

**ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA EN EL OFFSHORE DEL CARIBE COLOMBIANO  
EN CERCANÍAS A LOS POZOS CARTAGENA**

**Por: ESTEBAN ALFARO SABOGAL**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE FISICOQUIMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGIA  
Bucaramanga  
2008**

**ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA EN EL OFFSHORE DEL CARIBE COLOMBIANO  
EN CERCANÍAS A LOS POZOS CARTAGENA**

**Por: ESTEBAN ALFARO SABOGAL**

**Director: GERMAN MEZA CÁCERES  
(GEÓLOGO ICP)**

**Codirector: RICARDO MIER UMAÑA  
(GEÓLOGO ESPECIALISTA UIS)**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE FISICOQUIMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGIA  
Bucaramanga  
2008**

## **AGRADECIMIENTOS**

Quiero agradecer a mi madre Sonia, mi hermana Laura Camila, mi novia Diana, quien me acompaña en cualquier situación, y a un amado ser que viene en camino. Quiero dar también agradecimientos especiales al quien fue guía principal de éste trabajo, mi profesor Jorge Rubiano, así como también a Andrés Mora, Alexander Rey, German Yury Ojeda, German Meza, Vladimir Torres, Iván Olaya, Carlos Piedrahita, Saúl Guevara, William Agudelo, Andrés Calle, Juan Diego Colegial, Jorge Pinto, Luis Carlos Mantilla, Jairo Clavijo, Eduardo Rossello y Ricardo Mier por ser unas grandes personas y por el apoyo que me pudieron ofrecer. A mis compañeros de universidad Allan Cifuentes, Emilio Torres, Mao, el nono, Gigi, Claudia, Johnma, Reynald, Crispin, les agradezco. Finalmente quiero agradecer a la Universidad Industrial de Santander, al Instituto Colombiano del Petróleo y por supuesto a la hermosa Madre Tierra que nos ha sabido dar lo que tenemos.

## TABLA DE CONTENIDO

|  | <b>Páginas</b> |
|--|----------------|
| <b>RESUMEN</b> .....                             | 18             |
| <b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....                     | 20             |
| 1.1 OBJETIVOS.....                               | 21             |
| 1.1.1 OBJETIVOS GENERALES.....                   | 21             |
| 1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....                 | 21             |
| 1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....              | 22             |
| 1.3 ÁREA DE ESTUDIO.....                         | 22             |
| 1.4 MARCO TEÓRICO.....                           | 23             |
| 1.4.1 ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA.....                 | 23             |
| 1.4.2 SECUENCIA SÍSMICA DEPOSITACIONAL.....      | 25             |
| 1.4.3 FACIES SÍSMICAS.....                       | 27             |
| 1.4.3.1 CONFIGURACIÓN DE LAS REFLEXIONES.....    | 28             |
| 1.4.3.2 FORMAS EXTERNAS.....                     | 32             |
| 1.4.3.3 LÍMITES DE SECUENCIAS.....               | 33             |
| 1.4.4 ATRIBUTOS SÍSMICOS .....                   | 36             |
| 1.4.4.1 DESCOMPOSICIÓN ESPECTRAL.....            | 36             |
| 1.4.4.2 ATRIBUTOS INSTANTÁNEOS.....              | 39             |
| 1.4.4.2.1 FRECUENCIA INSTANTÁNEA.....            | 40             |
| 1.5 GEOLOGÍA REGIONAL DEL CARIBE COLOMBIANO..... | 41             |
| 1.5.1 ESTRATIGRAFIA.....                         | 41             |
| 1.5.1.1 DELTAS.....                              | 49             |
| 1.5.2 GEOLOGIA ESTRUCTURAL.....                  | 50             |

|  |           |
|--|-----------|
| 1.5.2.1 FALLAS PRINCIPALES.....  | 53        |
| 1.5.2.2 CINTURONES DEFORMADOS.....                                       | 53        |
| 1.5.2.3 MACIZOS ANTIGUOS.....  | 55        |
| 1.5.3 TECTÓNICA.....   | 56        |
| 1.5.4 EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA.....                              | 57        |
| 1.6 METODOLOGÍA .....  | 62        |
| 1.6.1 ADQUISICIÓN DE BASES TEÓRICAS.....                                 | 63        |
| 1.6.2 SELECCIÓN DE DATOS.....  | 63        |
| 1.6.3 DETERMINACIÓN DE SECUENCIAS EN LOS POZOS.....                      | 63        |
| 1.6.4 AMARRE SÍSMICA-POZO.....   | 65        |
| 1.6.5 INTERPRETACIÓN SÍSMICA.....  | 66        |
| 1.6.6 INTEGRACIÓN CON UN MODELO ESTRUCTURAL .....                        | 66        |
| 1.6.7 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN ESTRATIGRÁFICA.....                      | 66        |
| 1.6.8 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....                                | 67        |
| <b>2. RESULTADOS.....</b>  | <b>67</b> |
| 2.1 INTERPRETACIÓN SÍSMICA Y ANÁLISIS DE ATRIBUTOS SÍSMICO               | 67        |
| 2.1.1 SECUENCIA SÍSMICA I.....   | 67        |
| 2.1.2 SECUENCIA SÍSMICA II.....  | 69        |
| 2.1.3 SECUENCIA SÍSMICA III.....   | 71        |
| 2.2 MAPAS Y SUPERFICIES ESTRUCTURALES DE LOS HORIZONTE<br>SÍSMICOS ..... | 75        |
| 2.2.1 MAPA DEL TOPE DE LA SECUENCIA SÍSMICA I.....                       | 75        |

|   |            |
|---|------------|
| 2.2.2 MAPA DEL TOPE DE LA SECUENCIA SÍSMICA II .....  | 76         |
| 2.2.3 MAPA DEL TOPE DE LA SECUENCIA SÍSMICA III .....   | 78.        |
| 2.2.4 MAPA DE LA BASE DE LA SECUENCIA SÍSMICA<br>III.....   | 80         |
| 2.3 MODELO 3D DE LAS SECUENCIAS SISMICAS.....   | 82         |
| 2.3.1 MODELO 3D DE LA SECUENCIA SISMICA I.....  | 82         |
| 2.3.2 MODELO 3D DE LA SECUENCIA SISMICA II.....   | 83         |
| 2.3.3 MODELO 3D DE LA SECUENCIA SISMICA III.....  | 83         |
| 2.4 MARCO CRONOESTRATIGRÁFICO.....  | 84         |
| 2.5 MAPEO DE FACIES SÍSMICAS A-B/C CON BASE EN VAIL <i>ET AL.</i> ,<br>(1977) Y RAMSAYER, (1979)..... | 87         |
| 2.5.1 FACIES DE AMBIENTES DELTAICOS.....  | 87         |
| 2.5.2 FACIES TURBIDITICAS Y “CHANNEL LEVEE COMPLEX”.....  | 88         |
| 2.5.3 FACIES CLÁSTICAS DE ORIGEN MARINO SOMERO.....   | 88         |
| 2.5.4 FACIES DE ARCILLAS HEMIPELÁGICAS DE AGUAS<br>PROFUNDAS.....                                     | 89         |
| 2.5.5 FACIES TURBIDITICAS DE ALTA VELOCIDAD.....  | 89         |
| <b>3 DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....</b>   | <b>96</b>  |
| 3.1 AMBIENTES DE DEPOSITACIÓN, LITOLOGÍAS Y DISTRIBUCIÓN DE<br>FACIES .....                           | 96         |
| 3.2 AMBIENTE TECTÓNICO.....   | 98         |
| 3.3 EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA EN EL ÁREA DE LOS<br>POZOS CARTAGENA.....                        | 100        |
| <b>4. CONCLUSIONES.....</b>   | <b>102</b> |

|                          |            |
|--------------------------|------------|
| <b>BIBLIOGRAFÍA.....</b> | <b>104</b> |
| <b>ANEXOS.....</b>       | <b>112</b> |

## LISTA DE FIGURAS

### Páginas

|   |     |
|---|-----|
| Figura 1. Localización del área de estudio. -----   | 23  |
| Figura. 2. Geometría depositacional dependiente de los cambios del nivel del mar y del flujo de sedimentos. -----   | 26  |
| Figura 3. Arriba, Sección estratigráfica de una secuencia. Los límites están definidos por las superficies A y B, los cuales pasan lateralmente de inconformidades a sus correlativas conformidades. Las unidades de estratos del 1 al 25 están trazadas por superficies estratigráficas y donde se pierden es evidente el hiato. Abajo, sección cronoestratigráfica generalizada de una secuencia. ----- | 27  |
| Figura 4. Configuración de las reflexiones paralelas, subparalelas, onduladas y divergentes -----   | 29  |
| Figura 5. Clinoformas progradantes sigmoides, tangenciales, paralelas, complejas sigmoides-oblicuas, "shingled" y hummocky. -----   | 29  |
| Figura 6. Patrones de reflexiones sísmicas caóticas y libres de reflexión.----  | 31  |
| Figura 7. Formas externas de tipo relleno o en montículos.-----   | 32  |
| Figura 8. Algunas unidades de facies sísmicas asociadas a montículos (mounds). -----  | -33 |
| Figura 9. Relación de los estratos respecto a los límites de secuencias depositacionales. -----   | -35 |

|  |      |
|--|------|
| Figura 10. Definiciones de la teoría de “análisis de trazas complejas”. -----  | --40 |
| Figura 11. Cuadro cronoestratigráfico de las seis secuencias depositacionales identificadas por Duarte <i>et al.</i> , (2007) en costa afuera del Caribe Colombiano.                                 | 46   |
| Figura 12. Sección cronoestratigráfica que resume la evolución de la Cuenca del Valle Inferior del Magdalena, del Cinturón Deformado de Sinú-San Jacinto y del Cinturón periférico del Caribe. ----- | 48   |
| Figura 13. Columna estratigráfica generalizada para Sinú y San-Jacinto. -----  | 49   |
| Figura 14. Mapa geológico del Norte de Colombia sobrepuesto al mapa estructural del área costa afuera y el área de estudio delimitada. -----   | 52   |
| Figura 15. Convergencia entre las placas Caribe, Suramericana y Nazca. --  | -57  |
| Figura 16. Corte suroeste-noreste en el Cretácico Inferior-Paleoceno. -----  | 60   |
| Figura 17. Sección esquemática del Paleoceno - Eoceno Temprano. -----  | 60   |
| Figura 18. Sección esquemática durante el Eoceno Medio. -----  | 61   |
| Figura 19. Evento depositacional del Mioceno Temprano y Medio. -----   | 61   |
| Figura 20. Esquema depositacional durante el Mioceno Tardío con sedimentación de las cuencas Plato y San-Jorge y depositación en San Jacinto. -----  | 62   |
| Figura 21. Fase actual formándose zonas de cabalgamientos en el área de Sinú y fallamiento normal en el área de San Jorge. -----   | 62   |

|   |    |
|---|----|
| Figura 22. Correlación de secuencias estratigráficas a partir de los registro gamma ray de los pozos X y Y. -----           | 64 |
| Figura 23. Sismograma sintético para el pozo X en color rosa sobrepuesto a la línea sísmica A, en azul verdoso. -----       | 65 |
| Figura 24. Sismograma sintético, en color amarillo sobrepuesto a la línea sísmica F, en azul verdoso, para el pozo Y. ----- | 65 |
| Figura 25. Amarre del pozo Y, desplegando su registro gamma ray, con la línea sísmica E. -----                              | 65 |
| Figura 26. Amarre del pozo Y, desplegando su registro gamma ray, con la línea sísmica E. -----                              | 65 |
| Figura 27. Amarre del pozo X, desplegando su registro gamma ray, con la línea sísmica A. -----                              | 65 |
| Figura 28. Amarre del pozo X, desplegando su registro gamma ray, con la línea sísmica A. -----                              | 66 |
| Figura 29. A) Línea sísmica H no interpretada. B) Línea sísmica H interpretada. -----                                       | 72 |
| Figura 30. Línea sísmica H con descomposición espectral a una frecuencia de 65 Hz. -----                                    | 72 |
| Figura 31. Línea sísmica H con descomposición espectral a una frecuencia de 5 Hz. -----                                     | 72 |

Figura 32. A) Línea sísmica E no interpretada. B) Línea sísmica E interpretada.  
C) Sección interpretada del recuadro en la línea sísmica de la Figura 32B. D)  
Sección no interpretada del recuadro en la línea sísmica de la Figura 32C. E)  
Sección interpretada del recuadro en la línea sísmica de la Figura 32C. ----- 72

Figura 33. Descomposición espectral aplicada a 5Hz sobre una porción de la  
línea sísmica E. ----- 72

Figura 34. Descomposición espectral aplicada a 65hz sobre la línea sísmica E.  
----- 73

Figura 35. Descomposición espectral aplicada a 90hz sobre la línea sísmica E.  
----- 73

Figura 36. A) Línea sísmica C no interpretada B) Línea sísmica C interpretada.  
----- 73

Figura 37. A) Línea sísmica A no interpretada. B) Línea sísmica A interpretada.  
----- 73

Figura 38. A) Línea sísmica G no interpretada. B) Línea sísmica G interpretada.  
C) Interpretación de la sección del recuadro de la línea sísmica G-----73

Figura 39. A) Línea sísmica D no interpretada B) línea sísmica D interpretada.  
C) Sección interpretada del recuadro de la figura 39B. ----- 73

Figura 40. Línea sísmica D con Frecuencia instantánea. ----- 73

Figura 41. Línea sísmica D con descomposición espectral a 65 hz. ----- 73

Figura 42. Descomposición espectral a 90hz de la línea sísmica D. ----- 73

Figura 43. A) Línea sísmica B no interpretada. B) línea sísmica B interpretada ilustrando un sistema de semi-graben. C) Porción de la línea sísmica B marcada en el recuadro de la Figura 43B. -----74

Figura 44. Descomposición espectral a 5hz de una porción de la línea B. -----  
-----74

Figura 45. Descomposición espectral a 65hz de una porción de la línea B.  
-----74

Figura 46. Descomposición espectral a 30hz de una porción de la línea B.  
----- 74

Figura 47. A) Línea sísmica F no interpretada. B) línea sísmica F interpretada. -  
----- 74

Figura 48. Descomposición espectral a 90 Hz de la línea sísmica F. -----74

Figura 49. Descomposición espectral a 65 Hz de la línea sísmica F-----74

Figura 50. A) Línea sísmica I no interpretada. B) Línea sísmica I interpretada. --  
-----74

Figura 51. Mapa en tiempo doble (msec) del tope de la Secuencia Sísmica I.----  
----- 76

Figura 52. Mapa en tiempo doble (msec) del tope de la Secuencia Sísmica II.---  
-----77

Figura 53. Mapa en tiempo doble del tope (msec) de la Secuencia Sísmica III.

|   |    |
|---|----|
| -----   | 79 |
| Figura 54. Mapa en tiempo doble (msec) de la base de la Secuencia Sísmica III. -----  | 81 |
| Figura 55. Modelo 3D de la secuencia I. -----   | 82 |
| Figura 56. Modelo 3D de la secuencia II. -----  | 83 |
| Figura 57. Modelo 3D de la secuencia III. -----   | 84 |
| Figura 58. A) Interpretación de la línea sísmica E. B) Marco cronoestratigráfico de la zona de estudio basada en la línea sísmica E.-----                                       | 86 |
| Figura 59. Mapa de distribución de facies sísmicas (A-B/C) de la secuencia I. -<br>-----  | 90 |
| Figura 60. Mapa de distribución de facies sísmicas (A-B/C) de la secuencia I sobrepuesto al mapa, en TWT (msec), de contornos estructurales del tope de la secuencia I. -----   | 91 |
| Figura 61. Mapa de distribución de facies sísmicas (A-B/C) de la secuencia II. -<br>-----   | 92 |
| Figura 62. Mapa de distribución de facies sísmicas (A-B/C) de la secuencia II sobrepuesto al mapa, en TWT (msec), de contornos estructurales del tope de la secuencia II. ----- | 93 |
| Figura 63. Mapa de distribución de facies sísmicas (A-B/C) de la secuencia III. -----   | 94 |

Figura 64. Mapa de distribución de facies sísmicas (A-B/C) de la secuencia III  
sobrepuesto al mapa, en TWT (msec), de contornos estructurales del tope de  
la secuencia III. ----- 95

Figura 65. Modelo tectónico de margen pasivo asociado a cabalgamientos. ----  
----- 99

Figura 66. Mapa gravimétrico Geosat (free-air) del Caribe. -----99

## LISTA DE ANEXOS

Anexo 1. Estratigrafía General del Norte de Colombia. -----112

Anexo 2. Tabla tiempo-profundidad para el área.-----114

## RESUMEN

**TÍTULO:** ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA EN EL OFFSHORE DEL CARIBE COLOMBIANO EN CERCANÍAS A LOS POZOS CARTAGENA \*

**AUTOR:** ESTEBAN ALFARO SABOGAL \*\*

**PALABRAS CLAVE:** secuencias sísmicas, estratigrafía sísmica, descomposición espectral, frecuencia instantánea, facies sísmicas, corrientes de turbidez, ambientes deltaicos

### CONTENIDO

En el área costa afuera en cercanías a los pozos Cartagena, aproximadamente a 22.5 km de la línea de costa entre Punta Canoas y Boca Vieja al noroccidente de Colombia, se identificaron tres secuencias sísmicas, la distribución de cinco facies sísmicas y la distribución de la potencial roca reservorio. El procedimiento consistió en la aplicación de la estratigrafía sísmica integrada con información bioestratigráfica de los pozos Cartagena y complementada con un análisis de descomposición espectral y frecuencia instantánea. Se propone que durante el Plioceno Medio-Plioceno Tardío se depositó la Secuencia Sísmica III que incluye unas facies arcillosas hemipelágicas de aguas profundas distribuidas sobre la mayoría del área con excepción de la zona Central y Sur. Hacia la zona Central y Sur, se distribuyen unas facies de talud y llanura abisal compuestas de posibles cuerpos arenosos de corrientes de turbidez. A inicios del Pleistoceno se deposita una secuencia II con unas facies de ambientes deltaicos probablemente arenosas a lodosas. Éste tipo de facies se distribuye principalmente en la zona Noreste, mientras que al Sur se depositan unas facies clásticas de plataforma, de origen marino somero con algunos remanentes de arcillas hemipelágicas de aguas profundas, especialmente distribuidas en las zonas Oeste y Noroeste. Posteriormente, a finales del Pleistoceno se deposita la secuencia I con facies de talud y llanura abisal compuestas probablemente de cuerpos arenosos de corrientes de turbidez y algunos sistemas de canales levee. Éstas facies quedaron distribuidas en una zona central con un engrosamiento hacia el Oeste del área de estudio. Por otro lado las facies deltaicas con algunos sistemas de canales levee continuaron expandiéndose al Norte, Este y Oeste del área de estudio, mientras que las facies clásticas de plataforma y de origen marino somero se distribuyeron básicamente en la zona Central y Sur. Una potencial roca reservorio asociada a facies arenosas turbidíticas, canales de talud y llanura abisal, en las secuencias I y III, depositadas durante el Plioceno Medio al Pleistoceno, se distribuyen hacia el Sur, Centro y Suroeste del área de estudio. Una segunda potencial roca reservorio en las secuencias I y II, asociada con facies deltaicas y deslizamientos arenosos y lodosos, de margen de plataforma, depositados durante el Pleistoceno, está distribuida hacia el Noreste, Norte y Suroeste del área de estudio.

