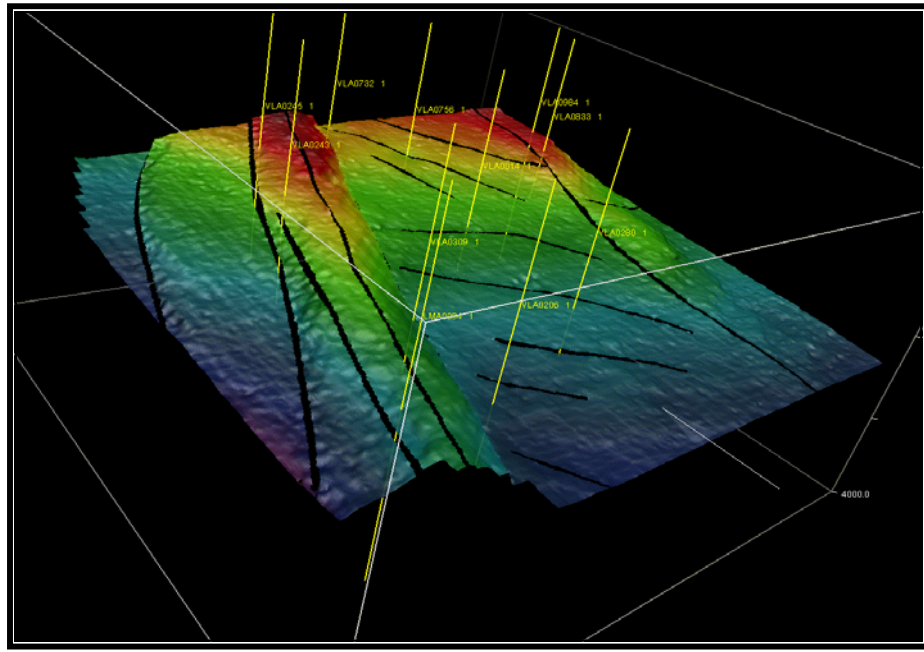


Figura 6.18. Mapa estructural en profundidad visualizado en *GeoViz™* correspondiente a la discordancia del Eoceno.

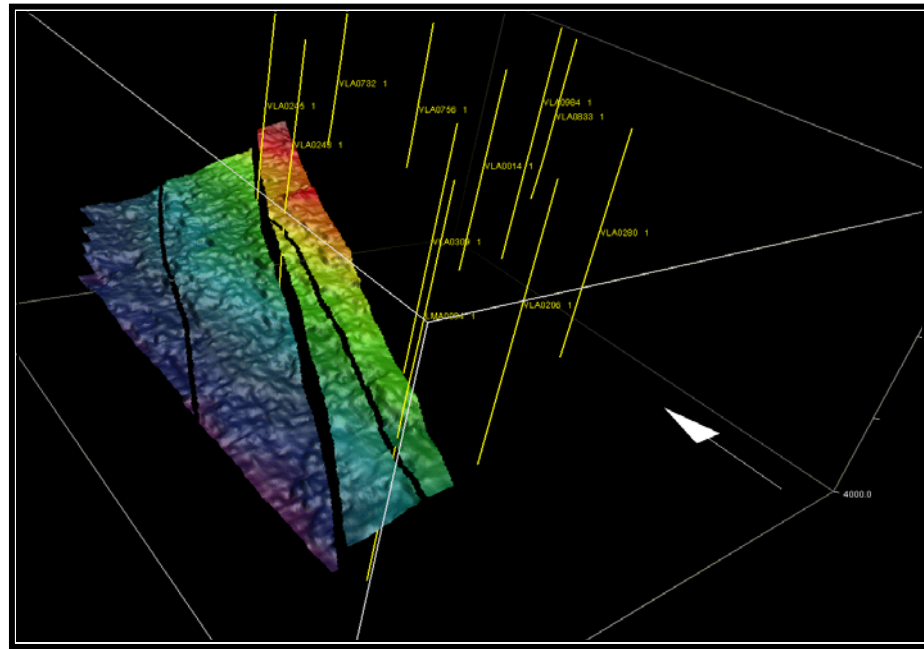


Figura 6.19. Mapa estructural en profundidad visualizado en *GeoViz™* correspondiente al tope de C-4.

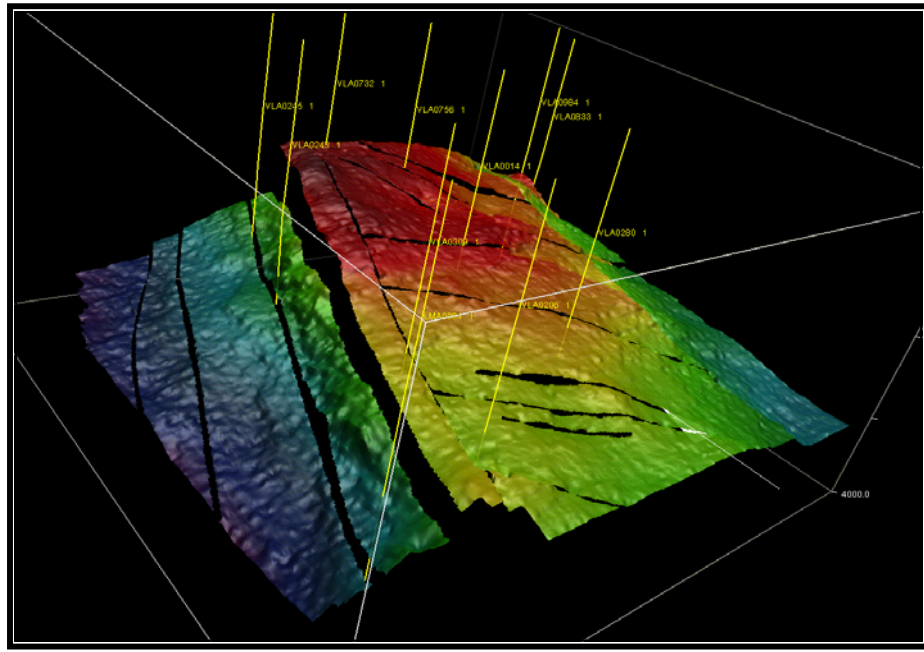


Figura 6.20. Mapa estructural en profundidad visualizado en *GeoVizTM* correspondiente al tope de C-7.

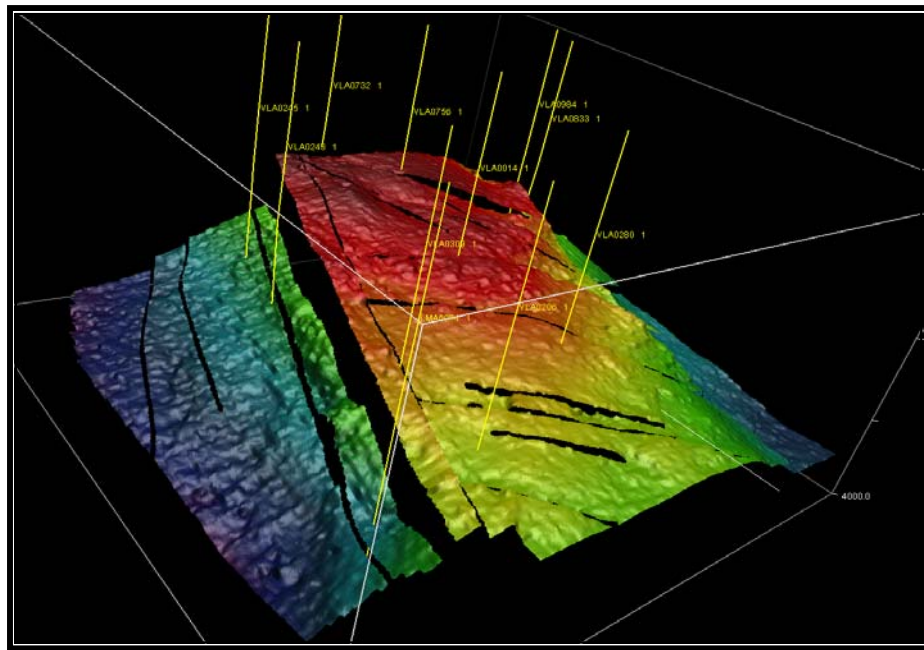


Figura 6.21. Mapa estructural en profundidad visualizado en *GeoVizTM* correspondiente al tope de la Formación Guasare.

6.2 Conversión de planos de fallas en tiempo a profundidad

La interpretación de fallas en la sísmica 3D arroja como resultado planos de fallas. Estos planos de fallas son graficados como valores de tiempo, como ocurre con los horizontes, por lo que se hace necesario la conversión de estos valores de tiempo a profundidad.

La conversión de los planos de fallas en tiempo a profundidad se realizó en el módulo *InDepthTM* de *CharismaTM*. Para esta conversión se tomó en cuenta el modelo de velocidades generado con las tablas T-Z de los cuatro pozos con tiro de verificación sísmica. En el modelo se toma en cuenta la velocidad promedio al igual que se hace en la conversión de los horizontes.

Los planos de fallas en profundidad son exportados desde *InDepthTM* hacia *CPS-3TM* para su visualización en 3D. En la figura 6.22 se pueden observar los planos de fallas en profundidad en el módulo *SurfVizTM*.