---

\* Proyecto de grado. Modalidad: investigación

\*\* Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director: German Meza Cáceres. Codirector: Ricardo Mier Umaña

## ABSTRACT

**TITLE:** SEISMIC STRATIGRAPHY AT CARIBBEAN OFFSHORE IN THE AREA OF CARTAGENA WELLS\*

**AUTHOR:** ESTEBAN ALFARO SABOGAL \*\*

**KEY WORDS:** seismic sequences, seismic facies, seismic stratigraphy, spectral decomposition, instantaneous frequency, delta plain, intraslope turbidite sands

## CONTENT

In the Caribbean offshore area near to the Cartagena well's, approximately 22.5 km from shoreline of Northwest Colombian, between "Punta Canoas" and "Boca Vieja" I identified three seismic sequences, the distribution of five seismic facies and the distribution of the potential reservoir. The methodology used here includes the application of seismic stratigraphy complemented with spectral decomposition and instantaneous frequency analysis, and integrated with biostratigraphic information of the Cartagena well's. In this study it is proposed that during the Middle Pliocene-Late Pliocene, took place the deposition of the Seismic Sequence III, with facies of hemipelagic clays of deep waters distributed over most of the area, except in the Central and South area. Intraslope turbidite sands and abyssal plain facies are distributed towards the Central and South zone of the study area. Sands and shales of delta plain and pro-delta of the Sequence II, were deposited during Early Pleistocene over the Northeast zone. In the area South were deposited clastic sediments of shelf and shallow waters, with some hemipelagic clays of deep waters facies, especially distributed over the West and Northwest of the study area, near to Cartagena well's, during Early Pleistocene. Later, during Late Pleistocene, it was deposited facies of intraslope turbidite sands and abyssal plain and levee channels. This turbidite and levee channel complex facies are deposited over the Central zone, with great extension at the West. The delta facies and levee channel complex continued deposition during Late Pleistocene, at North, East and West areas. The shelf clastic sediments of shallow waters was deposited in the Central and South areas, during Late Pleistocene. A potential reservoir of intraslope turbidite sands, channels and abyssal plains, in the Sequences I and III, was deposited during Middle Pliocene to Pleistocene, with a distribution at South, Center and Southwest of the study zone. A second reservoir of sandy delta facies of shelf margin, in the Sequences I and II, was deposited during the Pleistocene, with a extension at Northeast, North and Southwest of the Cartagena area, Caribbean Sea.

---

\* Grade Project. Modaly: Research

\*\* Physical – Chemical Engineerings Faculty. Geology School. Director: German Meza Cáceres.  
Codirector: Ricardo Mier Umaña

## **1. INTRODUCCIÓN**

La zona ubicada sobre el Mar Caribe, a 22.5 km al norte de la línea de costa de la ciudad de Cartagena desde Punta Canoas a Boca Vieja, fue perforada por los pozos Cartagena. Ésta región hace parte de la llamada Cuenca Colombia y está localizada sobre el prisma de acreción del sur del Caribe. Los pozos Cartagena han revelado areniscas con manifestaciones de gas, posiblemente asociadas a entrapamientos, principalmente, de tipo estratigráfico; sin embargo no se ha determinado la distribución de la potencial roca reservorio, ni los ambientes de depositación en la zona. Por medio de la identificación e interpretación de los límites de secuencias sísmicas, es posible definir secuencias sísmicas cuya configuración, continuidad, terminaciones y amplitud de las reflexiones internas permite realizar un análisis de facies sísmicas, y de ésta forma, interpretar los ambientes y procesos de depositación así como determinar la distribución de la potencial roca reservorio en ésta área.

## **1.1 OBJETIVOS**

### **1.1.1 OBJETIVOS GENERALES**

Determinar la distribución de la potencial roca reservorio, en las cercanías a los pozos Cartagena, en el Caribe costa afuera, a través de la estratigrafía sísmica.

### **1.1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Definir el marco estratigráfico relativo para el Neógeno en el área en cercanía a los pozos Cartagena en el offshore del Caribe Colombiano.
- Realizar el análisis de facies sísmicas para cada secuencia sísmica del área en cercanía a los pozos Cartagena en el offshore del Caribe colombiano.
- Determinar los ambientes de depositación y predecir la litología a partir del análisis de facies sísmicas en cercanías a los pozos Cartagena.

## **1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA**

Los pozos Cartagena, localizados al noroeste de Colombia, perforados en el Caribe offshore por la Texas Petroleum Company, presentan areniscas con manifestaciones de gas posiblemente asociadas a cambios laterales de facies; sin embargo no se ha determinado la distribución de la potencial roca reservorio en el área, ni se han definido los ambientes y procesos de depositación para las unidades terciarias y cuaternarias presentes en la zona.

## **1.3 ÁREA DE ESTUDIO**

El área de interés (Figuras 1 y 14), cubre una extensión de aproximadamente 7102 kilómetros cuadrados; a unos 22,5 kilómetros de la línea de costa al Norte de Cartagena. Se encuentra ubicada en la parte sur de la Cuenca Colombia, en el Mar Caribe. Corresponde a la porción occidental costera, adyacente a la plataforma del Caribe Colombiano (terreno Sinú); inicialmente denominada geosinclinal de Bolívar (Nygren, 1950), región inestable (Duque-Caro, 1973) o cinturón deformado (Case, 1974), cuenca muy favorable para contener secuencias y cuerpos arenosos potencialmente almacenados (ANH, 2007).

Las coordenadas de los vértices del área de estudio son:

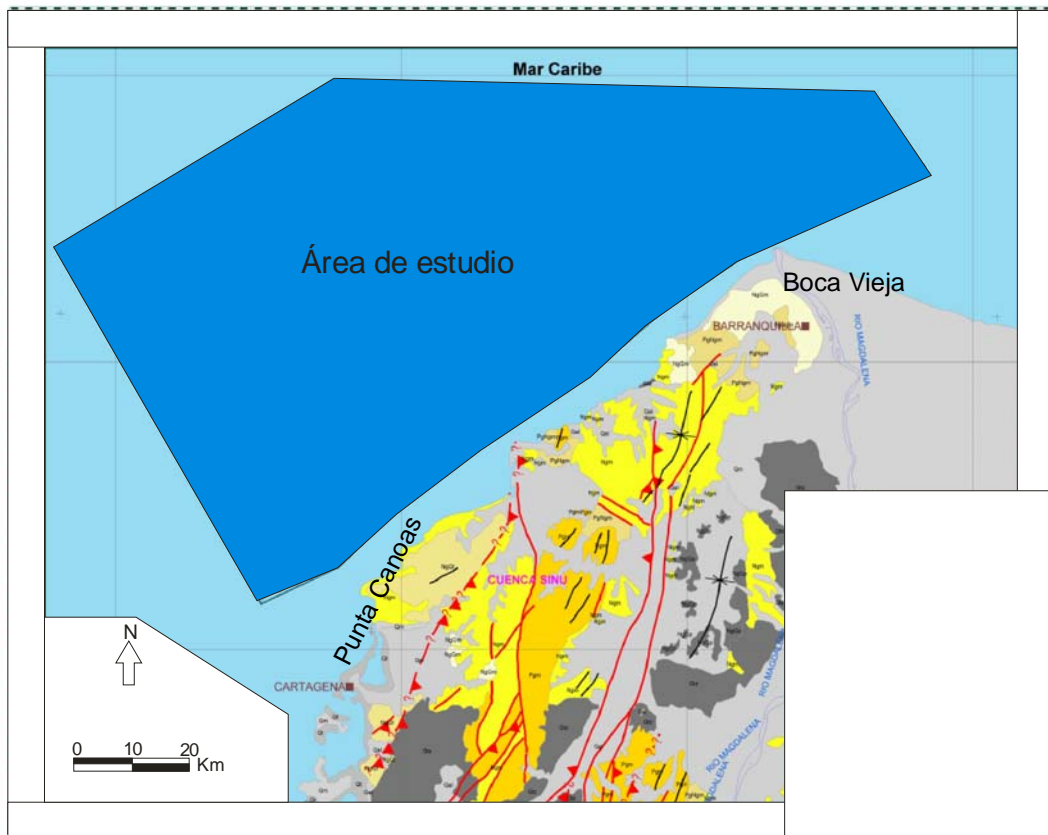
X: 1089673.96167 Y: 1119470.17253

X: 937705.35229 Y: 1248288.99805

X: 993029.17261 Y: 1946072.16211

X: 959734.34839 Y: 1118238.59229

X: 225389.61011 Y: 1157891.47461



**Figura 1. Localización del área de estudio.** En color rojo se observa la localización de cada línea sísmica utilizada en éste estudio. En color azul celeste se ilustra la posición de los pozos Cartagena. El sistema de referencia corresponde a coordenadas planas con origen Bogota x: 1'000.000 y: 1'000,000 (Modificado de ECOPETROL SA, 2000).

## 1.4 MARCO TEÓRICO

### 1.4.1 ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA

La estratigrafía sísmica es un acercamiento a una interpretación estratigráfica a partir de datos sísmicos. Ésta técnica, precursora de la estratigrafía de secuencias moderna, fue introducida originalmente por Vail *et. al.*, (1977).

Se basa en que las propiedades de las reflexiones sísmicas permiten la aplicación directa de conceptos geológicos basados en estratigrafía física (Vail *et. al.*, 1977). Algunos principios aplicables como el de superposición de Steno permiten algunas

veces determinar la edad relativa en una sucesión de estratos. Otros principios aplicables en la estratigrafía sísmica son el de horizontalidad original de Steno, en que los estratos de una sección sedimentaria se depositan inicialmente de forma horizontal por acción de la gravedad y el de continuidad lateral original donde los estratos se extienden arealmente hasta acuñarse o terminando contra otros cuerpos. También como poderosa herramienta a la hora de interpretar ambientes depositacionales, se aplica la Ley de Walther, aunque con algunas generalizaciones. Ésta ley dice que facies contiguas pueden aparecer superpuestas.

Las reflexiones sísmicas primarias son las de mayor interés en la interpretación estratigráfica. Corresponden a respuestas visco-elásticas de los cuerpos de roca, dadas por la velocidad de las ondas y densidad del medio y están asociadas a interfases, estratificaciones o inconformidades dentro de la roca, por lo cual se pueden aproximar, en gran medida, a líneas de tiempo. Algunas excepciones como el contacto de fluidos o cambios diagenéticos (reflexiones primarias presentes en zonas donde hay cambios del ópalo 'A' al ópalo 'B') muestran reflexiones que representan superficies genuinas en el sentido cronoestratigráfico (Emery y Myers, 1996). Así los datos sísmicos de reflexión primarios apilados en una sección sísmica migrada, corresponden a un registro depositacional tanto cronoestratigráfico como estructural. La clave importante de éstos indicios está en que los contrastes correlativos de impedancia, representados en datos sísmicos, están representados por interfases estratigráficas y no por cambios laterales de facies. Dependiendo de la escala de resolución sísmica, los cambios faciales dentro de un estrato equivalente en tiempo son graduales y no generan reflexiones (Emery y Myers, 1996), convirtiendo ésta técnica en una poderosa herramienta para interpretar el registro de las superficies estratigráficas.

La metodología propuesta por Vail *et al.*, (1977) consiste fundamentalmente en: (1) un análisis de secuencias sísmicas; teniendo en cuenta las terminaciones, continuidad, geometría, amplitudes y velocidades de los reflectores; (2) análisis de facies sísmicas y (3) análisis de cambios relativos del nivel del mar. Con esto es

posible realizar los siguientes tipos de interpretaciones estratigráficas: (1) correlaciones de tiempo geológico, (2) definición de unidades depositacionales genéticamente asociadas, (3) espesores y ambientes de depositación de unidades genéticamente asociadas, (4) paleobatimetría, (5) historia de enterramiento, (6) relieve y topografía sobre inconformidades y (7) paleogeografía e historia geológica con integración de otros datos geológicos (Vail *et al.*, 1977). Al parecer las litofacies y tipos de roca son incapaces de reconocerse en datos sísmicos, sin embargo algunos estudios demuestran lo contrario como lo sugiere Posamentier, (2003), por ejemplo, sugiriendo que en algunas ocasiones el carácter caótico de las reflexiones sísmicas pueden indicar enriquecimiento de lodos.

Para tener un modelo más confiable, además de la sísmica, es conveniente realizar un trabajo multidisciplinario haciendo un amarre con datos de geología de superficie y registros de pozos (Van Wagoner *et al.*, 1988)

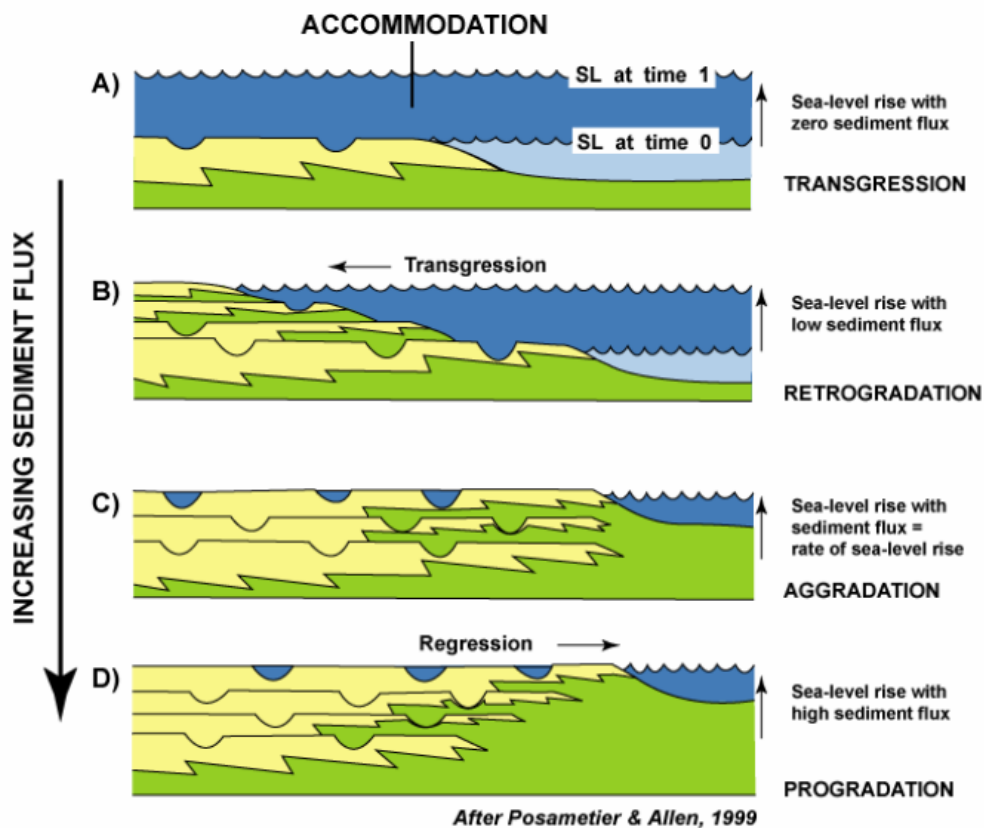
#### **1.4.2 SECUENCIA SÍSMICA DEPOSITACIONAL**

Una secuencia sísmica es una secuencia depositacional identificada en base a una sección sísmica. Una secuencia depositacional es una unidad estratigráfica compuesta por una sucesión relativamente conforme de estratos genéticamente relacionados y limitados en su tope y base por inconformidades o sus correlativas conformidades (Vail *et al.*, 1977) (ver Figura 3). Una secuencia depositacional es depositada en función del suministro de sedimento y del espacio disponible para la acumulación del sedimento (Posamentier y Allen, 1999). Por lo tanto la secuencia depositacional representa eventos específicos en la historia depositacional de una cuenca correspondiente a variaciones eustáticas y/o tectónicas. Consiste de facies progradacionales, retrogradacionales, agradacionales y transgresivas depositadas durante episodios regionales de estabilidad paleogeografía (Galloway, 1989).

Por otro lado, la secuencia depositacional, puede ser fraccionada en una sucesión asociada de sistemas depositacionales o systems tracts, y puede ser

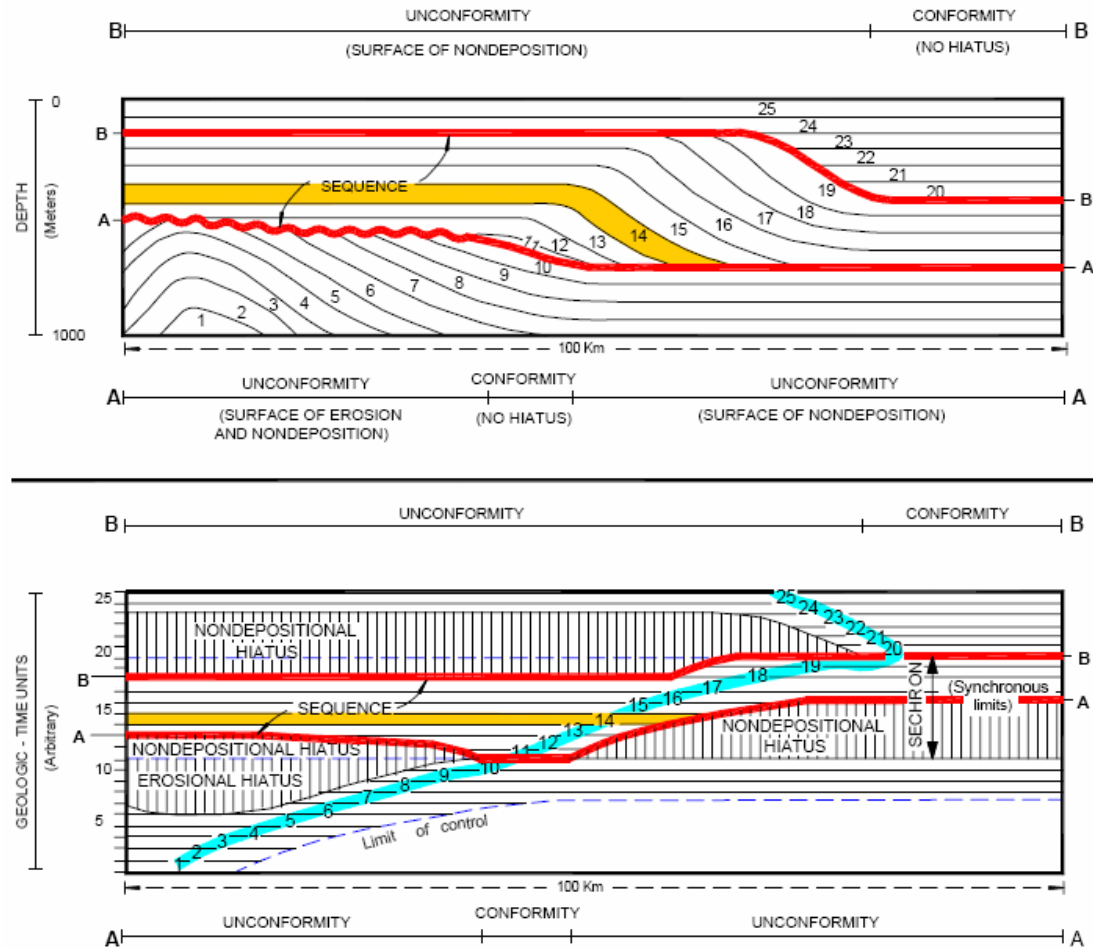
controversialmente interpretada por depositaciones entre los puntos de inflexión de una curva estática (Posamentier *et al.*, 1988). En cuanto a la escala, la secuencia, los systems tracts y las superficies estratigráficas, son independientes del tiempo, espesor o extensión lateral (Catuneanu, 2002).

Se puede decir, entonces, que la depositación y naturaleza de una secuencia depositacional, en ambientes marinos o muy cercanos a marinos, sin importar su escala, depende de los cambios relativos del nivel del mar (nivel base) y de la sedimentación. Así la interacción entre éstos dos factores determina las variaciones de la línea de costa y desde éste punto de vista, la naturaleza de las estructuras progradantes estarán asociadas a una regresión, las retrogradantes a una transgresión y las de agradación a una línea de costa estable (Figura 2).



**Figura. 2. Geometría depositacional dependiente de los cambios del nivel del mar y del flujo de sedimentos. Nótese que las estructuras progradantes, retrogradantes y**

agradantes están íntimamente relacionadas con los movimientos de la línea de costa (Tomado de Posamentier y Allen, 1999).



**Figura 3. Arriba, Sección estratigráfica de una secuencia.** Los límites están definidos por las superficies A y B, los cuales pasan lateralmente de inconformidades a sus correlativas conformidades. Las unidades de estratos del 1 al 25 están trazadas por superficies estratigráficas y donde se pierden es evidente el hiato. **Abajo, sección cronoestratigráfica generalizada de una secuencia.** El rango de tiempo geológico de la secuencia varía de un lugar a otro, pero se encuentra entre límites sincrónicos, que corresponden con las superficies conformes delimitantes de la secuencia (Tomado de Vail *et al*, 1977)

### 1.4.3 FACIES SÍSMICAS

Una unidad de facies sísmica es un patrón mapeable y tridimensional de reflexiones sísmicas, cuyas características difieren de las patrones adyacentes

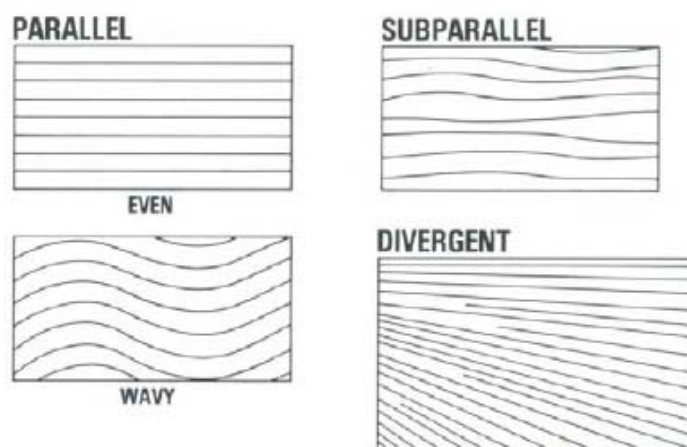
(Ramsayer, 1979). Los parámetros principales que definen una facie sísmica son las terminaciones de los reflectores en los límites de secuencia, la configuración de las reflexiones dentro de cada secuencia y la forma externa de las unidades de facies sísmicas y de las secuencias. Adicionalmente si son significativas y aparentemente variables, la continuidad de las reflexiones, su amplitud, frecuencia e intervalo de velocidad deberían ser incorporadas en la definición de una facie sísmica (Ramsayer, 1979). Según Vail *et al.*, (1977), las unidades de facies sísmicas son grupos de reflexiones con ciertos parámetros y con una forma externa que permiten delinearlas y limitarlas, para de ésta forma interpretar posibles procesos y ambientes de depositación junto con la estimación de litologías.

#### **1.4.3.1 CONFIGURACIÓN DE LAS REFLEXIONES**

La configuración de las reflexiones de una secuencia ayuda a interpretar las facies sísmicas, pues muy posiblemente permiten entender la interrelación geométrica y las características de los ambientes y procesos de depositación de las unidades faciales, para en lo posible determinar potenciales litologías. Para los ejemplos ilustrativos se toman secciones más o menos paralelas a la dirección del buzamiento de las capas sedimentarias.

**Paralelo y subparalelo:** Figura. 4. Éstos patrones sugieren tasas de depositación uniformes sobre una plataforma en subsidencia uniforme o en una planicie estable de una cuenca. El patrón paralelo puede ocurrir en varias formas externas, pero comúnmente en laminas (sheet), laminas curvadas (sheet drape) o en unidades de relleno.

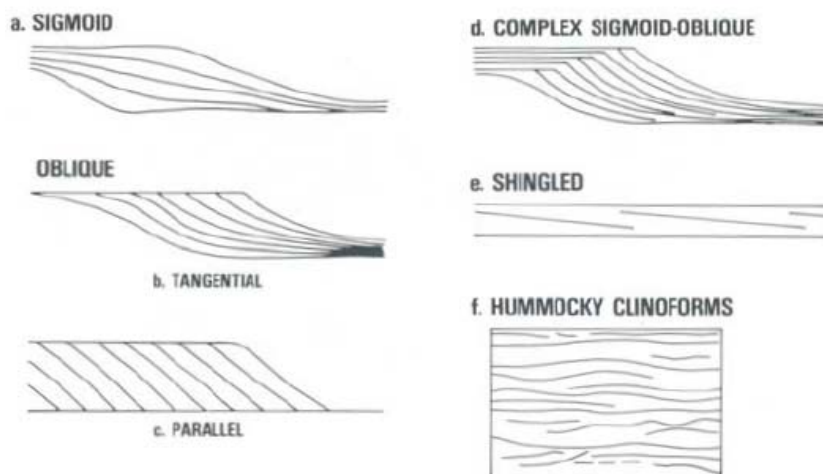
**Divergente:** Figura. 4. Éste patrón en forma de cuña indica probablemente un adelgazamiento progresivo de los estratos sugiriendo variaciones laterales de la tasa de depositación o una inclinación de la superficie depositacional.



**Figura 4. Configuración de las reflexiones paralelas, subparalelas, ondulosas y divergentes** (Tomado de Vail *et al*, 1977)

Vail *et al.*, (1977) reporta las siguientes configuraciones de reflexiones:

**Configuraciones de reflexiones progradantes:** también llamadas cliniformas (Figura 5). Son propias de depositaciones progradantes donde sus diferencias dependen de la profundidad del agua y la rata de depositación (Vail *et al.*, 1977).



**Figura 5. Cliniformas progradantes sigmoides, tangenciales, paralelas, complejas sigmoides-oblicuas, “shingled” y hummocky** (Tomado de Vail *et al*, 1977)

**Configuración progradacional sigmoidal:** comúnmente son reflexiones interpretadas como estratos delgados y de bajo buzamiento hacia los extremos y engrosados con mayor pendiente en el medio, sugiriendo una baja tasa de sedimentación, y/o una rápida subida del nivel del mar, dentro de un ambiente de baja energía (Vail *et al.*, 1977) (Figura 5)

**Configuración progradacional oblicua:** comúnmente interpretada como estratos terminando buzamiento arriba en un alto ángulo, en un toplap, y con terminación downlap o buzamiento abajo contra la superficie de la unidad de facies inferior (Vail *et al.*, 1977). Generalmente indican un relativamente alto aporte de sedimento, baja o nula subsidencia y un nivel del mar estable. (Figura 5)

**Patrón progradacional oblicuo tangencial:** acá el ángulo de buzamiento decrece gradualmente en las porciones inferiores formando estratos cóncavos hacia arriba. (Figura 5)

**Patrón progradacional oblicuo paralelo:** implica condiciones de una relativa alta tasa de suplemento de sedimento, baja o subsidencia nula y un nivel del mar estable, dentro de un régimen de alta energía (Vail *et al.*, 1977) (Figura 5)

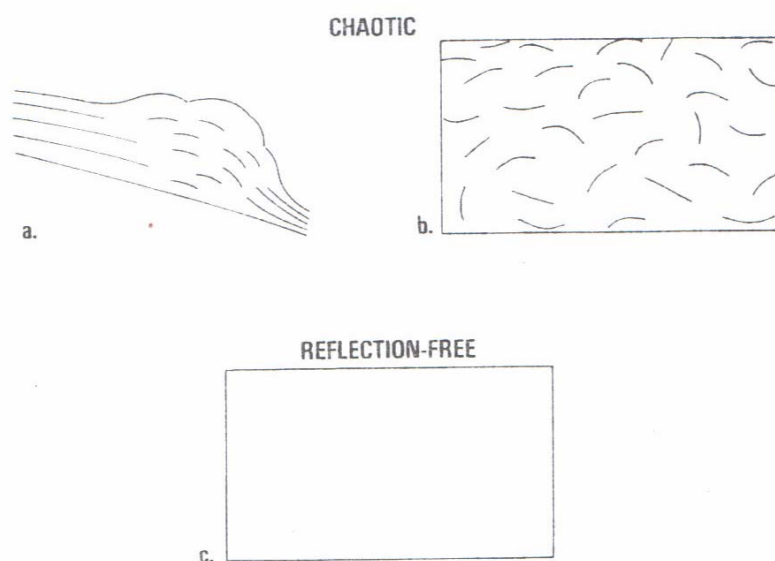
**Configuración de reflexiones progradacionales sigmoides-oblicuas complejas:** el segmento superior comprende una alternancia de reflexiones sigmoidales horizontales con reflexiones oblicuas y terminaciones toplap. Ésta variabilidad indica alternancia de ambientes de relativa calma y alta energía en el segmento superior. Éste patrón muestra pequeños segmentos de terminaciones toplap dentro de la secuencia sísmica menores que su límite superior (Figura 5)

**Configuración de reflexiones progradacionales escalonados (shingled):** comúnmente presenta límites superiores e inferiores paralelos, con reflectores en aparente onlap y downlap en un ángulo suave, visibles en ambientes de aguas someras (Figura 5)

**Configuración de reflexiones progradacionales hummocky:** consiste en segmentos discontinuos, subparalelos formando un patrón hummocky al azar. Está marcado por terminaciones no sistemáticas de reflectores y fracturas. Es comúnmente interpretado como estratos formando pequeños e intercalados lóbulos de clinoformas en ambientes de aguas someras como pro deltas o posiciones interdelticas (Vail *et al.*, 1977). Sugiere estructuras de depresiones, complejos de incisión y llenado de canales, alto fallamiento, plegamiento o zonas contorneadas (Figura 5)

**Áreas sin reflexión:** cuerpo altamente homogéneo no estratificado (Figura 6)

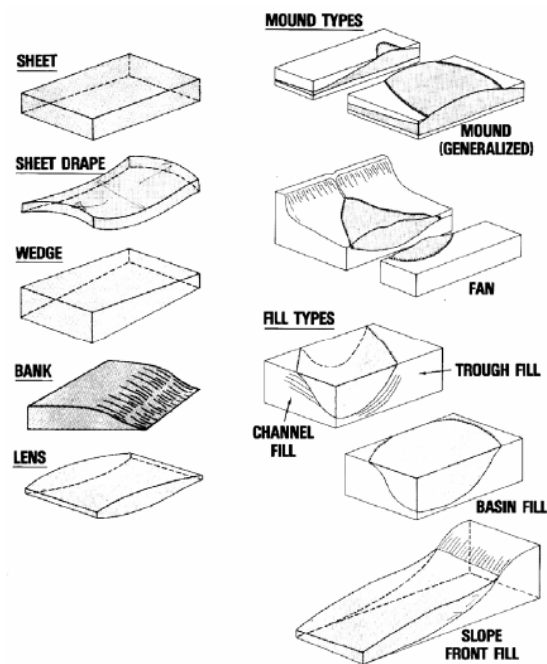
**Configuración de reflexiones progradacionales caóticas:** sugieren ambientes de alta y variable energía o estratos inicialmente continuos pero posteriormente deformados (Figura 6)



**Figura 6. Patrones de reflexiones sísmicas caóticas y libres de reflexión** (Tomado de Vail *et al* 1977)

### 1.4.3.2 FORMAS EXTERNAS

Las formas externas (Figura 7) ayudan a determinar la geometría de las unidades de facies sísmicas y sugerir en lo posible características de los procesos y ambientes de depositación de las unidades sismo estratigráficas.

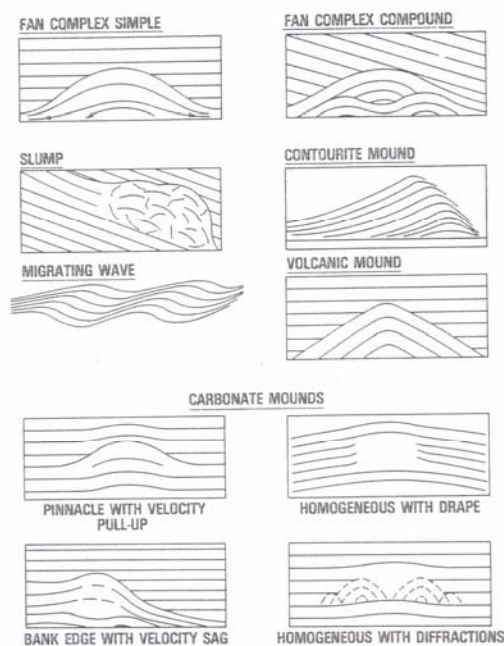


**Figura 7. Formas externas de tipo relleno o en montículos** (Tomado de Vail *et al*, 1977)

**Laminas curvadas (sheet drapes):** consisten comúnmente de reflexiones paralelas sugiriendo ambientes marinos profundos, uniformes y de baja energía (Figura 7)

**Lentes:** pueden tener gran variedad de patrones de configuración sísmica pero comúnmente son clinofomas progradantes (Figura 7)

**Montículos (Mounds):** son elevaciones de sedimentos clásticos, volcánicos con materia orgánica y terminaciones sobre su superficie de tipo onlap y downlap, de los estratos que lo rodean. Algunos abanicos de aguas profundas, lóbulos, deslizamiento de masas, rampas, filos carbonáticos y montículos volcánicos, pueden tener ésta geometría (Figuras 7 y 8)



**Figura 8. Algunas unidades de facies sísmicas asociadas a montículos (mounds)** (Tomado de Vail *et al*, 1977)

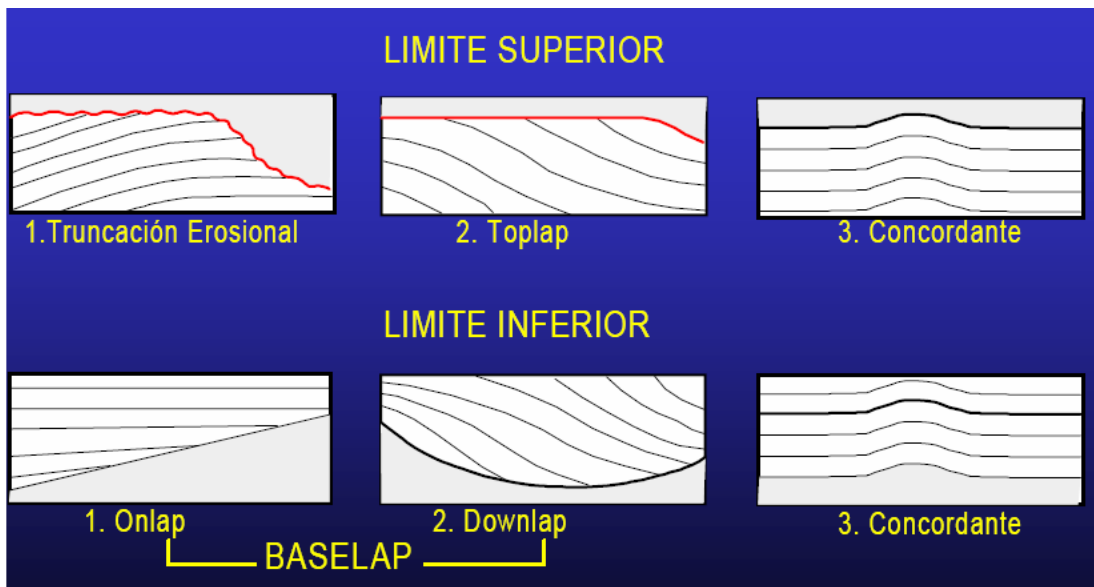
### 1.4.3.3 LÍMITES DE SECUENCIAS

Las secuencias están limitadas por superficies estratigráficas que significan eventos específicos en la historia depositacional de la cuenca. Tales superficies pueden ser conformes o inconformes, y marcan cambios en el régimen de sedimentación a través del límite (Catuneanu, 2002).