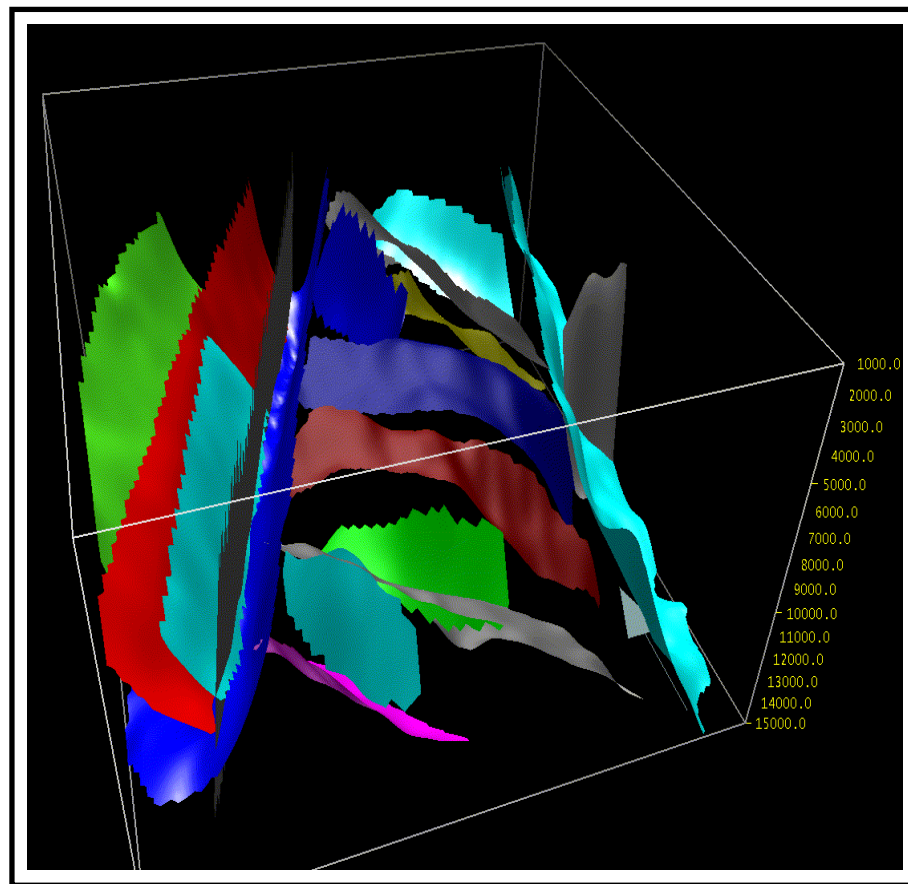


Figura 6.22. Modelo estructural con fallas en profundidad.

6.3 Edición de mapas estructurales

Los mapas estructurales finales de los horizontes interpretados al igual que sus polígonos de fallas de los fueron exportados para la de *Charisma*TM a *CPS3*TM para la edición final de éstos. Una vez en *CPS3*TM se le asignaron líneas estructurales cada 100 pies, las cuales fueron corregidas primero por los marcadores geológicos de los pozos, posteriormente fueron humanizadas para que mostraran una tendencia geológica acorde con lo interpretado.

En la figura 6.23 se observa el mapa estructural de la Discordancia del Eoceno representado por líneas de contorno con profundidades a partir de los 6100 pies hasta 8200 pies. La tendencia preferencial de los contornos es en dirección SOS, éstos denotan un suave buzamiento de la discordancia y la profundización de la misma en esa dirección

La figura 6.24 representa el tope de las arenas C-4 de la Formación Misoa, en este mapa cuyos contornos van desde los 6500 pies hasta los 9700 pies se observa una tendencia de buzamiento de los mismos en dirección OSO. También se observa que el tope de las arenas C-4 se encuentran totalmente erosionado en la zona este de la Falla Icotea, aunque sólo ocurre en la parte sur del Bloque I.

Las figuras 6.25 y 6.26 representan los mapas del tope de las arenas C-7 y del tope de la Formación Guasare respectivamente. Estos mapas muestran tendencias similares debido a la depositación de manera concordante de C-7 con la erosión del Paleoceno, ambos representan estructuras homoclinales. En lo que respecta al mapa del tope de las arenas C-7 tiene contornos que van desde 7000 pies hasta 11700 pies, estos contornos muestran una tendencia en dirección OSO en la zona oeste de la Falla Icotea y otra en dirección SE en la zona este de esta falla. Para el mapa estructural del tope de la Formación Guasare los contornos van desde 7400 pies hasta los 12500 pies. En estos dos mapas se aprecian las diferentes zonas del área de estudio como lo son la zona del Pilar (horst), el graben del lado oeste y el del este.

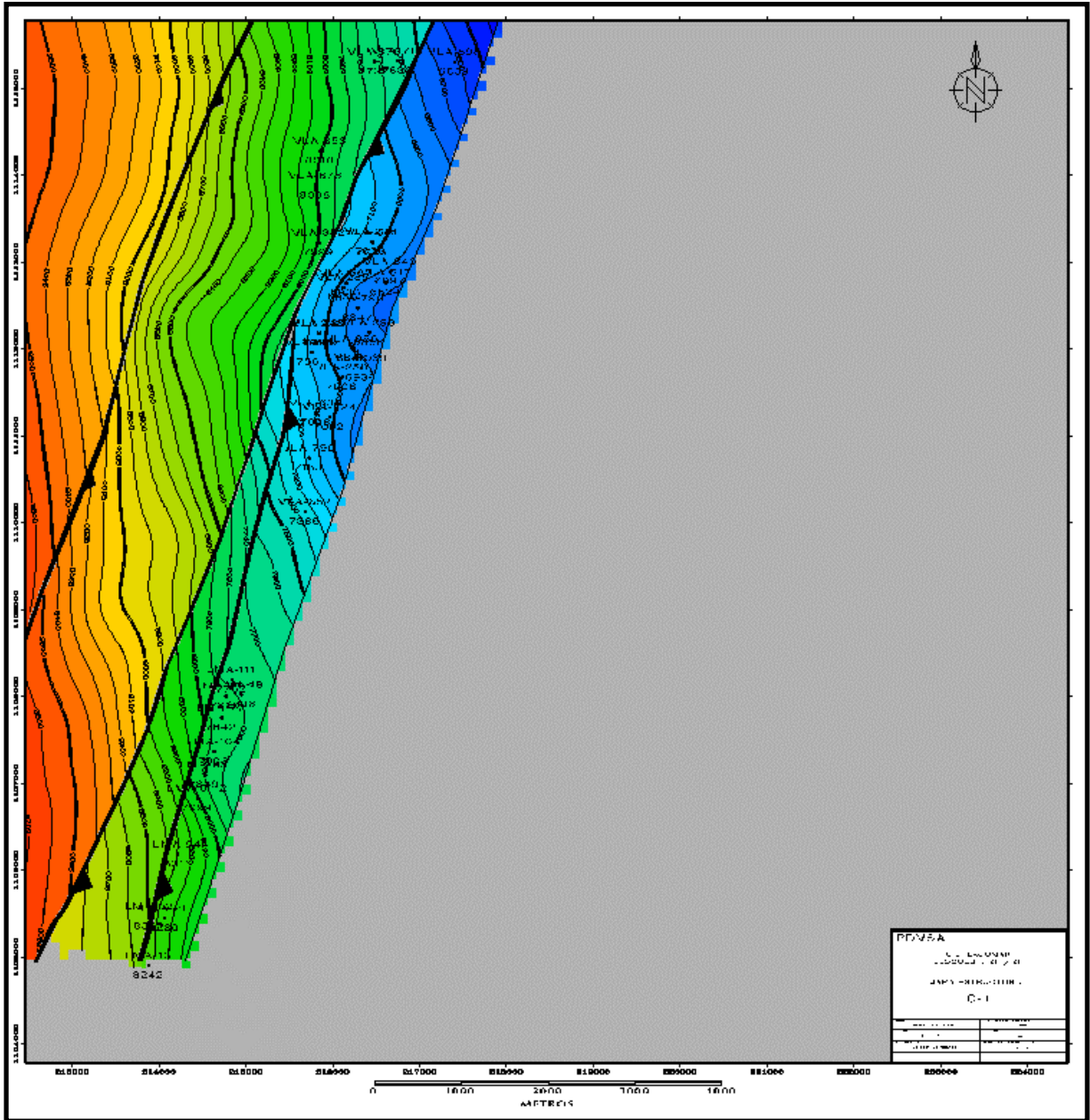


Figura 6.24. Mapa estructural del tope de las arenas C-4 de la Formación Misoa.

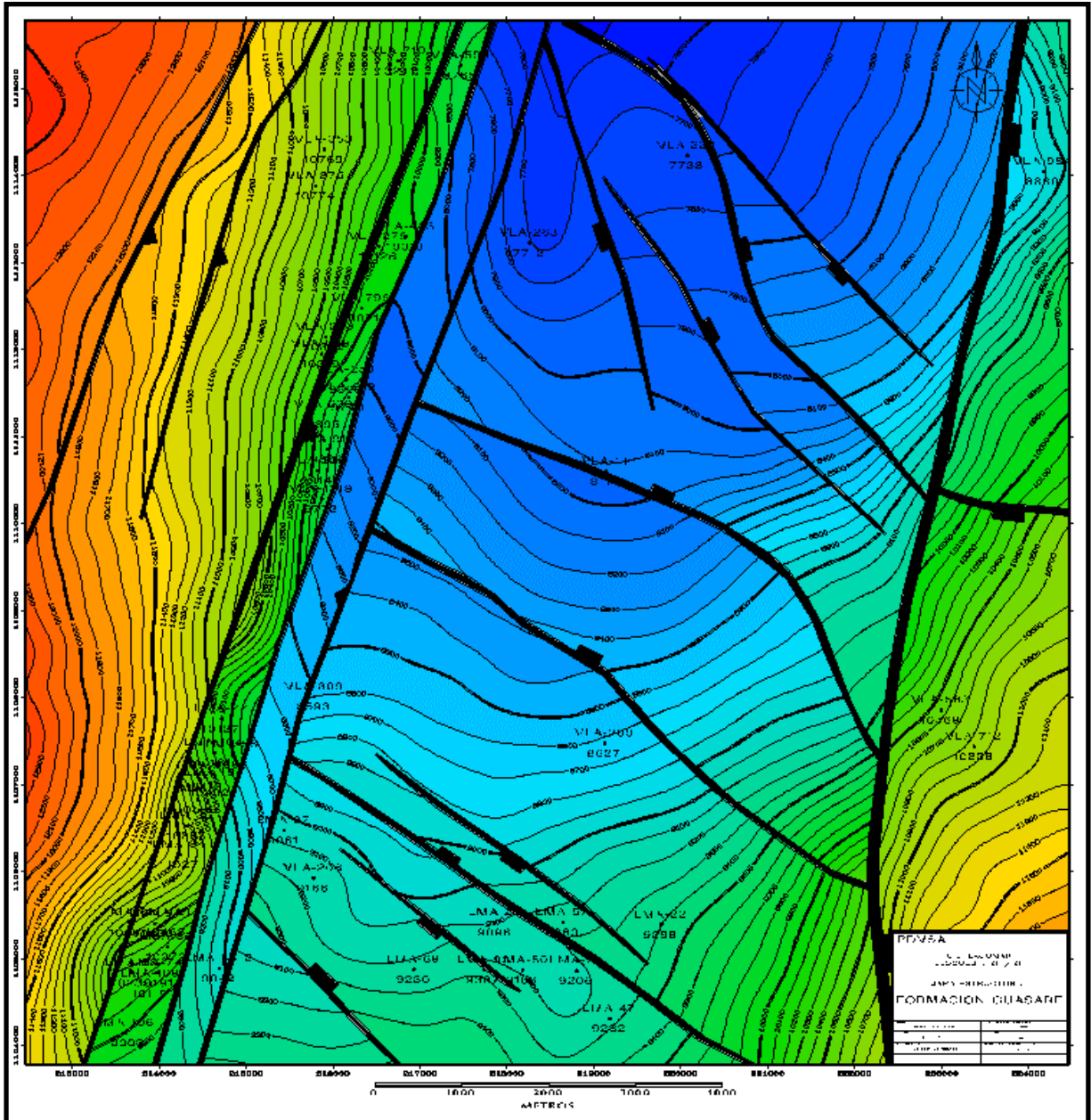


Figura 6.26. Mapa estructural del tope de la Formación Guasare.

7. ÁREAS PROSPECTIVAS

La definición del marco estructural, los datos de producción de pozos y el análisis de los atributos sísmicos, permitieron la definición de cinco áreas prospectivas de interés ubicadas en la zona del Pilar.

Estas áreas fueron nombradas tomando en cuenta los pozos de mayor importancia en el estudio cercano a ellas y clasificadas según el rango de importancia de las mismas, de la siguiente manera:

- A) Área NE VLA-309.
- B) Área SO VLA-14.
- C) Área N VLA-14.
- D) Área NE VLA-280.
- E) Área O VLA-984.

En el mapa de la figura 7.1 se pueden observar las extensiones y ubicaciones de estas áreas. Las tres primeras son áreas con carácter de desarrollo y las otras con carácter de avanzada y/o exploratorio.

El objetivo principal de las áreas NE VLA-309, SO VLA-14, N VLA-14 y O VLA-984 está enfocado en evaluar la prospectividad de la Formación Guasare en dichas áreas.

En el análisis para la propuesta del área NE VLA-309, la de mayor importancia de las cinco áreas, se tomó en cuenta la ubicación de la misma, la cual está ubicada al noreste del pozo VLA-309 en el lado levantado de una falla normal y en el lado deprimido de la Falla del Ático, como se observa en la figura 7.2. Además el área coincide con la anomalía obtenida en los mapas de atributos sísmicos por lo que se espera encontrar buenos espesores de arena. También existe un contacto agua petróleo al sur de la misma, identificado a partir de los datos de producción de los pozos VLA-309 y VLA-280. Este contacto se encuentra a 8600 pies aproximadamente (figura 7.1). El área SO VLA-14 y el área N VLA-14 son después del área NE VLA-309 las de mayor importancia, ambas fueron escogidas debido a la cercanía con el pozo VLA-14 y a la producción del mismo en la Formación Guasare. El área SO VLA-14 se encuentra al suroeste del pozo VLA-14 y en el lado levantado de la falla normal que atraviesa dicho pozo a nivel de Guasare (figura 7.2). Este pozo se encuentra en el flanco sur de una estructura semiplegada delimitada por dos fallas normales, una de estas fallas con buzamiento hacia el sur y la otra con buzamiento hacia el norte como se muestra en la traza sísmica de la figura 7.3. En la parte mas alta de la estructura

semiplegada y al norte del pozo VLA-14 se localiza el área N VLA-14. El pozo tuvo una buena producción inicial de petróleo, pero luego comenzó a tener un alto corte de agua por lo que fue abandonado. Por tal razón se hacen las propuestas de estas dos áreas que como se muestra en la figura 7.3 se encuentra en altos estructurales por encima del pozo VLA-14 y además se localizan dentro de la tendencia mostrada por los atributos sísmicos.

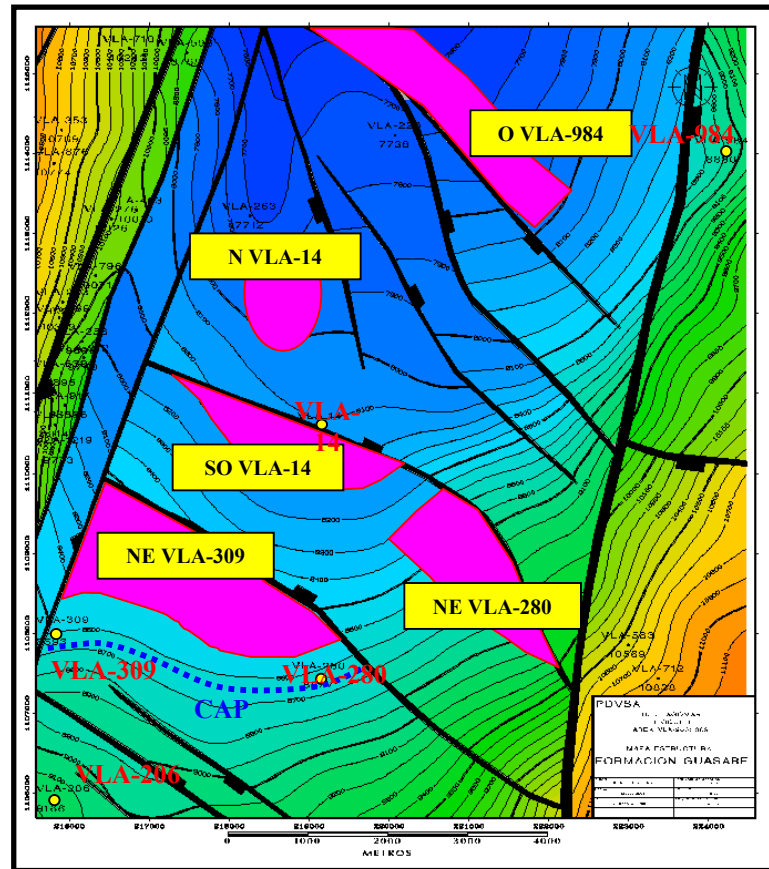


Figura 7.1. Mapa estructural de la Formación Guasare en el Bloque I, área VLA-206;309, mostrando la ubicación de las áreas prospectivas.

Las otras dos áreas de interés prospectivos, el área NE VLA-280 y el área O VLA-984, son de tipo exploratorias. La primera se encuentra hacia el noreste del pozo VLA-280, la misma representa una cuña estratigráfica para las arenas C-inferior, las cuales son el objetivo principal en esta área. La geometría de esta cuña esta representada en la figura 7.4. Para la otra área se tiene como objetivo principal el Paleoceno, la misma se encuentra al oeste del pozo VLA-984 en el lado levantado de una falla normal con buzamiento hacia el sur, escogiéndose esta debido a la respuesta que presenta la zona en los mapas de atributos sísmicos de la Formación Guasare en lo que respecta a la anomalía definida. La figura 7.5 muestra una sección sísmica con el área O VLA-984.