Se define una inconformidad como una superficie que separa estratos más jóvenes de otros más viejos, a lo largo de la cual hay evidencia de erosión subaérea, truncación (y en algunos casos correlacionada con erosión submarina)

y exposición subaérea en los cuales hay un hiato significativo (Van Wagoner *et al.*, 1988). Para Vail *et al.*, (1977) una inconformidad es una superficie de erosión o no depositación que separa estratos más jóvenes de estratos más antiguos y representa un hiato significativo (por lo menos una parte correlacionable de una unidad geocronológica que no está representada por estratos). Por otro lado una conformidad es una superficie que separa estratos más jóvenes de rocas más antiguas, pero a lo largo de la cual no hay evidencia física de erosión o no depositación por lo tanto no hay un hiato significativo. Se entiende hiato como el intervalo total de tiempo geológico que no está representado por estratos en una posición específica a lo largo de una superficie estratigráfica (Vail *et al.*, 1977). Si el hiato incluye un intervalo significativo de tiempo geológico, entonces la superficie estratigráfica es una inconformidad. En la práctica los hiatos son medidos cualitativamente por bioestratigrafía, correlación paleomagnética inversa o cualquier otro método. El concepto de hiato en un límite de una secuencia es análogo al concepto de magnitud de una secuencia. El orden de magnitud depende del grado de resolución de la herramienta utilizada (Vail *et al.*, 1977).

Los límites de secuencias discordantes pueden ser reconocidos en secciones sísmicas como terminaciones de reflectores contra alguna superficie (ver figura Figura 9). La Figura 9 muestra relaciones estratigráficas de tipo conforme e inconforme.



**Figura 9. Relación de los estratos respecto a los límites de secuencias depositacionales** (Tomado de Olaya, 2005)

Las relaciones conformes están dadas por paralelismo de los estratos respecto a los límites de secuencias y cuando los estratos terminan contra éstos entonces la relación es inconforme. De ésta forma las relaciones inconformes se convierten en el principal criterio para la determinación de los límites de secuencias.

*Baselap:* *Onlap*.*Downlap*- indican el límite inferior de una secuencia depositacional. *Onlap* es la relación en la cual un estrato inicialmente horizontal termina contra una superficie inicialmente inclinada, o en la cual un estrato termina, buzamiento arriba, contra una superficie de mayor inclinación inicial. *Downlap* es la relación en la cual un estrato inicialmente inclinado termina, buzamiento abajo, contra una superficie inicialmente horizontal o inclinada. En zonas altamente deformadas y/o falladas, el reconocimiento de éstas relaciones puede resultar imposible. Puede ser el caso en que dos secciones 2D a 90° muestren relación onlap aparente, entonces el onlapping será el verdadero (Vail et al., 1977).

*Toplap*- indica el límite superior de una secuencia depositacional, donde los estratos terminan, buzamiento arriba, contra una superficie suprayacente, como

resultado de la no deposición de sedimentos (bypassing) y con una posible erosión mínima.

*Truncación erosional*- indica el límite superior de una secuencia depositacional, donde los estratos basculados por movimiento estructural terminan, buzamiento arriba, contra una superficie suprayacente. Es resultado de una erosión subaérea o submarina, representando un hiato erosional y comúnmente diferenciable del toplap porque los estratos tienden a mantener el paralelismo en las terminaciones con los límites de secuencias.

#### **1.4.4 ATRIBUTOS SÍSMICOS**

Desde principios de los 70's, los atributos sísmicos han llegado a ser una de las herramientas de la interpretación sísmica más comunes y efectivas (Taner, 1994). Un atributo sísmico es cualquier medida extraída de datos sísmicos que ayuda a visualizar o cuantificar algunas características de interés interpretativo (Chopra and Marfurt, 2007). Por lo tanto, un buen atributo debe ser, sensible a características geológicas o a propiedades del reservorio, o incluso debe permitir definir el ambiente depositacional o estructural y de éste modo inferir algunas características o propiedades de interés (Chopra and Marfurt, 2007).

##### **1.4.4.1 DESCOMPOSICIÓN ESPECTRAL**

La descomposición espectral ha sido ampliamente usada por la comunidad geofísica dentro de flujos de procesamiento sísmico, tales como: análisis espectral, filtrados, análisis de señales, etc. Solo recientemente ha sido utilizada para la interpretación de datos sísmicos (Johann *et al* 2003).

Éste atributo hace parte de los llamados "atributos geométricos", los cuales se derivaron como consecuencia directa de las lecturas de estratigrafía de secuencias de Sangree y Vail (Taner, 1994). Comprende un método para

descomponer series de tiempo 1D en un espectro de frecuencia 2D, por medio de la transformada de Fourier (Partyka, 1999; Liner, 2004). Debido a que los datos sísmicos son de naturaleza no estacionaria, la descomposición espectral o también llamada descomposición tiempo-frecuencia de una señal sísmica, está llamada a caracterizar la respuesta de la roca del subsuelo y los reservorios, en el dominio de la frecuencia dependiente del tiempo (Sinha *et al.*, 2005). Desde el punto de vista del intérprete, la importancia de éste método es la capacidad de revelar eventos tanto estratigráficos como estructurales que no podrían ser observados en todo el ancho de banda frecuencial (tanto del dominio del tiempo como en profundidad) (Johann *et al.*, 2003)

Teniendo en cuenta la naturaleza no estacionaria de los datos sísmicos, la Transformada de Fourier es inadecuada para analizar éstos datos, ya que brinda un comportamiento general de la frecuencia (Sinha *et al.*, 2005). Por lo tanto se hacen necesarios métodos alternativos para analizar la señal, como lo es la Transformada Continua Wavelet (CWT). CWT dilata las ondículas de tal forma que el soporte temporal cambia a diferentes frecuencias. Éste proceso permite que la resolución, en tiempo, incremente a medida que la resolución en frecuencia disminuye (Sinha *et al.*, 2005).

Una ondícula está definida como una función  $\psi(t) \in L^2(\mathbb{R})$ , con una media igual a cero, localizada en tiempo y frecuencia (Sinha *et al.*, 2005). Para dilatar y trasladar ésta ondícula  $\psi(t)$ , es necesario producir una familia de ondículas:

Ecuación 1: 
$$\psi_{\sigma,\tau}(t) = \frac{1}{\sqrt{\sigma}} \psi\left(\frac{t-\tau}{\sigma}\right)$$
 (Tomado de Sinha *et al.*, 2005)

Donde  $\sigma, \tau \in \mathbb{R}$  y  $\sigma$  no es igual a cero y es el parámetro de dilatación o la escala. Se observa que la ondícula es normalizada de tal forma que la L2-norma  $\|\psi\|$  es

igual a la unidad. La CWT es definida como el producto interno de la familia de ondículas  $\psi_{\sigma,\tau}(t)$  con la señal  $f(t)$ . Ésta está dada de la siguiente forma:

$$F_W(\sigma, \tau) = \langle f(t), \psi_{\sigma,\tau}(t) \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \frac{1}{\sqrt{\sigma}} \bar{\psi} \left( \frac{t-\tau}{\sigma} \right) dt$$

Ecuación 2

(Tomado de Sinha *et al.*, 2005)

Donde  $\bar{\psi}$  el conjugado complejo de  $\psi$  y  $F_W(\sigma, \tau)$  es el mapa de tiempo-escala (por ejemplo el escalograma). La convolución integral de la Ecuación 2 puede ser fácilmente realizada en el dominio de Fourier (Sinha *et al.*, 2005). La escala y el parámetro de traslación pueden ser arbitrarios y pueden ser representados de cualquier forma (Sinha *et al.*, 2005). Para reconstruir la función  $f(t)$  desde la transformada de la ondícula, se puede usar algunas identidades como la de Calderón (Sinha *et al.*, 2005). Por otro lado, un tipo de ondícula comúnmente usado en la CWT es la ondícula Morlet definida como (Sinha *et al.*, 2005):

$$\psi_0(t) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 t} e^{-t^2/2}$$

Ecuación 3

(Tomado de Sinha *et al.*, 2005)

Donde  $\omega_0$  es la frecuencia dada como  $2\pi$  para satisfacer la condición de admisibilidad. La frecuencia central de la ondícula Morlet es inversamente proporcional a la escala para facilitar la interpretación de la escala a la frecuencia.

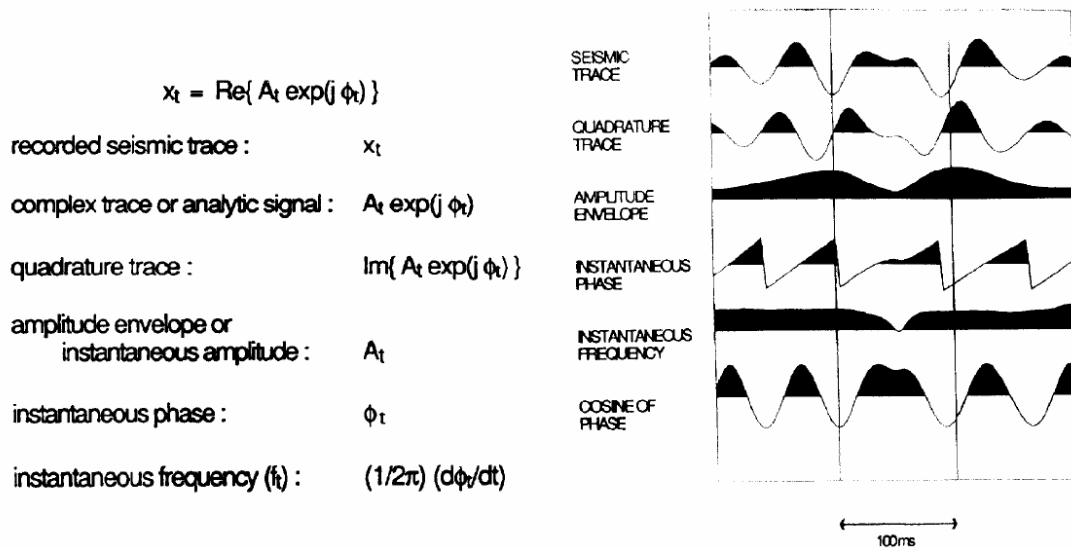
Teniendo en cuenta que la descomposición espectral es, básicamente, una medida de la amplitud relativa dentro de una banda de frecuencia dada, ésta se postula, dentro de la sismica, como una herramienta interpretativa para definir

discontinuidades geológicas, continuidad de capas, variabilidad de los espesores estratigráficos, terminaciones de reflectores, resaltar facies sísmicas y singularidades y reconocer cambios laterales de facies en secciones sísmicas (Matos *et al.*, 2007; Chopra and Marfurt, 2007; Taner, 1994; Vail *et al.*, 1977; Sinha *et al.*, 2005; Johann *et al.*, 2003; Partyka, 1999).

Usualmente, los intérpretes sísmicos trabajan con anomalías de amplitud basadas en el dominio de frecuencia de los datos sísmicos. La descomposición espectral permite utilizar componentes discretos del ancho de banda de la señal sísmica. Los componentes individuales ayudan a interpretar y entender detalles sutiles de la estratigrafía del subsuelo (Chopra and Marfurt, 2007).

#### **1.4.4.2 ATRIBUTOS INSTANTÁNEOS**

Los atributos instantáneos fueron introducidos en la computación por primera vez por Turhan Taner y Fulton Koehler, en 1975, como productos de la “teoría de señales complejas”, cuyos elementos y formas de onda, están resumidas en la Figura 10. Su introducción consistió, básicamente, en tratar la amplitud de las trazas sísmicas como la parte real de la señal analítica (parte compleja), mientras que la parte imaginaria fué tratada, computacionalmente, por la llamada transformada de Hilbert (Chopra and Marfurt, 2007). La envolvente fué tratada por la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de los componentes reales e imaginarios. Finalmente la frecuencia es tratada computacionalmente como la tasa de cambio de la fase. Ésta clase de tratamientos fueron llevados a cabo para cada muestra de la traza sísmica y desde entonces se les llamó atributos instantáneos. Para, 1975, habían tres atributos instantáneos principales: la envolvente instantánea, la fase instantánea y la frecuencia instantánea.



**Figura 10. Definiciones de la teoría de “análisis de trazas complejas”** (Tomado de White, 1991)

Una traza sísmica  $x(t)$  está representada como la parte real de una señal de tipo compleja  $A(t)e^{i\phi(t)}$ .  $A(t)$  es la amplitud envolvente o amplitud instantánea y  $\phi(t)$  es la fase instantánea. La parte imaginaria de la señal compleja es llamada la traza cuadratura y es formada aplicando un desplazamiento de fase de  $90^\circ$  a la traza real.  $A(t)$  y  $\phi(t)$  son los atributos instantáneos básicos. A partir de éstos dos se pueden derivar otros como la frecuencia instantánea, la cual es el diferencial de la fase instantánea (White, 1991).

#### 1.4.4.2.1 FRECUENCIA INSTANTÁNEA

La frecuencia instantánea es la tasa de cambio de la fase instantánea (Partyka G., 2000):

$$d\phi(t) / d(t)$$

Ecuación 6

(Tomado de Partyka, 2000)

Donde:

$p(t)$  = traza de fase instantánea

La frecuencia instantánea es una medida del tiempo, el cual es dependiente de la frecuencia e independiente de la fase y la amplitud (Partyka, 2000). Es comúnmente usada para identificar atenuaciones anormales, continuidad de las capas y cambios en las propiedades acústicas de la roca.

## **1.5 GEOLOGÍA REGIONAL DEL CARIBE COLOMBIANO**

El Caribe Colombiano costa afuera se extiende desde el Golfo de Urabá al suroeste, hasta la Alta Guajira. En términos generales, la Cuenca del Caribe Colombiano presenta como principales fuentes de sedimentos el delta del Magdalena, al sur y El Escarpe de Hess, al norte. Según Duarte *et al.*, (2007) en el área costa afuera del Caribe Colombiano, se presenta una sedimentación controlada por la interacción de las placas Caribe, Suramericana, Nazca y la micro-placa de Costa-Rica Panamá desde el Paleógeno al Holoceno (Duarte *et al.*, 2007).

### **1.5.1 ESTRATIGRAFIA**

Los primeros trabajos conocidos en la zona, realizados por Duque-Caro (1978), sugieren la presencia de calizas de arrecifes del Pleistoceno-Holoceno que se encuentran muy bien desarrolladas hacia las áreas de Cartagena y Barranquilla, proponiendo un modelo geológico evolutivo del Noroeste de Colombia influenciado en gran medida por la Orogenia Andina. Posteriormente Kolla *et al.*, (1984) con datos sísmicos del Abanico del Magdalena proponen seis secuencias sísmicas. Según éste estudio, aunque los sedimentos fueron depositados durante el Cretácico Superior, sólo la depositación de las últimas tres secuencias terrígenas

a fines del Cenozoico estarían asociadas con el levantamiento de la Orogenia Andina. Posiblemente la última secuencia corresponda a la última fase de la Orogenia Andina durante el Plioceno (Kolla *et al.*, 1984). Teniendo en cuenta la morfología y el patrón sísmico de las reflexiones, Kolla *et al.* (1984) proponen básicamente tres zonas de abanicos con desarrollo de *canales levee*, depósitos de *overbank*, deslizamientos y flujos de turbiditas. Además infieren unas etapas de sedimentación relacionadas con levantamientos tectónicos en la región, caídas del nivel del mar o una migración del delta del Río Magdalena como consecuencia de la principal orogenia en el Plioceno. En 1988, Bowland y Rosencrantz, por medio de perfiles sísmicos de reflexión caracterizan la estructura cortical superior del occidente de la Cuenca Colombia en el Mar Caribe, proponiendo que la Cuenca Colombia descansa sobre una gran plataforma (plateau) oceánica. El basamento acústico posee reflexiones internas subparalelas que podrían interpretarse como flujos de basaltos y capas de sedimentos según Bowland y Rosencrantz, (1988).

Bowland en 1993 identifica cinco unidades sísmicas en el occidente de la Cuenca Colombia, las unidades de más antigua a más reciente se describen a continuación:

*CB5*: Ésta unidad ha sido interpretada como depósitos biogénicos pelágicos cuyo onlap sobre un basamento ígneo indicaría posiblemente flujos por gravedad. Según la perforación DSDP la secuencia estaría conformada por arcillas silíceas, chert, chalk, margas y un alto contenido de caliza, probablemente del Paleoceno al Eoceno (Bowland, 1993).

*CB4*: Según los núcleos del Sitio 503 de la DSDP la subunidad superior tiene un alto contenido de areniscas y la inferior contiene un alto contenido de arcillas, probablemente del Mioceno Medio (Bowland, 1993).

*CB3*: Consiste en depósitos de flujos de turbiditas inconfiados del Mioceno Medio (Bowland, 1993).

*CB2*: Ésta unidad representa, al igual de *CB3*, flujos de turbiditas inconfiados intercaladas con capas pelágicas y hemipelágicas. Probablemente las turbiditas son de origen volcanoclástico, asociado con un volcanismo Terciario del norte y occidente de la Cuenca Colombia (Bowland, 1993).

*CB1*: Hacia el noreste las reflexiones van cambiando sus formas en montículos con estructuras tipo hummocky a reflexiones subparalelas continuas. Ésta transición podría indicar una posible progradación hacia la cuenca (Bowland, 1993). Los pozos DSDP indican margas con alto contenido de foraminíferos, arcilla calcárea y cenizas del Mioceno al Holoceno (Bowland, 1993).