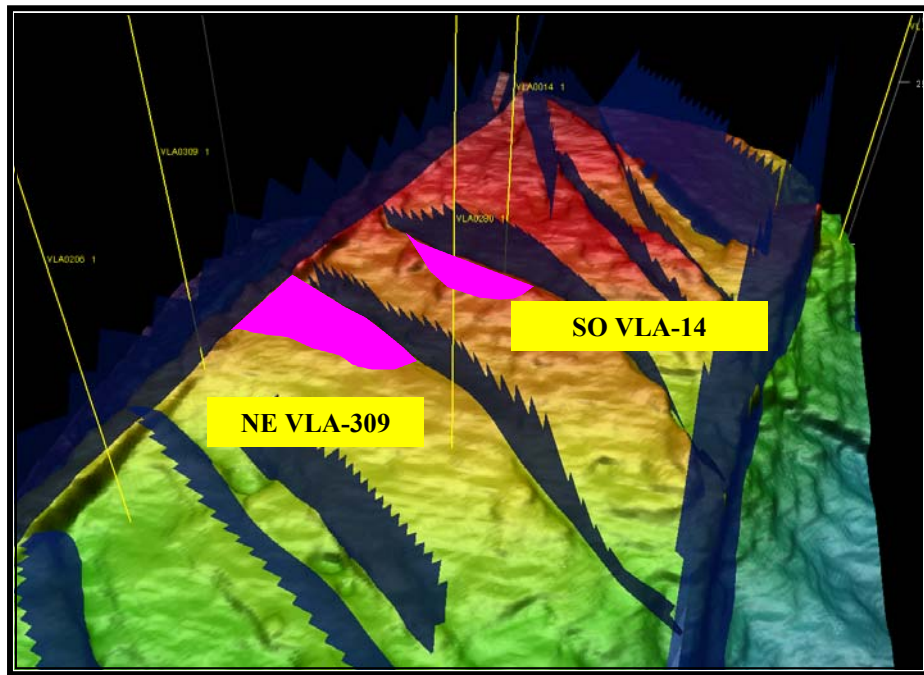


Figura 7.2. Visualización de las áreas NE VLA-309 y SO VLA-14 con las estructuras presentes en las mismas.

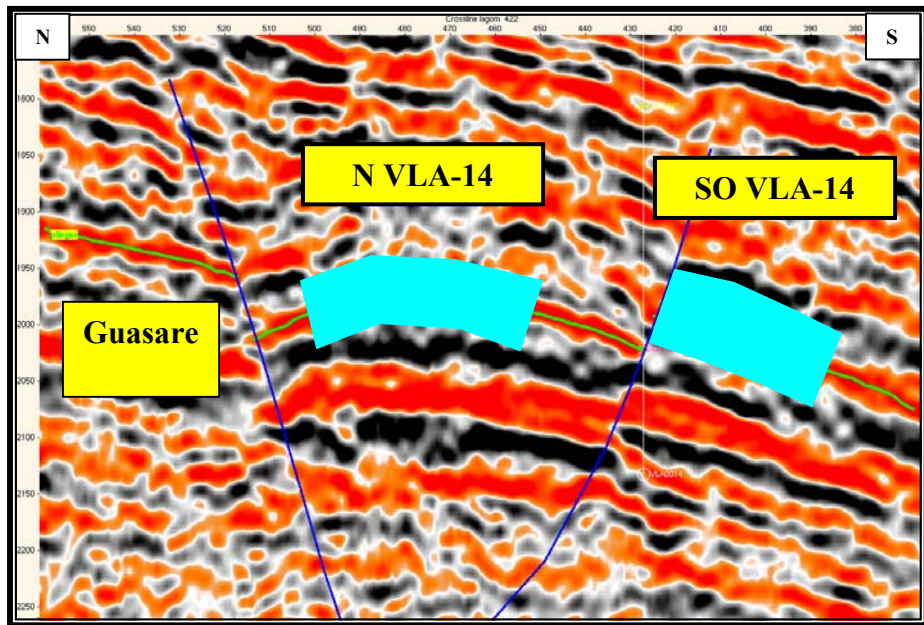


Figura 7.3. Traza sísmica 422 mostrando las estructuras del las áreas SO VLA-14 y N VLA-14.

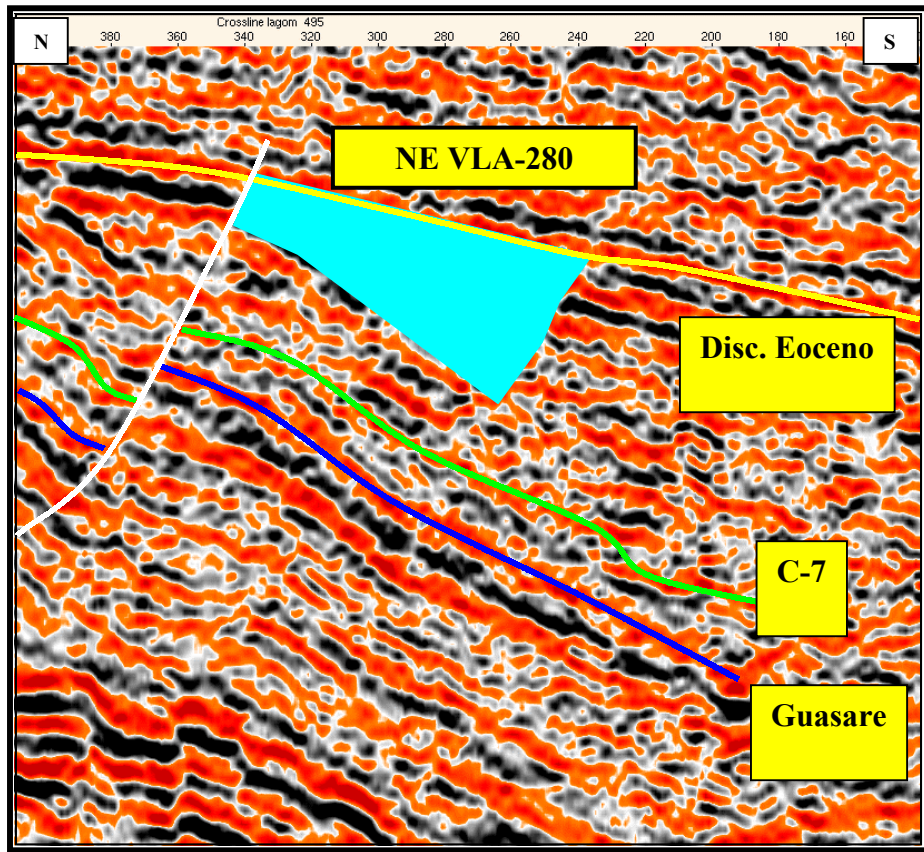


Figura 7.4. Traza sísmica 495 mostrando la cuña estratigráfica del área NE VLA-280.

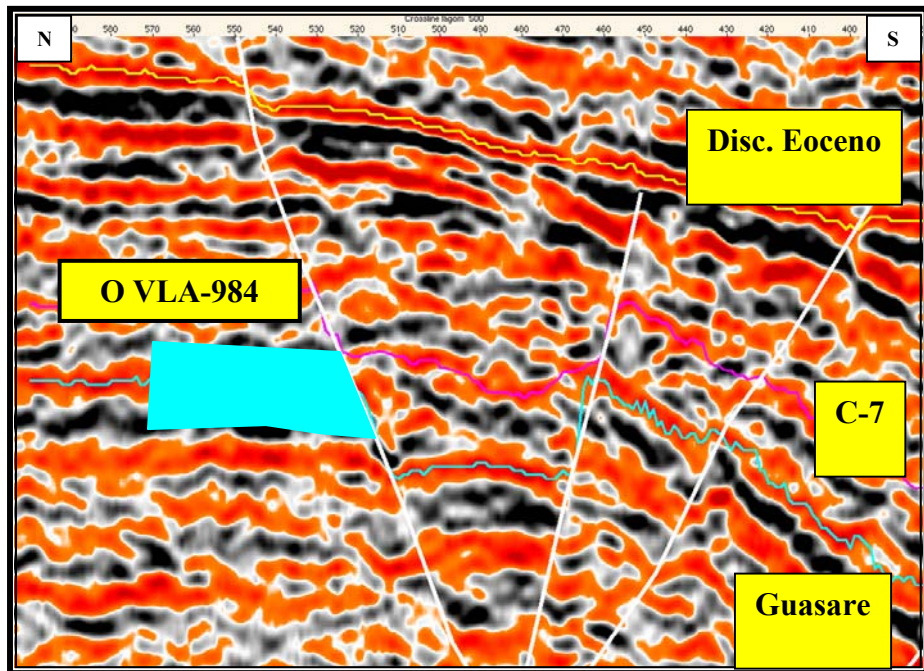


Figura 7.5. Traza sísmica 500 mostrando la estructura del área O VLA-984.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conclusiones

- El marco estructural del área (Bloque I) está influenciado por los regímenes tectónicos ocurridos en la Cuenca, iniciándose desde el Jurásico con la fase tensional del rifting y luego la inversión tectónica a partir del Eoceno Medio y Eoceno Superior.
- La estructura interpretada tiene un buzamiento al suroeste, lo cual da indicio de que la Cuenca sufrió un basculamiento después de la depositación sufrida en el Eoceno.
- El estilo estructural del Bloque I en el área sur (VLA-206;309) en la zona del Pilar se caracteriza por un sistema de fallas normales con dirección ONO-ESE y buzamientos hacia el norte dispuestas en forma escalonada tipo domino o “echelon”, generadas posiblemente durante la fase tensional post-Eoceno como resultado del levantamiento de Los Andes. Este sistema de fallas está bordeado por los alineamientos de rumbo NNE Lama-Icotea y el de Lama-Este.
- Al suroeste del área de estudio el sistema presente son fallas inversas, productos de la fase compresiva e inversión estructural iniciada en el Eoceno Medio y Eoceno Superior.
- La falla del Ático es una falla de despegue que actuó sobre el Alto Icotea provocando el desplazamiento de la Falla Icotea hacia el este y el levantamiento de lo que ahora forma el Atico.
- La interpretación del horizonte definido como tope de C-4 indica que éste se encuentra parcialmente erosionado en ciertas zonas al este de la Falla Icotea, encontrándose la arena C-4 totalmente erosionada en la parte más al sureste del Bloque I, entre la Falla del Este y la Falla Icotea.

- Los mapas de atributos estructurales de buzamiento (dip), rumbo (azimut) y segunda derivada (edge) de C-7 y la Formación Guasare permitieron corroborar los lineamientos principales de las fallas interpretadas.
- La comparación de los atributos generados con la producción de hidrocarburos presentó bajos coeficientes de correlación, de manera tal que la respuesta de los atributos no está ligada a la producción en este proyecto.
- De los mapas de atributos sísmicos de volumen generados para la Formación Guasare, los relacionados con la amplitud, mostraron cierta anomalía o tendencia en las facies sísmicas que se pueden relacionar con espesor, es decir, a mayor amplitud mayor espesor de arena.

Recomendaciones

- Aplicar cubos de coherencia o varianza para la detección de fallas menores que puedan estar afectando los yacimientos del área.
- Realizar un estudio sedimentológico y petrofísico en las arenas C-inferior para buscar correlación con los atributos sísmicos.
- Efectuar el reprocesamiento de los datos sísmicos con el objetivo de mejorar la calidad de los mismos.
- Interpretar las arenas C-6 y C-5 en la zona del pilar al sur del Bloque para determinar posibles trampas a estos niveles.
- Realizar tiros de verificación sísmica, registros sónicos y registros de densidad para obtener una mejor calibración de los datos sísmicos.
- Realizar inversión sísmica en el área, con la finalidad de obtener distribuciones espaciales y areales de velocidad e impedancia acústica las cuales probablemente serán representativas de las variaciones laterales de las propiedades petrofísicas de interés.
- Proponer localizaciones en las áreas prospectivas recomendadas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARMINIO, J., J. Zubizarreta y G. González.(1994). **Evolución Tectónica y hábitat de hidrocarburos del área Lama Sur, Lago de Maracaibo**. Informe técnico Maraven EP-130,97, Caracas. 72 p.

BELLIZIA, A. y otros.(1956). **Geología de las Cuencas Sedimentarias de Venezuela y de sus Campos Petrolíferos**. Boletín de Geología, Caracas. Publicación especial 2.

BRICEÑO Y., P. Márquez, C. Melchor, O. Molina, L. Ostos y G. Zamora.(1999). **Atributos Sísmicos**. Presentación de Gerencia Integral de Yacimientos. U.C.V. Facultad de Ingeniería. Caracas. Inédito.

BUENO, E. y J. Pinto.(1996).**Geología Estructural del Alto de Icotea, Lago de Maracaibo**. Informe técnico Maraven EPC-113505, Caracas. 45 p.

CANACHE, M.(1994). **Revisión Estratigráfica de la Sección Cretácica del Río Maraca, Sierra de Perijá, Venezuela**. Resumen. V Simposio de Cuencas Subandinas, Memorias Puerto la Cruz. 56 p.

CHRIST, P.(1927). **La Coupe Geologique le Long du Cheim de Mucuchachí a Santa Barbara dans le Andes Venezueliennes**. Eclogae Geoloicae Helvetiae.

DÍAZ, F.(1998). **Architecture of a Shore-Zone Reservoir System in Barúa Field, Maracaibo Basin, Western Venezuela**. Tesis de Post-grado, The University of Texas, Austin.

GALEA, F.(1996). **Bioestratigrafía y Ambiente Sedimentario del Grupo Santa Anita del Cretáceo Superior-Eoceno, Venezuela Nororiental**. VI Congreso Geológico Venezolano. S.V.G. Caracas. Memorias. 300 p.

GHOSH S., L Meléndez, P. Pestman y E. Zambrano.(1996). **El Eoceno en la Cuenca de Maracaibo: Evolución Tectonosedimentaria**. Memorias 8^{vo} Congreso Venezolano de Geofísica, Maracaibo. 52 p.

GHOSH, S., L Meléndez, P. Pestman y E. Zambrano.(1996). **El Eoceno en la Cuenca de Maracaibo: Facies Sedimentarias y Paleogeografía**. Memorias 8^{vo} Congreso Venezolano de Geofísica, Maracaibo. 75 p.

GONZÁLEZ DE JUANA C., I. Iturralde, y X. Picard.(1980). **Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas**. Caracas, Ediciones Foninves. 300 p.

HAQ, B.(1987). **Mesozoic-Cenozoic Cycle Chart**. Version 3.18 adapted from Science, V. 235.

LACRUZ, M.(2000). **Interpretación estructural y análisis de atributos sísmicos yacimientos Mioceno y Eoceno, Bloque X Lago de Maracaibo**. Tesis de Grado U.C.V. Dep. de Geofísica. Caracas. Inédito.

Léxico Estratigráfico de Venezuela.(1997). Pagina web de PDVSA.www.pdv.com/lexico.

LIDDLE, R.(1928). **The Geology of Venezuela and Trinity**. Fort Worth, Texas. 115 p.

MATHEUS, X.(1989). **La Serranía de Trujillo-Ziruma aux confins du basin de Maracaibo, de la Sierra de Falcón et de la Chaîne Caribe (Venezuela)**N. L'universite de Bretagne Occidentale (UBO), these de Doctorat. Inédito. 148 p.

NOGUERA, P.(1983). **Conceptos Básicos en el Diseño de Parámetros de Registros Sismográficos**. Caracas. Tomo I. 215 p.

ORTEGA, J.(1987). **Formación Guafita: Nueva Unidad Litoestratigráfica del Terciario e el Subsuelo de la Cuenca Barinas-Apure, Venezuela Suroccidental**. Boletín S.V.G. 31. Caracas.

PARNAUD, F. y otros.(1994). **Modelo Bioestratigráfico del Occidente de Venezuela**. V Simposio Bolivariano, Exploración de las Cuencas Subandinas, Sociedad Venezolana de Geólogos, Memorias, Caracas.

PARNAUD, F.(1995). **Stratigraphy of Western Venezuela**. AAPG Memoir, Caracas.

PARRA, O.(1999). **Estudio integrado de los yacimientos presentes en la formación Misoa (Eoceno Inferior) en el área VLA-243-245, BLOQUE I, Campo Lama.** Tesis de Grado U.C.V. Dep. de Geofísica Caracas. Inédito.

SÁNCHEZ, S. (1999). **Modelo sísmico-estratigráfico de la Formación Guasare en los Bloques IX y XIV, centro del Lago de Maracaibo.** Tesis de Grado U.C.V. Dep. de Geología Caracas. Inédito.

YORIS, F.G.(1985). **Revisión de la Estratigrafía del Cretáceo Inferior al Sur y Este de la Serranía del Interior, Venezuela nororiental.** VI Congreso Geológico Venezolano. S.V.G. Caracas. Memorias.

YORIS, F.G.(1988). **Localidades Tipo y Secciones de Referencia para los Miembros de la Formación el Cantil en la Serranía del Interior, Venezuela Nororiental.** Boletín S.V.G. N° 38 Caracas.

YORIS, F.G.(1988). **Localidades Tipo y Secciones de Referencia para los Miembros de la Formación el Chimana en la Serranía del Interior, Venezuela nororiental.** GEOS 30. Caracas.

APÉNDICES

Tabla 10.1. Pozos del Bloque XIV utilizados en el proyecto con sus respectivas coordenadas UTM y la máxima profundidad alcanzada por estos.

Pozo	X (m)	Y (m)	TVD (ft)	Pozo	X (m)	Y (m)	TVD (ft)
LMA-11	213562.3	1103258.6	13756	LMA-67	218643.0	1105416.4	9340
LMA-13	213873.4	1104896.0	10230	LMA-67 2	218643.0	1105416.4	8820
LMA-13 2	213873.4	1104896.0	10020	LMA-69	216933.4	1104874.3	9285
LMA-15	214522.6	1107999.4	10446	LMA-70	218803.8	1104859.5	9266
LMA-15 2	214522.6	1107999.4	10015	LMA-70 2	218803.8	1104859.5	8536
LMA-18	214550.7	1106978.4	10475	LMA-74	213995.1	1104825.5	13416
LMA-19	215090.0	1108010.0	9935	LMA-74 2	213995.1	1104825.5	9100
LMA-19 2	215090.0	1108010.0	9475	LMA77	214720.5	1107754.5	13557
LMA-20	215354.3	1107487.3	7960	LMA-80	214507.2	1104984.4	11245
LMA-20 2	215354.3	1107487.3	7960	LMA-81	214447.1	1106828.8	13821
LMA-21	214176.8	1105435.9	10570	LMA-81 2	214447.1	1106828.8	12085
LMA-22	219773.1	1105387.4	10040	LMA-86	214043.8	1105193.4	11664
LMA-26	215087.0	1105952.8	9215	LMA-86 2	214043.8	1105193.4	10621
LMA-27	215437.2	1106465.5	9120	LMA88	213626.7	1104869.4	13569
LMA-28	217866.5	1105412.5	9160	LMA90	217737.7	1104864.3	12200
LMA-30	214322.3	1106524.3	10940	LMA92	213839.8	1105445.4	13480
LMA-30 2	214322.3	1106524.3	9965	LMA93	214524.9	1107095.6	14402
LMA-31	213580.3	1105443.5	10795	LMA94	214206.1	1106162.8	15023
LMA-31 2	213580.3	1105443.5	9862	LMA96	215043.3	1107631.6	10525
LMA-45	215317.5	1105429.6	10601	LMA-102	214970.6	1106384.9	7919
LMA-45 2	215317.5	1105429.6	8250	LMA-104	214635.8	1107364.8	12798
LMA-47	219183.2	1104310.5	9321	LMA-106	213692.4	1104109.6	13756
LMA-49	214946.8	1107224.9	10018	LMA-107	215253.1	1107054.9	8585
LMA-50	218180.2	1104865.4	9222	LMA-108	214650.1	1107415.6	9420
LMA-53	214690.8	1104888.2	10155	LMA-109	213937.0	1104747.5	10604
LMA-53 2	214690.8	1104888.2	9410	LMA-110	214861.9	1106098.2	9569
LMA-58	214842.2	1107343.2	10050	LMA-111	214841.3	1108193.2	10332
LMA-60	214927.2	1106565.3	8035	-	-	-	-

Tabla 10.2. Pozos del Bloque I utilizados en el proyecto con sus respectivas coordenadas UTM y la máxima profundidad alcanzada por estos.