Bowland (1993) interpreta tres etapas depositacionales en el Caribe, desde el Paleoceno al presente, influenciadas por la interacción tectónica entre la placa Norteamericana, Suramericana, Caribe y el arco de Costa Rica-Panamá. La primera fase de sedimentación pelágica, la segunda fase de flujos turbidíticos y la tercera fase estaría caracterizada por depositación de turbiditas de sistemas de abanicos.

*Exploration Consultants Limited (2003)* presenta un informe de evaluación donde divide el offshore Colombiano en la Cuenca de la Guajira, Cuenca Cayos, Cuenca Urabá y la Cuenca Sinú. Ésta última caracterizada por tener gran aporte de sedimentos del Río Magdalena, con shales negros del Mioceno Medio como roca fuente, y carbonatos del Mioceno Medio como roca reservorio.

Con integración de datos bioestratigráficos y de pozos, Duarte *et al.*, (2007), interpretan seis secuencias sísmicas en el área de la Cuenca del Caribe Colombiano costa afuera (ver Figura 11). De más antigua a más joven se presentan las secuencias interpretadas en éste estudio.

*Secuencia PreCretácica (I)*: reconocible en el Valle Inferior del Magdalena, en la Baja Guajira, en la cuenca del Maracaibo y en la Serranía del Perijá. Su límite

superior es una superficie erosiva de carácter regional que pone en contacto sedimentos de edad Maastrichtiano Inferior con sedimentos más jóvenes del Paleoceno Inferior. El evento erosivo estaría posiblemente asociado con el levantamiento de la Cordillera Central y la obducción o acreción de terrenos que formaron más tarde la Cordillera Occidental (Duarte *et al.*, 2007).

*Secuencia Paleocena - Eocena II:* reconocible en el Cinturón de San Jacinto, en la Serranía del Perijá, en la Cuenca de Maracaibo y en las cuencas de la Alta y Baja Guajira. Ésta secuencia, de edad Paleoceno – Eoceno Medio, se caracteriza en la región Norte de Colombia por depósitos turbidíticos (Formación San Cayetano), y la parte más alta de la secuencia por depósitos carbonáticos (Formación Maco – Chengue – Arroyo de Piedras) marcando así una somerización regional. Su límite superior representa un hiato que podría estar relacionado con la Orogenia preandina (Duarte *et al.*, 2007)

*Secuencia Oligocena III:* Es una secuencia con sedimentos batiales hasta sedimentos deltaicos y de plataforma externa en el área de la Guajira. En los pozos analizados (en aguas someras) priman ambientes de plataforma externa o interna; las observaciones sísmicas sugieren que en dirección costa afuera y particularmente en las subcuencas de Nazareth y Bahía éstos depósitos podrían ser más de tipo turbidítico y pelítico. La secuencia está limitada en el tope por un hiato que podría coincidir con una caída global del nivel del mar propuesta por Haq en 1991, relacionada con un enfriamiento global (Duarte *et al.*, 2007)

*Secuencia Mioceno Inferior – Mioceno Medio IV:* Ésta secuencia se reconoce en las cuencas continentales del Caribe colombiano, en la Serranía de Perijá y en la Cuenca de Maracaibo. Está formada por sedimentos calcáreos o clásticos de ambientes de plataforma. Su límite superior podría estar relacionado con uno de los eventos de deformación e inversión más importantes de la Cordillera Andina, relacionado con la acreción del Arco de Panamá contra la placa Suramericana (Duarte *et al.*, 2007).

*Secuencia Mioceno Superior – Pleistoceno Inferior V:* Está representada por sedimentos molásicos de conglomerados y areniscas depositadas en la mayor parte de cuencas “foredeep” desarrolladas como consecuencia de la fase más importante de la Orogenia Andina (Duarte *et al.*, (2007). Está formada por sedimentos clásticos de las formaciones Onia y Milagro y se caracteriza sísmicamente por canales meándricos en un sistema fluvial (Duarte *et al.*, 2007). En el área de Luruaco se reconoce en la parte basal por la Formación Hibacharo, que corresponde con facies de turbiditas correlacionables en el Valle Inferior del Magdalena con la Formación Rancho también de facies turbidíticas. Además en ésta misma región se describe su parte superior formada por areniscas e intercalaciones de shales asociados a una plataforma externa de la Formación Tubará que se correlaciona con la parte inferior de la Formación Zambrano de ambiente fluvial, en el Valle Inferior del Magdalena.

*Plioceno Superior – Pleistoceno VI:* puede reconocerse en las áreas de Barranquilla y Cartagena como facies clásticas de grano grueso a fino, en su parte basal, y hacia el tope, por facies de areniscas calcáreas con alto contenido de conchas que suprayacen a la Formación Orocho en contacto discordante (Duarte *et al.*, 2007)

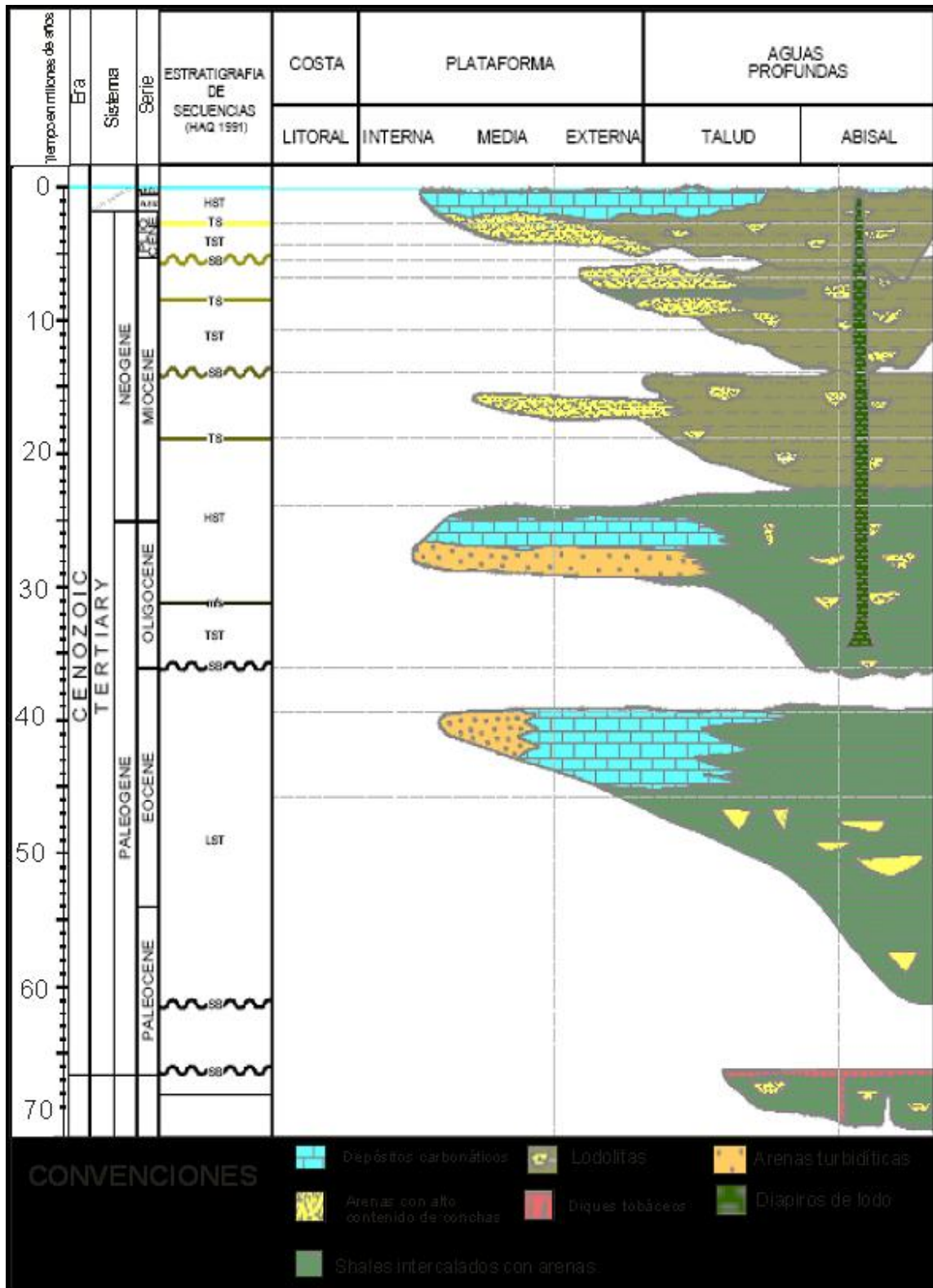
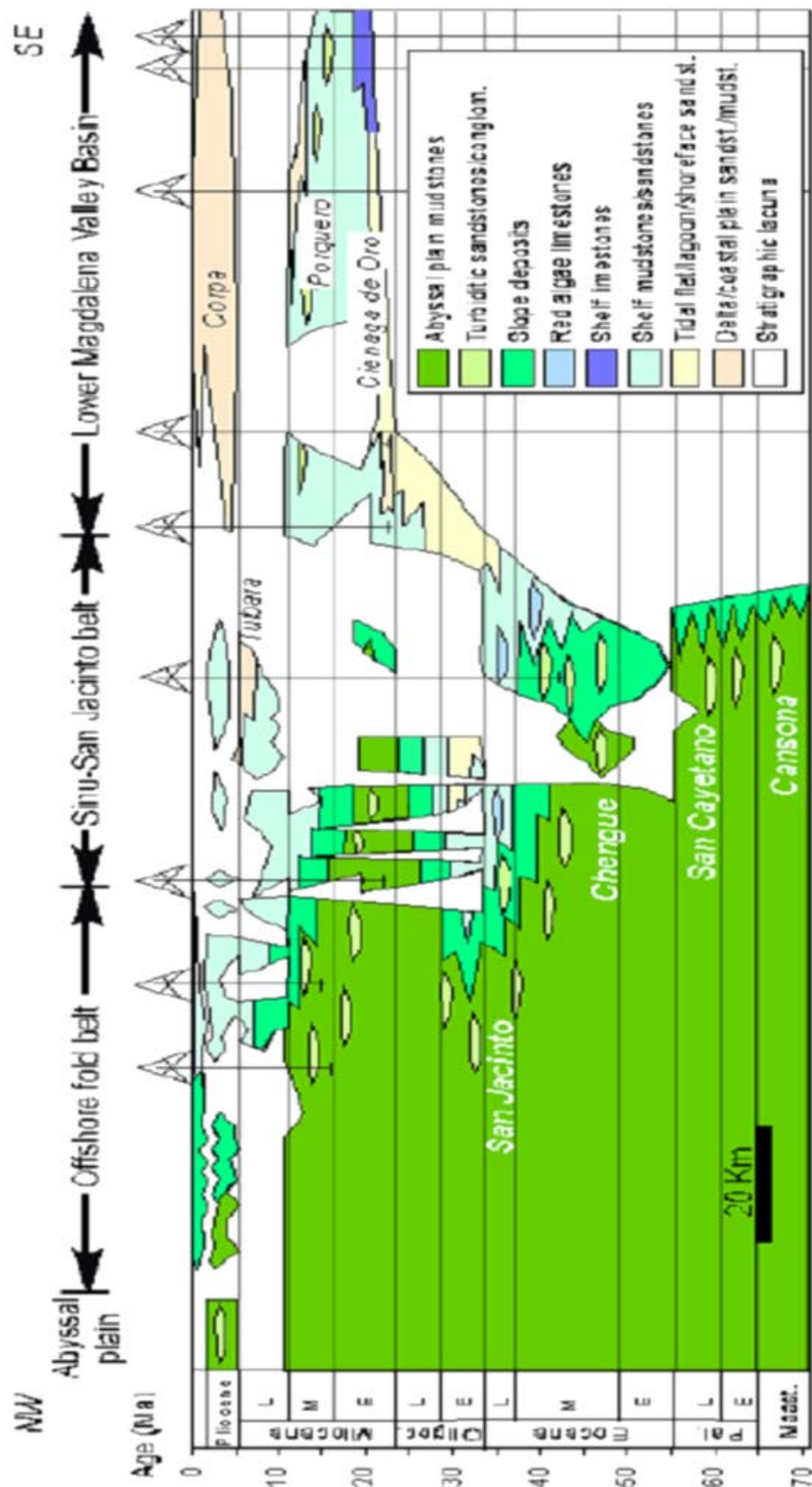


Figura 11. Cuadro cronoestratigráfico de las seis secuencias depositacionales identificadas por Duarte *et al.*, (2007) en costa afuera del Caribe Colombiano. Hacia

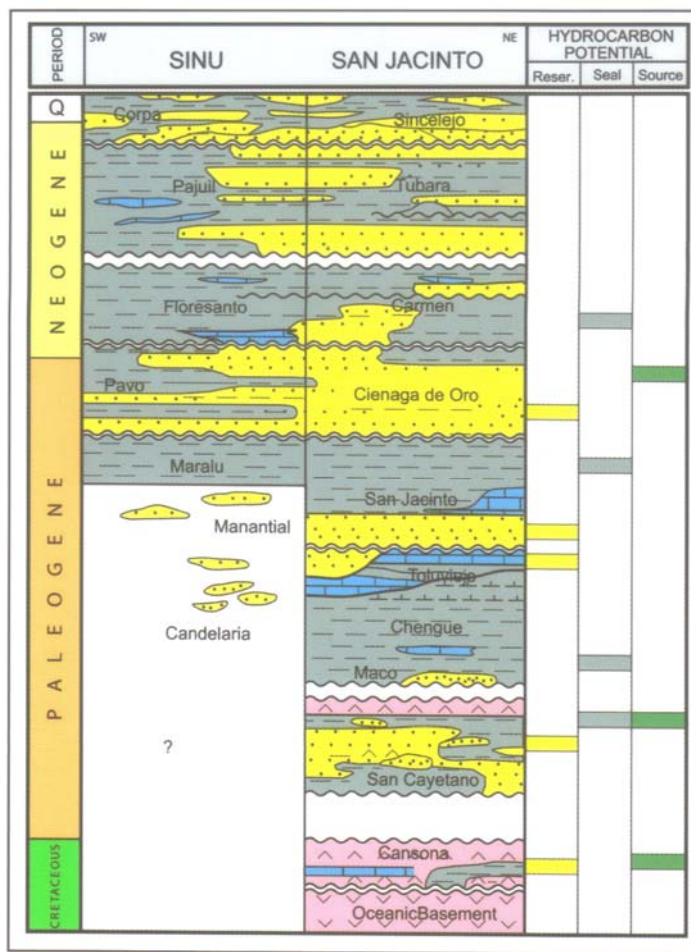
la plataforma se observan facies de carbonatos y hacia las zonas profundas hay contenidos altos de lodolitas (Modificado de Duarte *et al.*, 2007)

De los trabajos más recientes en cuanto a estratigrafía, se tiene el realizado por Gómez *et al.* (2007). En éste estudio se propone el siguiente cuadro cronoestratigráfico para las cuencas del Valle Inferior del Magdalena y el Cinturón del Sinú y San Jacinto (Figura 12). También proponen que las cuencas del Norte Colombiano son tipo fore arc y están representadas por 3 principales megasecuencias con buen potencial generador y reservorio para petróleo: 1) megasecuencia compuesta de sedimentos turbidíticos a abanicos deltaicos en un evento de regresión durante el Cretácico Superior-Oligoceno Inferior y rellenando una trinchera entre los Andes y la placa Caribe; 2) depósitos onlapping sobre el continente hacia el sureste durante un evento de transgresión durante el Oligoceno Medio-Mioceno Inferior con una depositación de calizas reservorios al final de éste evento transgresivo; y 3) una secuencia principal progradacional formada desde el Mioceno.



**Figura 12.** Sección cronoestratigráfica que resume la evolución de la Cuenca del Valle Inferior del Magdalena, del cinturón deformado de Sinú-San Jacinto y del cinturón periférico del Caribe (Tomado de Gómez et al., 2007)

Otras descripciones estratigráficas de la zona están dadas por el Programa de Perforación Oceánico (Ocean Drilling Program, ODP) en el sitio 999, (1997) y Toussaint (1999) (ver anexo 1). Otras descripciones están en la columna estratigráfica generalizada para el Sinú y San Jacinto Offshore propuesta por la ANH, 2006 (Figura 13)



**Figura 13.** Columna estratigráfica generalizada para Sinú y San-Jacinto (Tomado de ANH, 2006)

### 1.5.1.1 DELTAS

Dos secuencias sísmicas han sido identificadas en el área costa afuera al Norte de Colombia. Una superior relacionada con actividad reciente del Río Magdalena, donde no hay evidencias de alteración por la Orogenia Andina y que finaliza en el

Cinturón del Sinú durante el Mioceno Tardío-Plioceno, y una inferior alterada por fallamiento y diapirismo, desarrollando diapiros de 200m de altura y 5km de amplitud en el fondo oceánico (Vernette *et al.*, 1992). Posiblemente las capas alteradas del Mioceno estén enterradas a gran profundidad bajo el Pleistoceno con más de 4km de espesor en los pozos del norte de Cartagena. Sin embargo las rocas del Mioceno son indeformadas en la sísmica multicanal (Vernette *et al.*, 1992).

El Río Magdalena depositó sedimentos terrígenos bastante espesos en el Plioceno-Cuaternario, en las planicies costa adentro, entre Cartagena y Santa Marta, durante una serie de migraciones. La desembocadura del Magdalena, ubicada en el área de Galerazamba, migró al oeste durante el Pleistoceno en los alrededores del Canal del Dique (Cartagena) y retornó al norte en el reciente (Boca Vieja) (Vernette *et al.*, 1992). Según estudios con sísmica profunda (20km en la vertical) se ha podido plantear que la migración del paleo delta del Río Magdalena desde el Eoceno, estaría asociado con una rotación de depocentros debido a la convergencia de la Placa Caribe con la Suramericana generando zonas de apertura (Guerrero, 2004)

### **1.5.2 GEOLOGIA ESTRUCTURAL**

El marco estructural está gobernado por un complejo régimen, tipo transpresivo y transtensivo, con desarrollo de grandes fallas regionales, cinturones plegados y macizos antiguos, posiblemente relacionados con un proceso de transcurrencia regional. La presencia de los diferentes estilos estructurales del norte de Colombia se encuentran resumidos en el mapa de la Figura 14. El estilo estructural dado, está íntimamente relacionado con la convergencia oblicua de la placa Caribe con la Suramericana (Rossello, 2007); la convergencia entre las placas de Nazca y Caribe y el levantamiento de la Orogenia Andina (Duarte *et al.*, 2007). Según Duarte *et al.*, (2007) la subcuenca Bahía está limitada al nororiente por la Sierra Nevada de Santa Marta la cual a su vez se limita en la parte Occidental por la

Falla de desplazamiento lateral Izquierdo de Santa Marta - Bucaramanga y en su parte Oriental por la falla de Oca. La convergencia de éstas dos zonas de falla marcan una sedimentación controlada por un estilo estructural compresivo. Mientras que a partir de la posición de la Falla de Oca se describen cuencas donde la sedimentación estaría influenciada por una tectónica de tipo transtensional.

Vernette *et al.*, (1991) proponen que esfuerzos compresivos-distensivos en el margen Caribeño Colombiano ejercen un control sobre algunos diapiros de lodo y chimeneas de gas en el abanico Plio-Pleistoceno del Magdalena. Además proponen que el prisma de acreción Colombiano está subdividido en dos dominios separados por una rampa con movimiento dextral que podría estar asociada a un movimiento hacia el Este de la Placa Caribe respecto a la Placa Suramericana y/o a movimientos locales de bloques. En ambos casos un abanico de gran espesor junto con un sistema de fallamiento rumbo-deslizante afectan la deformación del prisma generando un sistema particular de diapiros de lodo. Sin embargo, de acuerdo a Ercilla *et al.*, (2002), el sistema del Abanico del Magdalena, se presenta prácticamente indeformado desde el Plioceno Medio al presente.



### 1.5.2.1 FALLAS PRINCIPALES

**Falla de Bucaramanga - Santa Marta:** es una falla transpresiva sinextral activa, con una máxima actividad durante el Mioceno. Separa la cuenca del Valle Inferior del Magdalena, al Oeste y la Sierra Nevada de Santa Marta, al Este.

**Falla de Oca:** es una falla de rumbo dextral contemporánea con la falla de Bucaramanga-Santa Marta y que representa el borde Norte de la Sierra Nevada de Santa Marta. Posee un trazo muy recto con rumbo de preferencia Oeste-Este. La máxima rata de desplazamiento se registra hacia el Mioceno alcanzando más de 60 km de desplazamiento (Toussaint, 1999).

**Lineamiento Sinú:** separa, en la parte Oeste, el Cinturón de San Jacinto del Cinturón Plegado del Sinú. Posee una tendencia N20E paralelo al sistema de fallas de Romeral. Marca un cambio en el estilo estructural entre éstos cinturones, a la vez que define un límite, al Oeste, de un volcanismo de lodo, en el Cinturón del Sinú, ausente en el Cinturón Plegado de San Jacinto.

**Falla de Cuiza:** es una falla de transtensión con componente dextral. Presenta estructuras sísmicas en flor negativa con una actividad Cenozoica.

### 1.5.2.2 CINTURONES DEFORMADOS

El Norte de Colombia, presenta básicamente tres cinturones altamente plegados que constituyen el Cinturón Plegado del Sinú, el Cinturón Plegado del Sur del Caribe y el Cinturón de San Jacinto (Kellogg and Bonini, 1982; Toussaint, 1999; Duque-Caro, 1984; Duque-Caro, 1978).

**Cinturón del Sur del Caribe:** es un cinturón deformado con gran desarrollo de cabalgamientos hacia el Noroeste sobre la Cuenca de Colombia, ubicado a lo largo de la costa Noroeste del bloque suramericano, desde el Golfo de Arábá

hasta la península de la Guajira. Ha sido asociado a la subducción de la placa Caribe por debajo de la Placa Suramericana según Kellogg y Bonini, (1982).

Su sistema de cabalgamiento sobre la Cuenca de Colombia está marcado por la falla marginal Sur-Caribe aun activa, inclusive, cabalgando por los Andes septentrionales (Toussaint, 1999). Sus sedimentos son principalmente de tipo turbidítico, plegados, formando anticlinales y sinclinales, a menudo bastante abiertos. Éstas estructuras a menudo han sido afectadas por sistemas de fallamiento de rumbo sinextral en dirección noroeste-sureste y de rumbo dextral en dirección noreste-suroeste (Toussaint, 1999).

**Cinturón Plegado de San-Jacinto:** está ubicado al Este del lineamiento del Sinú y al Oeste del sistema de fallas Romeral, constituyendo el primer evento acrecional del terreno Sinú-San Jacinto. Comprende microfauna pelágica (radiolarios) del Cretácico Superior; espesas secuencias turbidíticas con foraminíferos bentónicos de aguas someras del Terciario Temprano; junto con depósitos fluviales y lacustres cuaternarios (Duque-Caro, 1984). Las rocas deformadas son de edad Cretácica a Oligoceno Temprano, con una tendencia estructural general de N20°E caracterizada por anticlinales y sinclinales muy alargados y apretados; fallas normales, e intenso cabalgamiento con vergencia al Noreste, paralelos al rumbo regional (Duque-Caro, 1978, en una publicación de la Asociación Americana de Geólogos del Petróleo AAPG). El Cinturón Plegado de San-Jacinto ha sido interpretado por Duque-Caro, (1978), en una publicación de la Asociación Americana de Geólogos del Petróleo (AAPG), como resultado de eventos compresionales-extensionales a lo largo del margen de la plataforma continental Suramericana asociada con la interacción con la placa Caribe durante la Orogenia pre-Andina y posiblemente con la subducción de la placa de Nazca y Cocos bajo las cuñas Oeste y Suroeste de la placa Suramericana.

**Cinturón Plegado del Sinú:** tiene aproximadamente 500km de largo, ubicado al Oeste del lineamiento del Sinú, constituyendo el segundo evento del prisma

acrecional de Sinú-San-Jacinto, asociado con la componente compresiva de un evento transcurrente regional relacionado con la convergencia de la placa Caribe y Suramericana (Duque-Caro, 1984) (Rossello, 2007). Comprende cabalgamientos imbricados, pliegues asociados, y patrones radiales compuestos de anticlinales empujados, estrechos y alargados, coincidentes con las elevaciones topográficas. Además se caracteriza por un alto diapirismo que según Duque-Caro, (1978) tiene un origen pelágico con mezclas heterogéneas de fauna fósil, baja densidad de aproximadamente  $2\text{cm}/\text{gr}^3$  y alto contenido de agua. El límite Oeste coincide con el cambio batimétrico entre la pendiente de plataforma y la planicie abisal. Se presentan shales del Oligoceno – Mioceno y secuencias turbidíticas del Mioceno Superior al Plioceno, las cuales fueron depositadas a profundidades entre 1000-2000m, según análisis paleobatimétricos de foraminíferos (Duque-Caro, 1978). Sobre dichos sedimentos se depositaron facies carbonáticas de aguas someras del Pleistoceno-Holoceno de más de 1000m de espesor, compuestos de shale, calizas de arrecifes, areniscas, y conglomerados (Duque-Caro, 1978). Las calizas de arrecifes se encuentran muy bien desarrolladas hacia las áreas de Cartagena y Barranquilla.

### 1.5.2.3 MACIZOS ANTIGUOS

**Sierra Nevada de Santa Marta:** comprende un macizo al Noreste de las llanuras costeras del Caribe con forma de triángulo equilátero de unos 120km de cada lado y relieve de aspecto piramidal con los Pico Colón a 5780m de altura y el Pico Bolívar a 5800m de altura (Toussaint, 1999). Tiene como límite Este la falla de Oca y al Oeste la falla de Bucaramanga-Santa Marta. Está constituido por rocas metamórficas de alto grado desde las facies anfibolitas alta hasta las facies granulita que se exponen al Sur del conjunto de fallas de Sevilla (Toussaint, 1999). Batolitos y rocas volcánicas forman la mayor parte de la Sierra (Toussaint, 1999). Rocas sedimentarias del Paleozoico hasta el Cuaternario también afloran al sur y Oeste de la Sierra, compuestos por conglomerados seguidos por bancos de arenas grises, arcillolitas y margas. La parte superior está conformada por arenitas

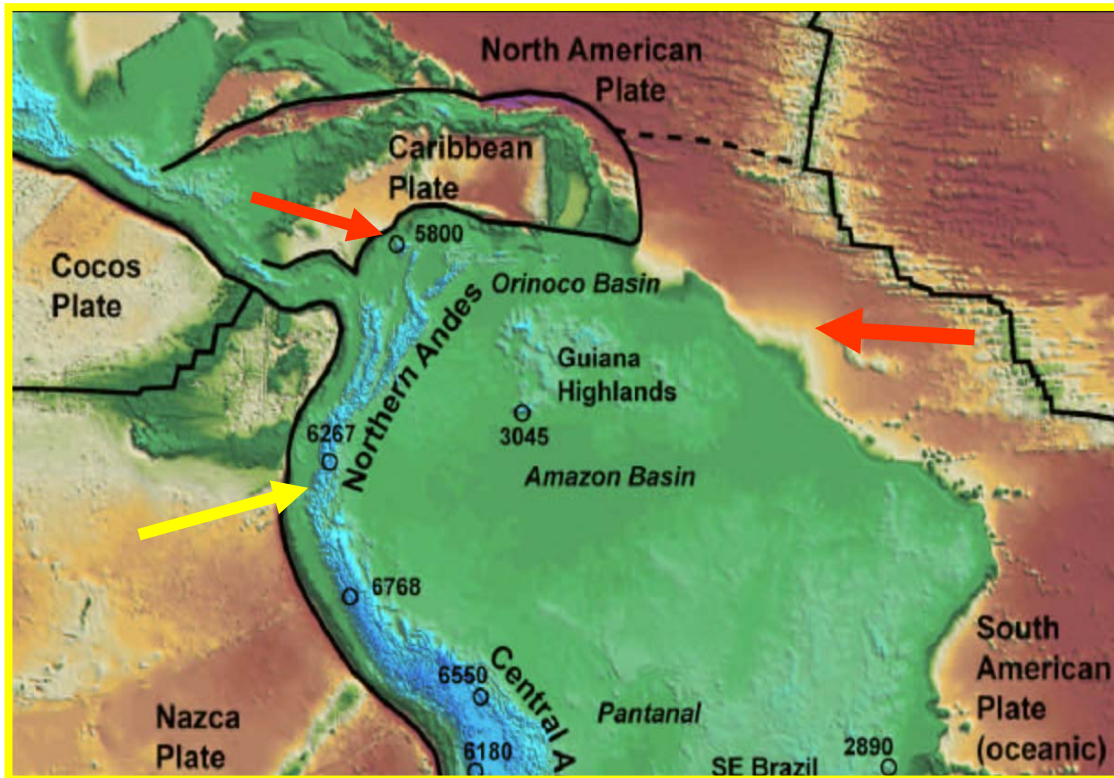
cuarcíferas y arcillosas con intercalaciones de tobas verdosas (Toussaint, 1999). Se interpreta como un bloque emergido tectónicamente por la actividad de las fallas de Oca y de Bucaramanga-Santa-Marta durante el Terciario Superior (Kellog y Bonini, 1982) dentro de un sistema transcurrente regional asociado a la convergencia oblicua de la Placa Caribe con la Suramericana, configurando así un sistema estructural de sintaxis positiva (Rossello, 2007).

**Rocas antiguas de la Guajira:** la península de la Guajira presenta dos zonas fisiográficamente distintas: la Alta Guajira limitada al sur por la falla Cuiza, y la Baja Guajira que llega hasta el sistema de fallas de Oca. La Alta Guajira posee una topografía rugosa asociada a esfuerzos compresivos, encajándola como un cuerpo alóctono. La Baja Guajira posee una baja topografía con un basamento de rocas esquistosas y granitos Pre-Cámbricos. Los sedimentos son principalmente asociados a eventos de progradación calcárea y siliciclástica de distintos ambientes como deltas, plataformas, continentales, marino somero y batiales. El basamento cristalino pre-Mesozoico de neises aflora en los núcleos de las serranías de la Alta Guajira (Simarua, Jarará, Macuira y Carpintero) con el grupo Macuira recubierto por sedimentos Mesozoicos (Toussaint, 1999). Éste grupo consta de rocas metamórficas como esquistos cloróticos y sericíticos, esquistos cuarzosos, cuarcitas y mármoles (Toussaint, 1999). Sin embargo, éste grupo, es intruído por el granito de Siapana en 195 Ma (K/Ar) y recubierto por sedimentos Cretácicos (Toussaint, 1999). Al sur de la Guajira se encuentra la Serranía de Cocinas con secuencias del Jurásico y Cretácico, cubierta en sus zonas bajas por sedimentos Terciarios marinos carbonáticos (Toussaint, 1999)

### 1.5.3 TECTÓNICA

La convergencia entre las placas de Suramérica, Caribe, Cocos y Nazca (Figura 15) y el desarrollo de sistemas transcurrentes en el margen del Caribe Colombiano, provee un marco tectónico particular a la zona Norte de Colombia. Según interpretaciones sísmicas profundas y el desarrollo del prisma de acreción;

los cinturones deformados del sur del Caribe y del Sinú-San Jacinto estarían asociados con una zona de subducción. Por otro lado Flinch, (2003) sugiere un modelo de obducción de la placa Suramericana sobre la Placa Caribe.



**Figura 15. Convergencia entre las placas Caribe, Suramericana y Nazca.** Se observa que posiblemente las deformaciones en la región Sur del Caribe están influenciadas por la convergencia de éstas placas. (Tomado de Rossello, 2007)

#### 1.5.4 EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA

Las rocas más antiguas datadas en el Noroeste Colombiano son basaltos y gabros del Cretácico probablemente originados en cercanías al HotSpot de Galápagos hace aprox. 91 a 88 Ma (Bowland and Rosencrantz, 1988; Bowland, 1993; Flinch, 2003). Durante el Paleoceno ocurre la acreción de rocas oceánicas al continente suramericano y la intrusión de batolitos graníticos incorporados finalmente al continente Suramericano (Flinch, 2003) (Figura 16 y 17). En éste periodo ocurre la depositación de sedimentos marinos pelágicos, alta cantidad de plancton,

turbiditas de areniscas y conglomerados al oeste de la plataforma (Duque-Caro, 1978). En el onshore y durante el Coniaciano empieza la sedimentación de material marino como shales y calizas de la Fm Cansona con alto contenido de materia orgánica y chert hacia la parte oeste del sistema de fallas de Romeral, pues en éste lapso hasta el Paleoceno no hubo depositación de sedimento al este de éste sistema (Flinch, 2003). Posteriormente en el Paleoceno se depositan shales y algo de areniscas turbidíticas de aguas profundas al oeste del sistema de fallas de Romeral formando junto con los depósitos del Cretácico Superior secciones engrosadas al oeste (Flinch, 2003). Éstas secciones se pinchan al este formándose cuñas acrecionadas sobre trincheras, asociadas a la subducción de la placa Caribe con la Suramericana (Flinch, 2003). Durante el Paleoceno al Eoceno Medio (Cansoniano Medio y Tardío) (Figura 17) se depositan sedimentos siliciclásticos y se desarrolla un volcanismo marginal en la plataforma produciendo una serie de conos volcánicos submarinos indicando etapas previas al gran levantamiento del cinturón de San Jacinto (Duque-Caro, 1978). Durante el Eoceno Medio (Figura 18) se desarrollan esfuerzos diastróficos compresivos produciendo plutonismo tonalítico al oeste del sistema de fallas de Romeral, y el levantamiento del cinturón de San Jacinto y de la Cordillera Occidental (Duque-Caro, 1978). Hacia el Eoceno Superior - Oligoceno prima un ambiente marino de acreción y extensión, donde se deposita una unidad volcanoclástica hacia el Urabá. Hacia la parte norte se depositan conglomerados (conglomerado Luruago), areniscas y carbonatos de arrecifes. Continúa el proceso de acreción al oeste (cuenca Sinú-San Jacinto) mientras al Este ocurre fallamiento normal y de rumbo Este-oeste (cuenca Plato-San Jorge), comenzando una actividad de pull apart en el Eoceno (Flinch, 2003). Durante el Carmeniano Temprano la cuenca de San Jorge sufre una apertura, propiciando la invasión marina, con depositación de facies carbonáticas hacia el norte, incluyendo conglomerados, areniscas y shales, además de calizas (Duque-Caro, 1978). Ésta inmersión marina, da vía hacia el sur, para la depositación deltaica de la formación Ciénaga de Oro (Duque-Caro, 1978). En la trinchera del Sinú se depositaron sedimentos pelágicos con poca o nula influencia terrígena y lodos silíceos con abundantes foraminíferos y

radiolarios (Duque-Caro, 1978). Durante el Oligoceno prima un régimen transtensional a lo largo de las fallas Romeral y Palestina y sigue la depositación de flysh (Flinch, 2003).

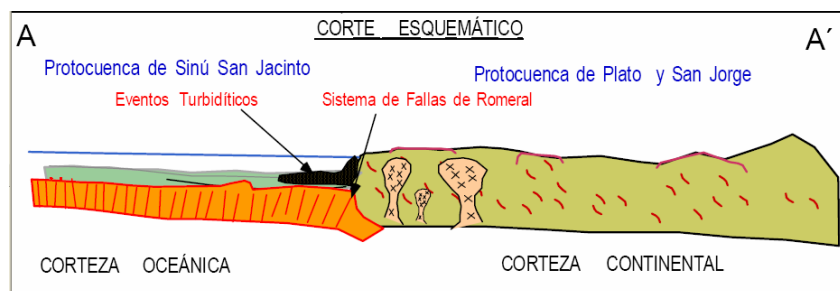
En el Mioceno Inferior y Medio (Carmeniano Medio) (Figura 19) ocurre una invasión marina depositando la mayoría de facies carbonáticas en los alrededores de los altos El Díficil y Cicuco y al norte de la cordillera Occidental (Duque-Caro, 1978). Según Flinch, (2003) en el Mioceno Temprano, hubo una inversión tectónica de los grabens al Este del sistema Romeral, para que hacia el Mioceno Superior empezara a regir un régimen compresivo. Según Duque-Caro, 1978, la sedimentación estuvo controlada por alta energía tipo turbiditas de cañones submarinos con grandes deslizamientos, donde los mayores espesores turbidíticos se encuentran en el área superior del Río Sinú con más de 5000m.