Pozo	X (m)	Y (m)	TVD (ft)	Pozo	X (m)	Y (m)	TVD (ft)
VLA-14	219139.9	1110595.4	8726	VLA555	219201.2	1112735.3	7688
VLA-23	223416.8	1113702.4	7110	VLA560	215815.6	1111170.5	8505
VLA-34	219180.6	1114771.8	8650	VLA562	216120.6	1111630.6	8410
VLA-75	217953.2	1112692.4	7309	VLA565	220251.4	1113649.0	7530
VLA-101	222789.9	1110571.7	7740	VLA566	216131.6	1106430.3	8210
VLA-120	219164.5	1112683.4	7201	VLA567	216138.5	1112735.8	9306
VLA-170	218561.7	1113730.2	7316	VLA583	223074.0	1107960.1	10768
VLA-173	217657.2	1114260.4	7375	VLA596	217413.9	1115278.7	10100
VLA-173	217657.2	1114260.4	7254	VLA618	220379.3	1113198.5	7250
VLA-178	220383.3	1113719.5	7300	VLA626	219486.9	1115291.9	7250
VLA-178	220383.3	1113719.5	7300	VLA639	215816.2	1111263.4	13808
VLA-206	215776.6	1105923.6	9710	VLA652	215671.0	1110098.1	9719
VLA-220	220083.9	1114242.6	8000	VLA659	217651.3	1113217.3	7172
VLA-243	215822.6	1112184.8	10514	VLA710	216751.2	1115315.1	14852
VLA-245	216443.0	1114271.1	10650	VLA712	223373.7	1107436.1	14183
VLA-257	219783.2	1114767.0	9882	VLA-722	216116.9	1113324.8	14785
VLA-258	216120.3	1111660.5	9986	VLA-732	219066.8	1115690.1	7340
VLA-263	218260.5	1113217.8	7904	VLA-755	217332.8	1112958.6	7250
VLA-265	218845.5	1113208.5	7213	VLA-756	219979.7	1113853.2	7184
VLA-276	216432.3	1113227.3	10370	VLA-781	215690.5	1110695.7	7753
VLA-280	219126.1	1107472.1	9250	VLA-790	215727.1	1110730.2	8723
VLA-285	216125.7	1112708.8	10930	VLA-796	216284.6	1112458.9	10150
VLA-289	215855.3	1112171.4	9350	VLA-824	215980.7	1111188.9	9910
VLA-298	216423.4	1112186.1	10578	VLA-833	223645.8	1113029.6	8500
VLA-309	215788.5	1108008.9	8970	VLA-840	216662.3	1112878.0	8810
VLA-352	215832.3	1113227.7	10220	VLA-852	216725.9	1112924.6	7367
VLA-353	215835.9	1114271.6	10954	VLA-876	215805.3	1113880.0	14620
VLA-364	221880.0	1111096.5	7446	VLA-879	221746.5	1113710.5	7200
VLA-376	216446.6	1115311.3	10033	VLA-886	216221.4	1112024.6	8286
VLA-396	217036.3	1112177.1	7537	VLA-889	215747.6	1111953.9	10448
VLA-421	216900.2	1111655.5	7486	VLA890	219974.7	1113202.6	7330
VLA-435	217274.5	1112768.3	7314	VLA-909	216904.2	1113478.8	9787
VLA-436	216916.4	1111704.6	7327	VLA-912	216247.5	1111401.6	9873
VLA-436	216916.4	1111704.6	8161	VLA-917	216046.7	1110892.4	9988
VLA-438	217285.2	1112175.8	7348	VLA-937	217194.8	1113650.6	7700
VLA-439	217579.8	1113739.5	10050	VLA-939	216333.7	1111780.9	8460
VLA-463	216913.1	1113327.0	10139	VLA-946	223576.3	1112637.1	7920
VLA-490	219471.0	1113205.3	8032	VLA-957	216564.9	1111633.0	9169
VLA-501	218548.2	1112660.6	7518	VLA-984	224168.8	1114044.8	12384
VLA501a	218548.2	1112660.3	7258	VLA-1014	216709.9	1112464.4	8755
VLA-505	217400.7	1113223.2	7354	VLA-1014	216709.9	1112464.4	8755
VLA-517	216601.5	1112773.6	9857	VLA-1026	215747.7	1109730.6	10040
VLA521	216462.7	1113227.5	8611	VLA-1108	215761.6	1109810.8	9507
VLA523	222812.7	1113706.5	7302	VLA-1111	217210.6	1112598.3	7318
VLA530	221286.5	1113195.3	8014	VLA-1121	216674.2	1113076.6	9105
VLA536	215876.1	1110619.4	10000	VLA-1219	215872.4	1110280.7	10170

Tabla 10.3. Tablas T-Z de los pozos VLA-732, VLA-756, VLA-833 y LMA-94.

Pozo VLA-732		Pozo VLA-756	
Tiempo Doble (ms)	Profundidad (ft)	Tiempo Doble (ms)	Profundidad (ft)
0	0	0	0
468	1469	249	707
621	2055	328	955
779	2555	478	1455
907	3055	617	1955
1027	3555	755	2455
1143	4055	889	2955
1251	4555	975	3355
1363	5055	1045	3655
1435	5405	1423	5330
1559	5955	1491	5635
1651	6399	1567	6000
1667	6453	1643	6357
1705	6653	1685	6548
1755	6931	1691	6573
1783	7099	1721	6727
1819	7288	1755	6901
-	-	1779	7045
Pozo VLA-833		Pozo LMA-94	
Tiempo Doble (ms)	Profundidad (ft)	Tiempo Doble (ms)	Profundidad (ft)
0	0	0	0
656	1955	1038	3460
790	2455	1254	4429
916	2955	1481	5460
1020	3455	1599	5983
1138	3862	1724	6622
1204	4155	1805	7046
1316	4655	1855	7275
1432	5197	2091	8460
1482	5440	2268	9460
1622	6102	2429	10460
1650	6233	2508	10976
1678	6375	2610	11632
1716	6579	2749	12460
1764	6853	2919	13460
1794	7003	3009	14016
1838	7261	3048	14280
1890	7605	3078	14510
1944	7955	3104	14710
2012	8421	3124	14860
2028	8455	-	-

Tabla 10.4. Pozos con curvas de registros sónicos y registros de densidad, con las profundidades iniciales y finales de los mismos.

Pozo	DT		RHOB	
	Prof. Inicial (ft)	Prof. Final (ft)	Prof. Inicial (ft)	Prof. Final (ft)
LMA-11	6900	8100	6900	9884
LMA-13	6000	10220	6000	10224
LMA-30	290	10730	1710	10940
LMA-93	290	13420	6484	10466
LMA-94	3510	15016	7000	15016
LMA-106	10052	10490	7300	10040
VLA-289	3000	9350	3000	9350
VLA-352	5400	9406	6851	10199
VLA-710	13023	14824	6230	14843
VLA-712	13006	14170	7000	11348
VLA-722	6090	10756	6090	14594
VLA-732	1520	7320	1515	7340
VLA-833	1989	8533	1989	8533
VLA-984	2590	11096	8630	12382

Tabla 10.5. Valores puntuales de los mapas de atributos en los pozos para la Formación Guasare.

POZOS	Amplitud (dB)	Cuadratura de Amplitud (dB)	Fase Inst. (deg)	Frecuencia Inst. (Hz)
VLA-14	19	18	46	30,9
VLA-309	35	111	72	21
LMA-53	34	47	54	23
LMA-60	-14	17	130	37,2
LMA-104	-41	-4	-178	22,2
LMA-109	48	0	0	10,8
LMA-110	31	19	32	3,8
LMA-111	-6	-20	-100	31,1

Tabla 10.6. Valores puntuales de los mapas de atributos en los pozos para el tope de las arenas C-4 de la Formación Misoa.

POZOS	Amplitud (dB)	Cuadratura de Amplitud(dB)	Fase Inst. (deg)
VLA-245	-47	-59	20,6
VLA-289	-24	25	12,7
VLA-352	-43	-44	23,4
VLA-376	-21	28	0,9
VLA-463	-34	40	13,5
VLA-560	-26	-57	21,6
VLA-562	-9	19	23,2
VLA-567	-42	50	16
VLA-790	44	-44	23,8
VLA-796	-6	-38	0
VLA-852	-43	56	20,3
VLA-886	-18	28	29,2
VLA-937	-73	-81	17
VLA-939	-4	16	20,4
VLA-1121	-35	-35	15
VLA-1219	0	-64	28,8
LMA-18	23	-41	30,6
LMA-19	-56	57	19,9
LMA-31	-23	-35	17,4
LMA-49	39	-49	21,9

Tabla 10.7. Valores puntuales de los mapas de atributos en los pozos para el tope de las arenas C-7 de la Formación Misoa.

POZOS	Amplitud (dB)	Cuadratura de Amplitud (dB)	Fase Inst. (deg)	Frecuencia Inst. (Hz)
VLA-173	45	23	51	16,8
VLA-243	-18	12	22	21,3
VLA-258	30	31	-43	15,4
VLA-276	-18	14	-23	24,6
VLA-285	70	30	76	17,8
VLA-298	-58	27	-64	21,9
VLA-396	60	5	60	19,7
VLA-421	33	-20	39	23,6
VLA-435	-52	-15	54	22,2
VLA-439	5	45	45	19,6
VLA-505	57	-13	58	17,4
VLA-517	-46	26	53	19,4
VLA-536	4	77	80	21,5
VLA-596	25	-32	43	25,1
VLA-755	7	7	-11	37,9
VLA-909	7	10	13	0
VLA-912	14	-20	25	18,3
VLA-917	-11	-60	-64	23,6
VLA-1026	-2	-16	16	10,1
LMA-13	39	-23	46	11,4
LMA-15	-59	19	-62	23
LMA-18	35	25	43	31,4
LMA-19	-29	-4	29	1,8
LMA-20	-14	5	-15	14,1
LMA-26	25	7	26	17,6
LMA-45	2	17	-19	29,3
LMA-58	19	-13	23	16,1
LMA-60	-31	47	57	25,2
LMA-81	-42	-6	42	19,2
LMA-86	16	29	-33	7,6
LMA-96	-6	-26	27	22,8
LMA-104	45	-20	-49	22,3
LMA-109	40	-47	62	13,4
LMA-110	66	50	83	18,7
LMA-111	-1	73	-75	19,2

Tabla 10.8. Producción anual y acumulada para los pozos de la Formación Guasare.

POZOS	Producción acumulada (bdp)	Producción anual (bdp)
VLA-14	122715	15301
VLA-309	94313	13379
LMA-53	153246	76623
LMA-60	609648	60965
LMA-104	232924	116462
LMA-109	15345	7673
LMA-110	218591	109296
LMA-111	573778	114756

Tabla 10.9. Producción anual y acumulada para los pozos de las arenas C-4 de la Formación Misoa.

POZOS	Producción acumulada (bdp)	Producción anual (bdp)
VLA-245	10597862	441578
VLA-289	6536835	726315
VLA-352	4803731	799448
VLA-376	5293053	189038
VLA-463	4280708	152882
VLA-560	1196679	149529
VLA-562	561015	187005
VLA-567	1153885	88760
VLA-790	567936	51631
VLA-796	1577786	75133
VLA-852	269958	22209
VLA-886	2340802	117040
VLA-937	10182	2546
VLA-939	799381	49961
VLA-1121	292331	73083
VLA-1219	46864	11482
LMA-18	1204453	133828
LMA-19	403349	80670
LMA-31	386372	42930
LMA-49	846204	120886

Tabla 10.11. Producción anual y acumulada para los pozos de las arenas C-7 de la Formación Misoa.

POZOS	Producción acumulada (bdp)	Producción anual (bdp)
VLA-173	4885960	287409
VLA-243	406665	406665
VLA-258	12563805	628190
VLA-276	2133692	177808
VLA-285	1045746	522612
VLA-298	7151114	246590
VLA-396	4751862	237593
VLA-421	13037331	420559
VLA-435	417636	104409
VLA-439	2933019	293302
VLA-505	84963	21241
VLA-517	884546	88449
VLA-536	1186137	148267
VLA-596	1147302	163900
VLA-755	1224470	64446
VLA-909	9707	4644
VLA-912	2832055	149056
VLA-917	1783846	148654
VLA-1026	2757281	275728
LMA-13	2046153	186014
LMA-15	298343	74586
LMA-18	1399410	99958
LMA-19	5473216	421017
LMA-20	3294835	219656
LMA-26	4597213	574652
LMA-45	2885573	360697
LMA-58	4535750	181430
LMA-60	3100480	182381
LMA-81	162202	32440
LMA-86	1033287	93935
LMA-96	238811	39802
LMA-104	248806	41468
LMA-109	821412	136902
LMA-110	215616	35936
LMA-111	746036	373018

Tabla 10.12. Coeficientes de correlación extraídos a partir de regresiones lineales realizadas para buscar la relación existente entre la Producción anual y acumulada contra los valores de atributos sísmicos en los pozos a nivel del marcador de la Formación Guasare.

Atributo sísmico	Producción acumulada	Producción anual
Amplitud	0,5433	0,3545
Cuadratura de la Amplitud	0,1661	0,2831
Fase instantánea	0,1392	0,7725
Frecuencia instantánea	0,4102	0,1775
Derivada de la Amplitud	0,1412	0,2466

Tabla 10.13. Coeficientes de correlación extraídos a partir de regresiones lineales realizadas para buscar la relación existente entre la Producción anual y acumulada contra los valores de atributos sísmicos en los pozos a nivel del marcador de C-7.

Atributo sísmico	Producción acumulada	Producción anual
Amplitud	0,0183	0,0611
Cuadratura de la Amplitud	0,0022	0,0416
Polaridad Aparente	0,0179	0,0075
Frecuencia instantánea	0,010	0,0238

Tabla 10.14. Coeficientes de correlación extraídos a partir de regresiones lineales realizadas para buscar la relación existente entre la Producción anual y acumulada contra los valores de atributos sísmicos en los pozos a nivel del marcador de C-4.

Atributo sísmico	Producción acumulada	Producción anual
Amplitud	0,0679	0,0476
Polaridad Aparente	0,1408	0,0213
Frecuencia instantánea	0,134	0,0145

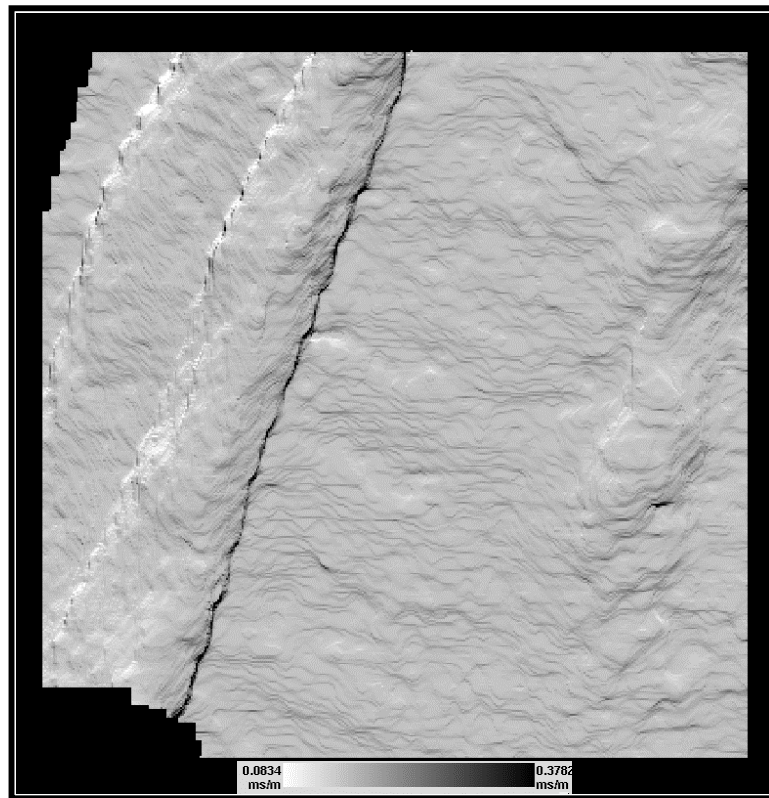


Figura 10.1. Mapa de iluminación de la discordancia del Eoceno.

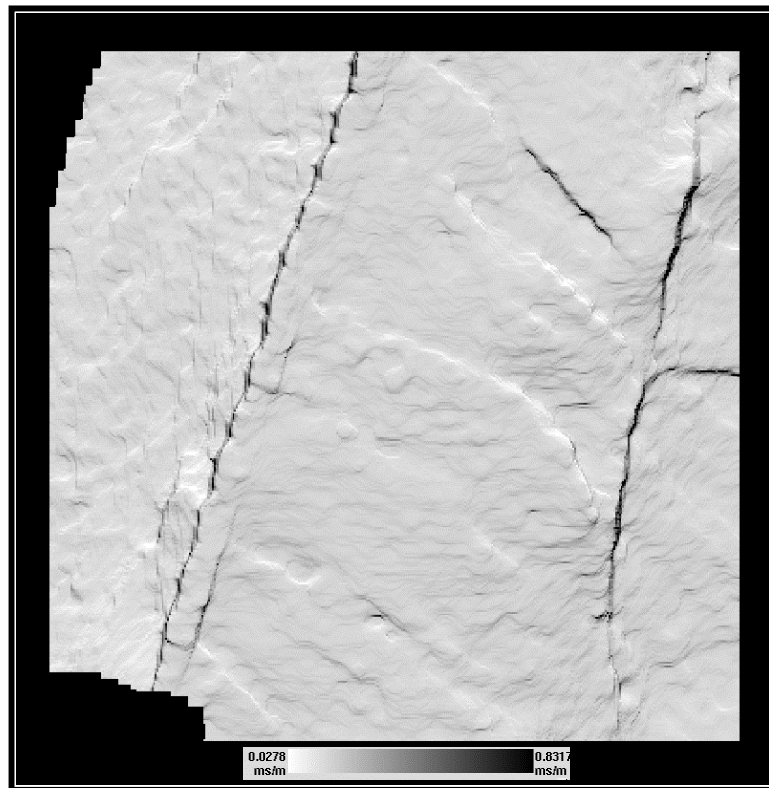


Figura 10.2. Mapa de iluminación de la Formación Guasare.