Durante el Plioceno al Pleistoceno (Figura 21) ocurre el levantamiento de la Orogenia Andina con eventos transcurrentes, plegamientos, fallamientos y levantamientos (Duque-Caro, 1978; Kolla et al., 1984). Como otros resultados de ésta orogenia se tienen el volcanismo de lodo y plutonismo dentro de la trinchera del Sinú, inicialmente levantada y plegada originando el cinturón del Sinú y el plegamiento del cinturón de San Jacinto (Duque-Caro, 1978; Rossello, 2007). Además una componente transcurrente lateral-izquierda de la falla de Santa-Marta transfiere el Macizo de Santa Marta a su posición actual (Duque-Caro, 1978; Rossello, 2007). Durante el Pleistoceno también ocurre la migración del delta del Magdalena al noroeste, desde Galerazamba al Canal del Dique en cercanías a Cartagena (Verette *et al*, 1992)

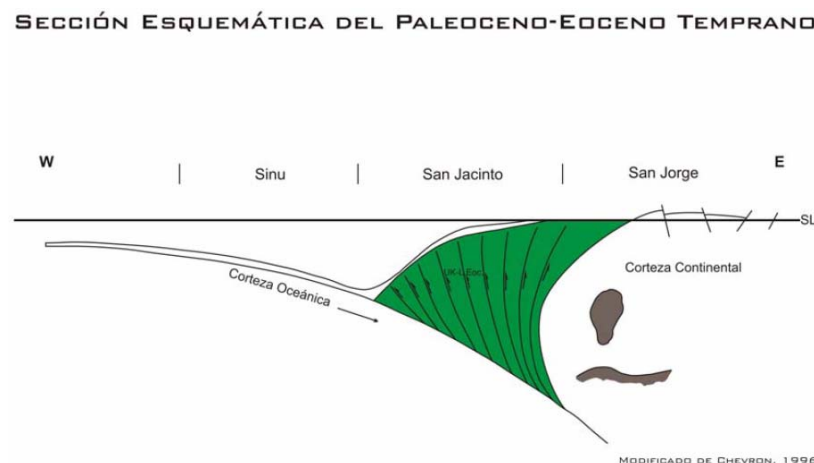
Durante el Pleistoceno al Presente se deposita la Formación Tubará con sedimentación en las zonas emergidas del cinturón del Sinú (Duque-Caro, 1972; Duque-Caro 1978). Los sedimentos son mayoritariamente carbonáticos de ambientes neríticos con aguas profundas de más de 200m y compuestos de areniscas, shales y calizas arrecifales. Mientras tanto en la cuenca San Jorge se

depositan sedimentos de ambientes deltaicos y fluviales a lo largo de canales remanentes de paleo cañones de Plato y Sucre. El delta del Magdalena migra hacia el norte para situarse en el área de Boca Vieja en el reciente (Vernette *et al.*, 1992)

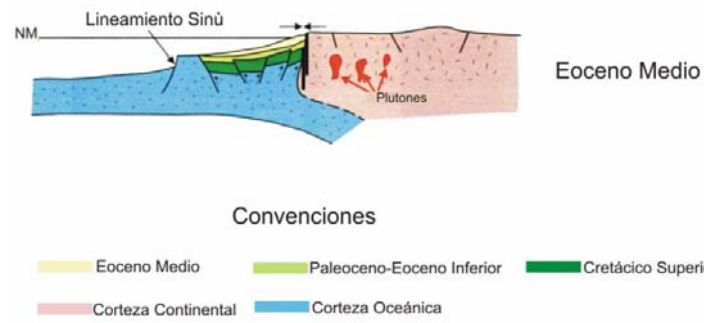
Un modelo evolutivo generalizado se presenta en las Figuras 16 hasta la Figura 21.



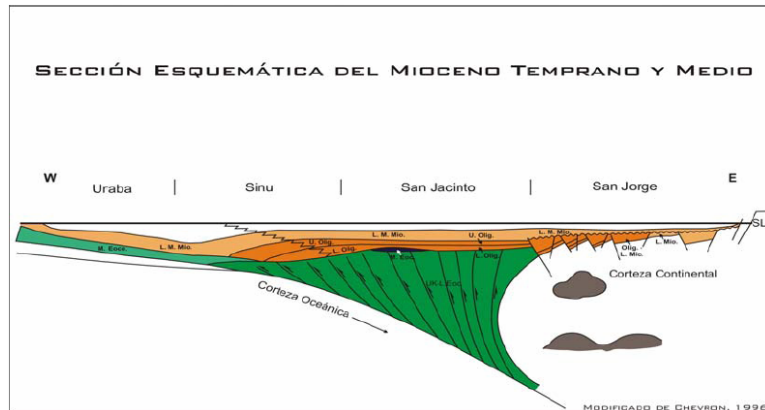
**Figura 16. Corte suroeste-noreste en el Cretácico Inferior-Paleoceno.** Se observa la presencia de dos tipo de cortezas conformado el basamento y la presencia de eventos turbidíticos hacia la zona de margen de plataforma. (Tomado de Reyes, 2000)



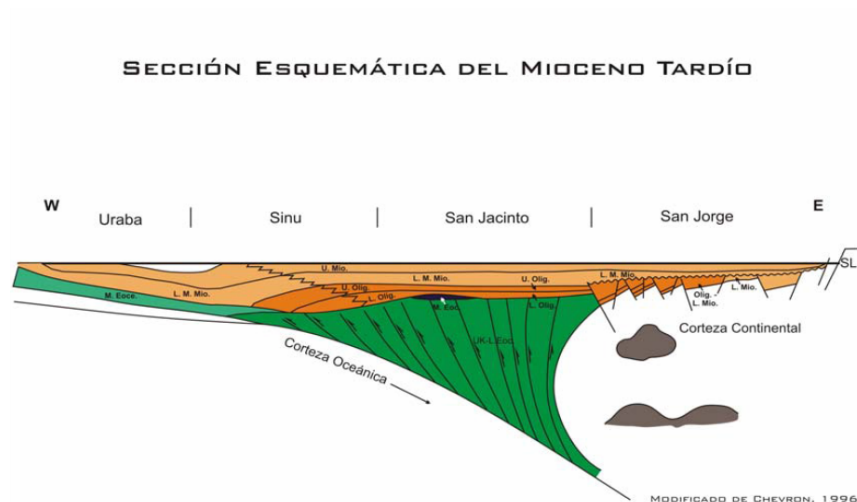
**Figura 17. Sección esquemática del Paleoceno - Eoceno Temprano.** Colisión entre placas, deposición de las formaciones cretácicas y parte de las terciarias y el levantamiento inicial del Cinturón Plegado de San Jacinto (Tomado de Reyes, 2000)



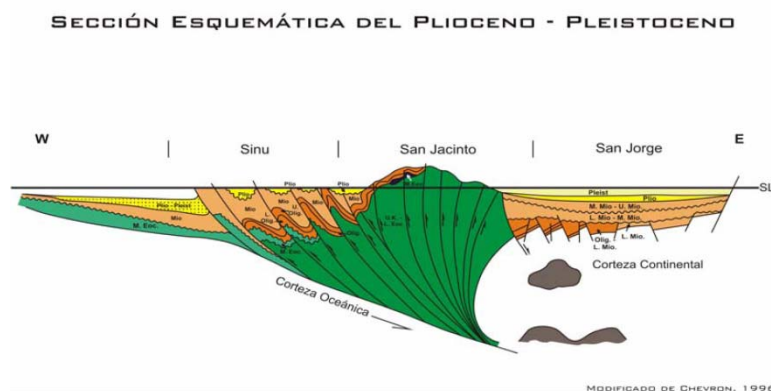
**Figura 18. Sección esquemática durante el Eoceno Medio.** Primer episodio de deformación en el Eoceno Medio e inversión del rift (Tomado de Reyes, 2000)



**Figura 19. Evento depositacional del Mioceno Temprano y Medio.** Se comienza a formar una cuña de acreción en el área del Sinú (Tomado de Reyes, 2000)



**Figura 20.** Esquema deposicional durante el Mioceno Tardío con sedimentación de las cuencas Plato y San-Jorge y depositación en San Jacinto (Tomado de Reyes, 2000)



**Figura 21.** Fase actual formándose zonas de cabalgamientos en el área de Sinú y fallamiento normal en el área de San Jorge (Tomado de Reyes, 2000)

## 1.6 METODOLOGÍA

Se planteó una metodología que combina la información geológica del subsuelo a partir los registros de los pozos X y Y perforados por la Texas Petroleum Company y datos sísmicos de reflexión adquiridos en diferentes programas. Básicamente fueron las siguientes 8 etapas:

### **1.6.1 ADQUISICIÓN DE BASES TEÓRICAS**

Consistió en realizar una recopilación y análisis de información con el fin de asimilar las bases teóricas necesarias para el tema de estudio.

### **1.6.2 SELECCIÓN DE DATOS**

Implicó una revisión y evaluación de la calidad de las líneas sísmicas y registros de pozos disponibles con el fin de seleccionar los más apropiados para la investigación.

### **1.6.3 DETERMINACIÓN DE SECUENCIAS EN LOS POZOS**

En ésta etapa se definieron tres secuencias para los pozos X y Y (Figura 22), según Emery y Myers, (1996) y Duque-Caro, (2001). Para ésto se definieron los ciclos estratigráficos de tercer orden a partir de los registros gamma ray de los pozos X y Y, según Cross, (1992); Van Wagoner *et al.*, (1988). Cada secuencia está limitada por superficies de mínimo espacio de acomodación y máxima energía, a la vez, asociada a periodos de regresiones marinas (Ramón y Fajardo, 2004; Cross, 1992). La primera secuencia, en el pozo X, llega a una profundidad de 1640 pies y en el pozo Y, llega a una profundidad de 1720 pies, computando un espesor máximo de aproximadamente 1720 pies. La segunda secuencia, en el pozo X, llega a una profundidad de 6540 pies, y en el pozo Y, llega a una profundidad de 7110 pies, computando un espesor máximo de 5390 pies; y la tercera secuencia, en el pozo X, podría llegar a una profundidad de 12343 pies, mientras que en el pozo Y podría llegar a una profundidad de 15781 pies, computando un espesor máximo de aproximadamente 8671 pies. Éstas secuencias también fueron identificadas por Duque-Caro, (2001) en los trabajos de *Análisis Bioestratigráfico de los pozos X, Y, Ciénaga-1, Darien-1, El Bobito-1, Morrosquillo-1, Piedrecita-1, Porquería-1, San Bernardo-2x, Urabá-1, Tolú-6, Piñuela-1 y Danta-1, en las cuencas de Costa Afuera del Cinturón de Sinú, De*

*Plato y de muestras varias en la costa NW colombiana. Vol I: Pozos X, Y, Cienaga-1, Darien-1, El bobito-1, Morrosquillo-1, Piedrecita-1, Porqueria-1, San Bernardo-2x* realizados para ECOPEPETROL, Bogota. Gracias a los trabajos de Duque-Caro, (2001) junto con la identificación de las superficies de erosión y no depositación en la sísmica (Figura 58), se asignó para la secuencia I una edad de entre 0.45 Ma a 0.95 Ma durante el Pleistoceno. Para la secuencia II se asignó una edad de entre 0.95 Ma a 1.9 Ma durante inicios del Pleistoceno y para la secuencia III una edad entre 1.9 Ma a posiblemente 3.9 Ma durante el Plioceno Tardío y Plioceno Medio. Los rangos de las edades para éstas secuencias se determinaron partiendo de la edad reportada por Duque-Caro, (2001) para los pozos Cartagena. Debido a que los límites de estas secuencias cortan líneas de tiempo en las líneas sísmicas E y C (asumiendo que los reflectores primarios se aproximan a líneas de tiempo) (Ver Figura 32 y 36), se determinó el espesor, de las capas discordantes teniendo en cuenta una tabla tiempo (TWT)-profundidad asignada para la zona (ver Anexo 2). Asumiendo una relación lineal (rata de sedimentación constante) entre el rango de edades a lo largo de los pozos Cartagena reportados por Duque-Caro (2001) y la profundidad de los pozos (Figura 22), se determinó el rango de tiempo geológico en el cual se depositaron las capas discordantes, que corresponde al periodo de tiempo de no depositación en la zona. Aplicando éste procedimiento para cada secuencia donde el límite de la secuencia es discordante, se restó el periodo de no depositación a las edades de los límites de secuencia asignados inicialmente por Duque-Caro, (2001) y se obtuvo finalmente las edades de las secuencias. De ésta forma las 3 secuencias se ubicarían dentro del rango de ciclicidad de tercer orden, según la clasificación de Emery y Myers, (1996).

**Figura 22. Correlación de secuencias estratigráficas a partir de los registro gamma ray de los pozos X y Y.** Los límites de secuencia corresponden a máximos de espacio de acomodación y máxima energía durante la depositación

#### 1.6.4 AMARRE SÍSMICA-POZO

Por medio de los registros sísmicos y de densidad de cada pozo y una tabla tiempo profundidad asignada para la zona de estudio (ver anexo 2), se elaboró un sismograma sintético para el pozo X y Y (Figura 23 y Figura 24, respectivamente). Para tal tarea se hizo necesaria la ayuda de la aplicación Syntool de OpenWorks, el cual genera un sismograma sintético. Un sismograma sintético es construido por medio de una convolución entre una ondícula y la reflectividad de la Tierra (Sheriff and Geldart, 1991). El tipo de ondícula puede ser extraída de la sísmica (alrededor del pozo) o corresponder a un modelo estándar como por ejemplo la ondícula Ricker. Con el sismograma sintético de mayor grado de correlación (Figura 23 y Figura 24) se pudo amarrar el pozo Y con la línea sísmica E (Figura 25 y Figura 26) y el pozo X a la línea sísmica A (Figura 27 y Figura 28).

**Figura 23. Sismograma sintético para el pozo X en color rosa sobrepuesto a la línea sísmica A, en azul verdoso.** Para éste caso la mayor correlación entre sísmica y pozo se logró con un tipo de ondícula Ricker

**Figura 24. Sismograma sintético, en color amarillo sobrepuesto a la línea sísmica E en azul verdoso, para el pozo Y.** Para éste caso la mayor correlación entre sísmica y pozo se logró con un tipo de ondícula extraída de la sísmica alrededor del pozo.

**Figura 26. Amarre del pozo Y, desplegando su registro gamma ray, con la línea sísmica E.** Localización en la Figura 1. Obsérvese, en A) y B), la ubicación en tiempo doble de viaje, del tope de las Secuencias II y III, respectivamente, tanto en el pozo Y como en la línea sísmica E. Un cambio en la tendencia del registro gamma ray corresponde a una límite de secuencia.

**Figura 27. Amarre del pozo X, desplegando su registro gamma ray, con la línea sísmica A.** Localización en la Figura 1. Obsérvese la ubicación del tope de las secuencias II y III, en tiempo doble de viaje, tanto en el pozo X como en la línea sísmica A. Un cambio en la tendencia del registro gamma ray corresponde a una límite de secuencia.

**Figura 28. Amarre del pozo X, desplegando su registro gamma ray, con la línea sísmica A.** Localización en la Figura 1. Obsérvese, en A) la ubicación, en tiempo doble de viaje, del tope de la Secuencia II. En B) se observa el tope de la Secuencia III. Un cambio en la tendencia del registro gamma ray corresponde a una límite de secuencia.

### **1.6.5 INTERPRETACIÓN SÍSMICA**

En ésta etapa se interpretaron las líneas sísmicas A, D, C, B, E, F, G, H y I por medio de la aplicación Petrel y SeisWorks de Landmark. Se definieron las fallas y terminaciones de las reflexiones sísmicas, como downlap, onlap, toplap y truncaciones erosionales y se determinaron los límites de las tres secuencias sísmicas según Vail *et al.*, (1977), teniendo como base el amarre con los pozos X y Y (Figura 25, 26, 27 y 28). Con ayuda de la aplicación OpendTect 3 se realizó un análisis de los atributos sísmicos de frecuencia instantánea y descomposición espectral para la líneas sísmicas B, E, H, F y D.

### **1.6.6 INTEGRACIÓN CON UN MODELO ESTRUCTURAL**

Una vez interpretadas las fallas y los límites de las tres Secuencias en la sísmica, se desarrolló un modelo estructural 3D para cada secuencia con ayuda de la herramienta Petrel (Figura 55, 56 y 57). Con base en éste modelo se generaron los mapas estructurales del tope y la base de cada Secuencia Sísmica (Figura 51, 52, 53 y 54)

### **1.6.7 ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN ESTRATIGRÁFICA**

En ésta etapa se definió la geometría, configuración, continuidad y amplitud de las reflexiones sísmicas, según Vail *et al.*, (1977) dentro de cada secuencia sísmica, y se interpretaron los ambientes y procesos depositacionales según Sangree y Widmier, (1977), con base en los parámetros de facies sísmicas integrado con el análisis de atributos sísmicos. Se generó un cuadro estratigráfico relativo para el Neógeno, mapas de horizontes sísmicos y un mapa de facies sísmicas A-B/C de

cada secuencia, teniendo en cuenta las configuraciones y terminaciones de las reflexiones en los límites superior e inferior de cada secuencia sísmica, según Ramsayer, (1979).

## **1.6.8 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

Con ésta etapa finalizó el proyecto planteándose las conclusiones y recomendaciones, al respecto, con el fin de mejorar el producto obtenido.

## **2. RESULTADOS**

### **2.1 INTERPRETACIÓN SÍSMICA Y ANÁLISIS DE ATRIBUTOS SÍSMICOS**

En ésta etapa se interpretaron las líneas sísmicas A, D, C, B, E, F, G, H y I por medio de la aplicación Petrel y SeisWorks de Landmark, y se determinaron las tres Secuencias identificadas en los pozos Cartagena.