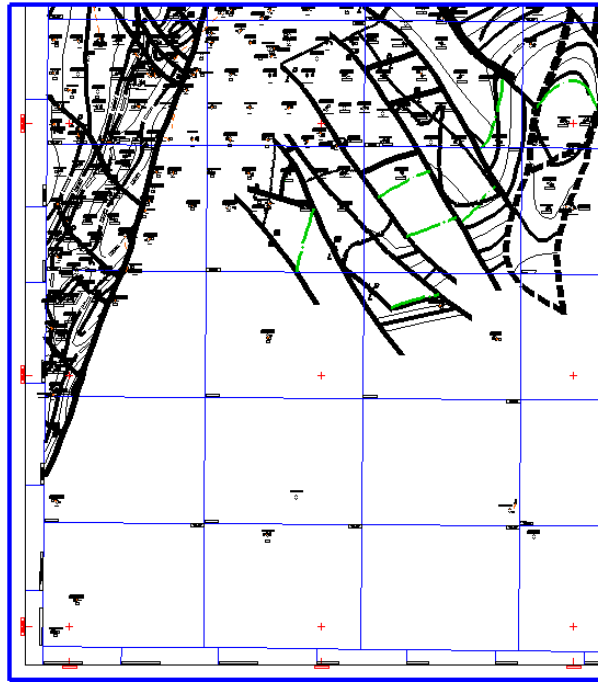


Figura 10.3. Mapa estructural oficial de C-4 al sur del Bloque I.

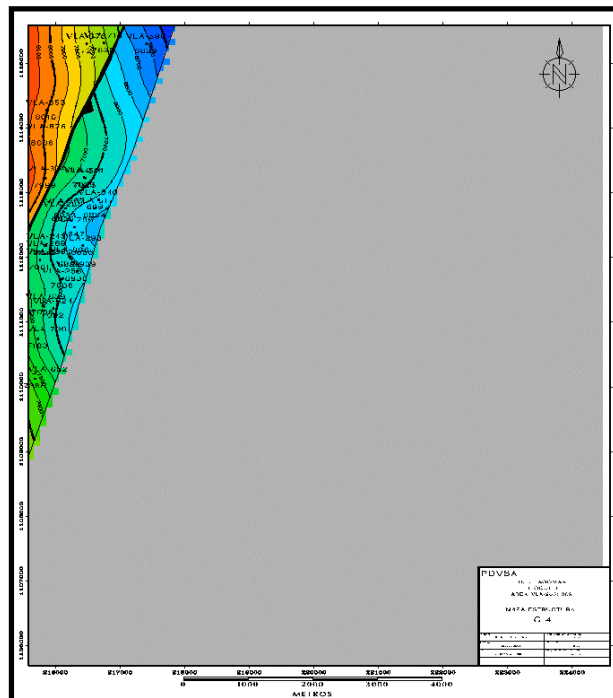


Figura 10.4. Mapa estructural de C-4 del área de estudio en Bloque I.

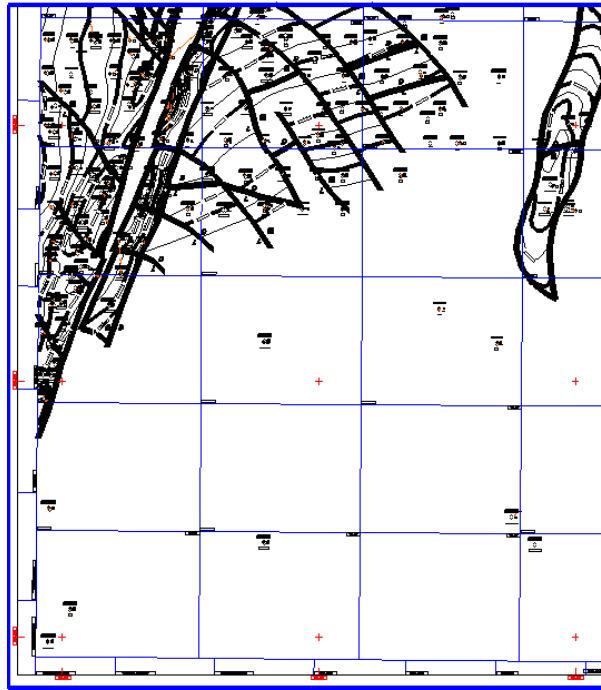


Figura 10.5. Mapa estructural oficial de C-7 al sur del Bloque I.

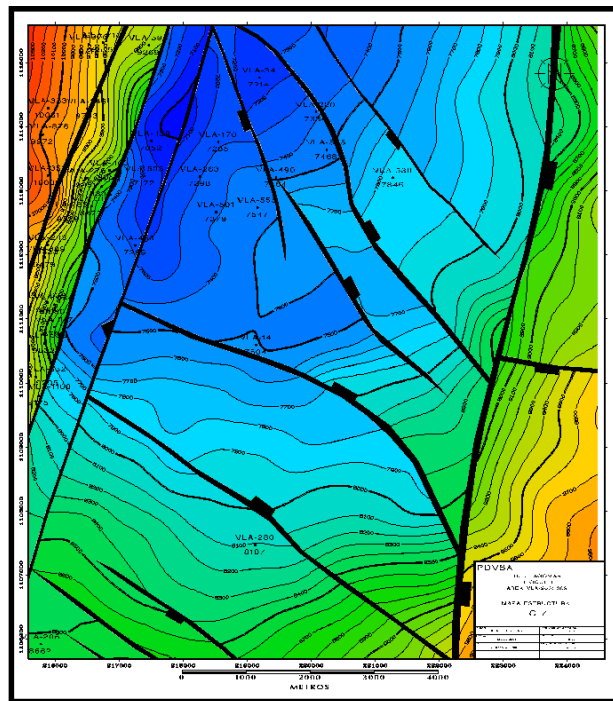


Figura 10.5. Mapa estructural de C-7 del área de estudio en Bloque I.

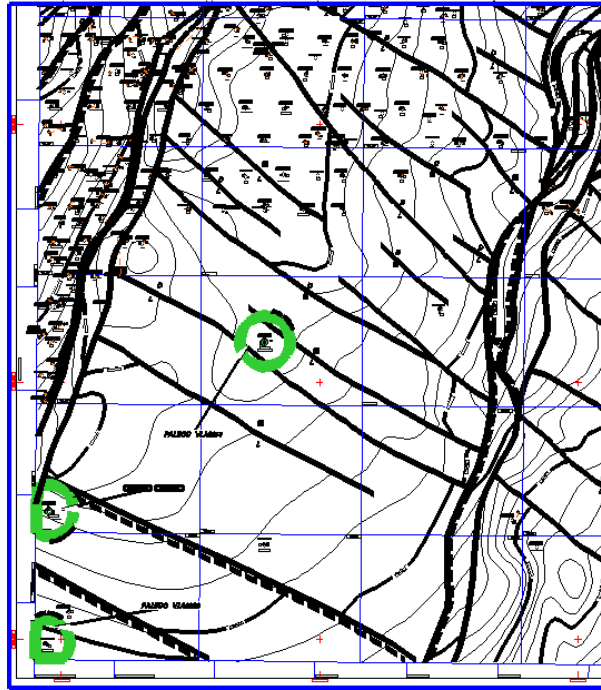


Figura 10.7. Mapa estructural oficial de la Formación Guasare al sur del Bloque I.

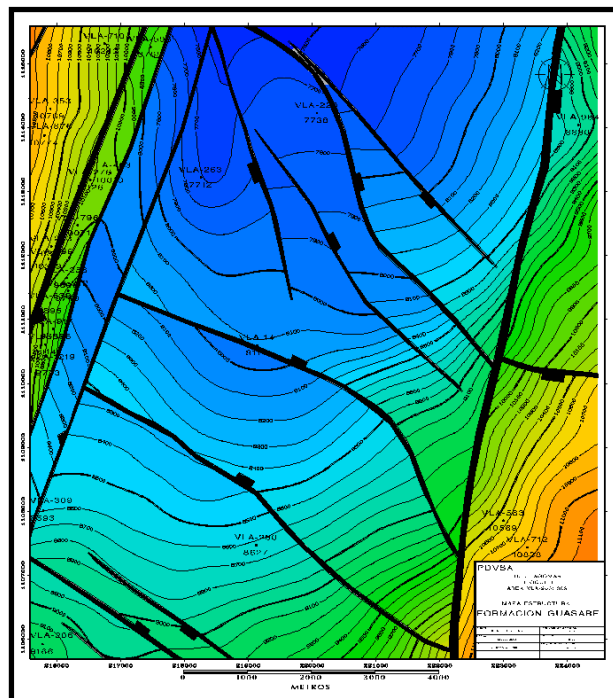


Figura 10.8. Mapa estructural de la Fm. Guasare del área de estudio en Bloque I.