#### **2.1.1 SECUENCIA SÍSMICA I**

La Secuencia Sísmica I se encuentra distribuida arealmente de manera uniforme sobre toda la zona de estudio (Figura 59 y 60). Su máximo espesor se alcanza en las zonas más distales al Norte y Este del área de estudio (Figuras 1, 32, 38, 39, 43, 59 y 60), mientras alcanza su máximo adelgazamiento en la región Sur en un ambiente de plataforma (Figuras 32, 43, 59 y 60). De acuerdo a los pozos Cartagena, la Secuencia I podría tener un espesor promedio de aproximadamente 1720 pies (Figura 22). Se encuentra en contacto discordante con la Secuencia II a manera de terminaciones onlap (Figuras 29, 32, 38, 39 y 58) hacia la zona Norte, Este y Oeste (Figuras 59 y 60). Sin embargo hacia la zona Central de la zona de estudio al igual que en algunas regiones del Norte (Figuras 59 y 60), la Secuencia Sísmica I se encuentra en contacto concordante con la Secuencia II (Figuras 32,

36, 37, 43 y 47). Hacia las zonas de Boca Vieja y la Bahía de Santa Marta al Este de la zona de estudio (Figuras 1 y 14), la Secuencia sísmica I se encuentra deformada por fallas de crecimiento de tipo normal asociadas, posiblemente, a un “colapso gravitacional” (Figura 65) desarrollando grandes anticlinales y sinclinales (Figuras 32 y 43).

La Secuencia Sísmica I en la zona de estudio (Figuras 1, 59 y 60) también está caracterizada por reflectores continuos, de alta amplitud, gruesos y con una configuración paralela a subparalela (Figuras 29, 30, 32, 33, 34, 35, 36, 37 y 43). Sin embargo hacia el Este (Figuras 59 y 60), el carácter de las reflexiones cambia y empiezan a presentarse cliniformas tangenciales oblicuas con algo de sigmoide, con reflectores continuos más finos y delgados, de moderada a alta amplitud y menos irregulares (Figuras 34, 43, 44 y 46). También se observa que la configuración de las reflexiones sísmicas cambia a subparalela con algo de divergentes, con incisiones en “V” y terminaciones onlap hacia la base (Figuras 29, 32 y 43).

Hacia el Oeste del área de estudio (Figura 59 y 60) se observan reflectores irregulares discontinuos de baja amplitud con un carácter sísmico caótico a subparalelo (Figuras 32 y 43). Hacia el Norte (Figura 59 y 60) las reflexiones sísmicas se caracterizan por tener una configuración sísmica irregular a caótica de baja amplitud (Figura 36). Además los reflectores presentan una baja continuidad y son bastantes finos y delgados (Figura 36). Hacia las zonas más distales, al Norte (Figuras 59 y 60), los reflectores comienzan a revelar un carácter sísmico regular, de baja amplitud, continuo, con una configuración sísmica subparalela a paralela, a veces divergente, algunas incisiones en “V” y terminaciones onlap hacia la base de la secuencia (Figuras 37, 38, 39, 40 y 42). En las zonas centrales del área de estudio (Figuras 59 y 60) se observan reflectores discontinuos, irregulares a caóticos con una configuración sísmica paralela a subparalela, de baja amplitud y con algunas incisiones en “V” en el fondo marino (Figuras 47, 48 y 49).

Un reflector de alta amplitud, marcado en color violeta, con algunas truncaciones erosivas asociadas a incisión de canales, especialmente en las zonas Noreste, Norte y Noroeste (Figura 59 y 60) corresponde al fondo del océano y al tope de ésta secuencia. En la mayoría de líneas sísmicas éstas incisiones en “V” corresponden a sistemas de “*channel levee complex*” según Posamentier, (2003). El atributo de descomposición espectral a 65hz con la Transformada de Fourier Rápida “FFT” aplicada en la línea sísmica F, muestra en la Figura 49 un canal por proceso de incisión y relleno o “*cut and fill*” marcando, también, el tope de ésta secuencia sísmica. Una superficie, marcada en color rosa, con terminaciones onlap y algunas veces concordante, especialmente al Noroeste de la línea sísmica 84, 272 (Figura 29) y de la línea G (Figura 38); al Noreste de la línea E (Figura 32) y de la línea B (Figura 43); al Suroeste de la línea E (Figura 32) y de la línea B (Figura 43) y en la zona central de la línea D (Figura 39) limita una secuencia de relativa baja amplitud (Secuencia I) de una de alta amplitud (Secuencia II). Éste horizonte corresponde a la base de la Secuencia Sísmica I (Figura 52). De ésta forma consiste en una superficie de no depositación expresado en un intervalo de tiempo de aproximadamente 0,81 Ma teniendo en cuenta el marco cronoestratigráfico relativo de la Figura 58. En la mayoría de líneas, éste límite de secuencia está marcado como un reflector de alta amplitud, como en la línea E (Figura 32), en la línea B (Figura 43) y en las líneas a las cuales se les aplicó *descomposición espectral* en diferentes frecuencias (Figuras 30, 31, 34, 35, 41, 44 y 46); incluso aplicando otro atributo sísmico como el de *frecuencia instantánea*, en la línea sísmica D, se logró corroborar éste límite de secuencia (Figura 40).

### **2.1.2 SECUENCIA SÍSMICA II**

Ésta secuencia sísmica se encuentra distribuida de manera uniforme sobre toda el área de estudio (Figuras 1, 61 y 62) de forma similar a la Secuencia Sísmica I. Su máximo espesor se alcanza en las zonas Norte y Sur (Figuras 32, 43, 61 y 62) mientras que en las zonas Este y Oeste se adelgaza debido a periodos de erosión

y no depositación a finales del Pleistoceno (Figuras 32, 43, 58, 61 y 62). Su espesor promedio oscila entre 6540 pies y 7110 pies según los pozos Cartagena (Figura 22). Ésta secuencia se encuentra en contacto discordante con la Secuencia Sísmica I en las zonas Este, Oeste y Norte (Figuras 61 y 62) desarrollando truncaciones erosionales (Figuras 32 y 38), mientras en la zona sur y en algunas zonas al norte (Figuras 61 y 62) se presenta en contacto discordante con la Secuencia Sísmica III con terminaciones onlap hacia la base (Figuras 32, 39 y 43). En algunas zonas al Norte y Sur del área de estudio (Figuras 61 y 62), la Secuencia Sísmica I se encuentra en contacto concordante con la Secuencia Sísmica III (Figuras 29, 32, 36, 37, 38, 43 y 47). En las regiones más cercanas a Boca Vieja y la Bahía de Santa Marta (Figuras 1 y 14), la Secuencia I está deformada posiblemente por efecto de unas fallas normales “por colapso gravitacional” asociada a un sistema estructural de semi-graben (Figuras 32 y 43).

Hacia las zonas Oeste del área de estudio (Figuras 61 y 62) se pueden observar reflexiones subparalelas a paralelas moderadamente continuas y de amplitud variable (Figuras 32, 33, 34, 35 y 43). En la región Este del área de estudio (Figuras 61 y 62) predominan unas reflexiones de moderada amplitud, finas y delgadas, continuas y con una configuración sísmica paralela a divergente a manera de clinofomas tangenciales oblicuas con algo de sigmoide (Figuras 29, 30, 31, 32, 34, 35, 43, 44, 45 y 46). En la región Central del área de estudio (Figura 61 y 62) predominan unas reflexiones subparalelas a caóticas de alta amplitud y discontinuas a moderadamente continuas (Figuras 29, 30, 31, 32, 35, 36, 37 y 43). En la región Norte del área de estudio (Figuras 61 y 62) se observan reflexiones subparalelas a caóticas de alta amplitud, irregulares y de continuidad variable (Figuras 37, 47, 48 y 49); sin embargo en las zonas más al Norte del área de estudio (Figuras 61 y 62) se encuentran reflectores de alta amplitud, más continuos, mejor definidos y con una configuración sísmica subparalela a paralela (Figuras 38, 39, 40 y 41). También se observan zonas con reflectores caóticos posiblemente relacionadas con deslizamientos o *slumps* (Figuras 42 y 39)

El tope de ésta Secuencia sísmica está evidenciado por un reflector continuo de alta amplitud y algunas unas truncaciones erosionales (Figuras 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 38, 40 y 41), expresándose así en una superficie de erosión y no depositación al final de la depositación de ésta secuencia sísmica.

Un reflector de alta amplitud, marcado en color rojo, principalmente en las líneas sísmicas E, B y D (Figuras 32, 33, 34, 35, 39, 43 y 46) separa una secuencia con un carácter sísmico discontinuo (secuencia II) con la secuencia III de reflectores más continuos. Hacia las zonas del Noreste de la línea sísmica E (Figura 32) y de la línea sísmica B (Figura 43) y hacia el Noroeste de la línea D (Figura 39) se presentan algunas terminaciones onlap marcando la base de la Secuencia sísmica II.

### **2.1.3 SECUENCIA SÍSMICA III**

La Secuencia sísmica III se encuentra distribuida de manera homogénea en toda el área de estudio (Figura 63 y 64). Es la secuencia más espesa alcanzando espesores que oscilan entre 5803 pies y 8671 pies según los pozos Cartagena (Figura 22). El espesor de ésta unidad se mantiene básicamente constante en las secciones sísmicas interpretadas presentando un ligero adelgazamiento al Norte (Figura 39). Hacia el Sur de la zona de estudio (Figuras 63 y 64), la Secuencia sísmica se encuentra deformada debido al desarrollo de un diapiro post-depositacional (Figura 29) y afectada por un fallamiento de tipo normal post-depositacional desarrollando un sistema de semi-graben (Figuras 32 y 43).

Ésta Secuencia sísmica presenta unas reflexiones gruesas continuas con una configuración sísmica paralela a subparalela de amplitud moderada (Figuras 36, 38, 39, 45 y 47). Sin embargo hacia las zonas centrales del área de estudio (Figuras 63 y 64) se encuentran patrones sísmicos discontinuos a caóticos, de baja amplitud con reflectores finos y delgados (Figuras 29, 32, 35, 37 y 43). Un reflector, continuo y de alta amplitud, marcado con color rojo, en la mayoría de las

líneas sísmicas (Figuras 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 38, 39, 43 y 46) representa el tope de ésta secuencia con un patrón sísmico más continuo, donde además se presentan truncaciones erosionales y algunas veces relaciones concordantes (Figuras 32, 33, 34, 35, 36, 39, 43 y 46). La base de ésta unidad corresponde a un reflector continuo de alta amplitud con reflectores concordantes (Figuras 29, 32, 37, 38, 39, 43 y 47). Se encontró también “zonas borrosas” en la sísmica profunda posiblemente relacionado con chimeneas de gas (*blank chimneys* reportadas por Vernet *et al.*, 1992, en la región) (Figura 45).

**Figura 29. A) Línea sísmica H no interpretada. B) Línea sísmica H interpretada.** Localización ver Figura 1. Se observa una configuración de reflexiones internas subparalelas moderadamente continuas en la secuencia sísmica III.

**Figura 30. Línea sísmica H con descomposición espectral a una frecuencia de 65 Hz.** Localización ver Figura 1. Tope de la secuencia II marcando una zona de alta amplitud. Obsérvese el diapiro en la zona inferior derecha con un patrón sísmico caótico.

**Figura 31. Línea sísmica H con descomposición espectral a una frecuencia de 5 Hz.** Localización ver Figura 1. Zona anómala de alta amplitud al Sureste de la secuencia I, con un patrón sísmico paralelo y continuo que podría estar asociado con la facies sísmica de sedimentos clásticos de plataforma de origen marino profundo de acuerdo a Sangree and Widmier, (1977). Tope de la secuencia II distinguiéndose por una zona de alta amplitud.

**Figura 32. A) Línea sísmica E no interpretada. B) Línea sísmica E interpretada. C) Sección interpretada del recuadro en la línea sísmica de la Figura 32B. D) Sección no interpretada del recuadro en la línea sísmica de la Figura 32C. E) Sección interpretada del recuadro en la línea sísmica de la Figura 32C.** Localización ver Figura 1. Se observan terminaciones onlap hacia la base de la Secuencia sísmica I y truncaciones erosionales hacia el tope de la misma secuencia. Nótese unos reflectores continuos de alta amplitud correlacionables con los topes de las secuencias II y III. En E) se observan unas truncaciones erosionales posiblemente unas incisiones en “V” de un canal reciente de una facie deltaica.

**Figura 33. Descomposición espectral aplicada a 5Hz sobre una porción de la línea sísmica E.** Localización en la Figura 1. Se observa una zona de alta amplitud posiblemente el tope de la secuencia II y un contraste de amplitudes hacia el tope de la secuencia III.

**Figura 34. Descomposición espectral aplicada a 65hz sobre la línea sísmica E.** Localización en la Figura 1. Se observan zonas de alta amplitud, posiblemente los topes de las secuencias II y III. También se observa una zona “borrosa” posiblemente chimeneas de gas “*blank chimneys*” muy comunes en el margen del Caribe Colombiano de acuerdo a Vernet *et al*, (1992).

**Figura 35. Descomposición espectral aplicada a 90hz sobre la línea sísmica E.** Localización de la Figura 1. Se observan zonas definidas de alta amplitud posiblemente los topes de las secuencias II y III. También se observa una configuración de reflexiones internas caóticas a subparalelas de alta amplitud hacia la zona central de la línea sísmica E, asociada con depósitos clásticos de origen marino somero de acuerdo a Sangree and Widmier, (1977).

**Figura 36. A) Línea sísmica C no interpretada B) Línea sísmica C interpretada.** Localización en la Figura 1. En la secuencia I se puede observar un patrón sísmico irregular posiblemente asociado a corrientes de turbidez, según Sangree and Widmier, (1977).

**Figura 37. A) Línea sísmica A no interpretada. B) Línea sísmica A interpretada.** Localización en la Figura 1. Se observa un patrón sísmico irregular al Noroeste, dentro de la secuencia sísmica I, posiblemente asociado a corrientes de turbidez, según Sangree and Widmier, (1977).

**Figura 38. A) Línea sísmica G no interpretada. B) Línea sísmica G interpretada. C) Interpretación de la sección del recuadro de la línea sísmica G.** Localización en la Figura 1. Se observan terminaciones onlap hacia la base de la secuencia I y un patrón sísmico paralelo a subparalelo dentro de la secuencia II, al noroeste, posiblemente asociado a facies arcillosas hemipelágicas de aguas profundas según Sangree and Widmier, (1977).

**Figura 39. A) Línea sísmica D no interpretada B) línea sísmica D interpretada. C) Sección interpretada del recuadro de la figura 39B.** Localización en la Figura 1. Se ilustra un patrón sísmico caótico discontinuo posiblemente relacionado con un sistema de canales y deslizamientos (“slumps”) dentro de una facie deltaica según Sangree and Widmier, (1977). Terminaciones onlap hacia la base de las secuencias I y II.

**Figura 40. Línea sísmica D con Frecuencia instantánea.** Localización en la Figura 1. Zona anómala donde se marca un contraste de amplitudes entre la Secuencia sísmica I, de bajas amplitudes y la Secuencia sísmica II de altas amplitudes.

**Figura 41. Línea sísmica D con descomposición espectral a 65 hz.** Localización en la Figura 1. Zona de alta amplitud, posiblemente el tope de la secuencia II.

**Figura 42. Descomposición espectral a 90hz de la línea sísmica D.** Localización en la Figura 1. Se ilustran zonas de reflexiones con un patrón sísmico caótico, posiblemente relacionado con depósitos de deslizamientos (“slumps”) dentro de facies deltaicas,

de acuerdo a Sangree and Widmier, (1977). También se observan unas zonas de baja amplitud de la Secuencia I.

**Figura 43. A) Línea sísmica B no interpretada. B) línea sísmica B interpretada ilustrando un sistema de semi-graben. C) Porción de la línea sísmica B marcada en el recuadro de la Figura 43B.** Localización en la Figura 1. Se ilustran reflectores continuos de alta amplitud con incisiones en "V" posiblemente relacionados con sistemas de "channel levee complex" de facies deltaicas, según Sangree and Widmier (1977). Se observan clinoformas tangenciales oblicuas con algo de sigmoides hacia el Noreste de las secuencias I y II posiblemente asociado a facies deltaicas, según Sangree and Widmier (1977).

**Figura 44. Descomposición espectral a 5hz de una porción de la línea B.** Localización en la Figura 1. Se ilustran reflectores continuos de alta amplitud del tope de la secuencia sísmica II.

**Figura 45. Descomposición espectral a 65hz de una porción de la línea B.** Localización en la Figura 1. Se observa una zona "borrosa" posiblemente chimeneas de gas "blank chimneys". Estas chimeneas son muy comunes en el margen del Caribe colombiano según Vernet et al., (1992). Obsérvese también un reflector anómalo de alta amplitud posiblemente el tope de la secuencia III.

**Figura 46. Descomposición espectral a 30hz de una porción de la línea B.** Localización en la Figura 1. Se observan unas zonas de alta de amplitud, posiblemente los topes de las secuencias II y III. En la secuencia II, al suroeste, se pueden observar unas reflexiones continuas paralelas.

**Figura 47. A) Línea sísmica F no interpretada. B) Línea sísmica F interpretada.** Localización en la Figura 1. Se observan unas incisiones en "V" sobre unas reflexiones subparalelas a caóticas que posiblemente correspondan a sistemas de canales en unas facies turbidíticas, según Sangree and Widmier, (1977).

**Figura 48. Descomposición espectral a 90 Hz de la línea sísmica F.** Localización en la Figura 1. Localización de un posible múltiple con el atributo sísmico de descomposición espectral. Se observan algunas reflexiones de carácter caótico posiblemente de facies turbidíticas.

**Figura 49. Descomposición espectral a 65 Hz de la línea sísmica F.** Localización en la Figura 1. Se observan unas incisiones dentro de unas reflexiones discontinuas caóticas posiblemente de un canal de "cut and fill" en una facie sísmica turbidítica de la secuencia I de acuerdo a Sangree and Widmier, (1977).

**Figura 50. A) Línea sísmica I no interpretada. B) Línea sísmica I interpretada.** Localización en la Figura 1. Se observa un sistema de fallas inversas al noroeste y fallas normales al sureste con algunas discordancias y una zona de graben. Corresponde a un

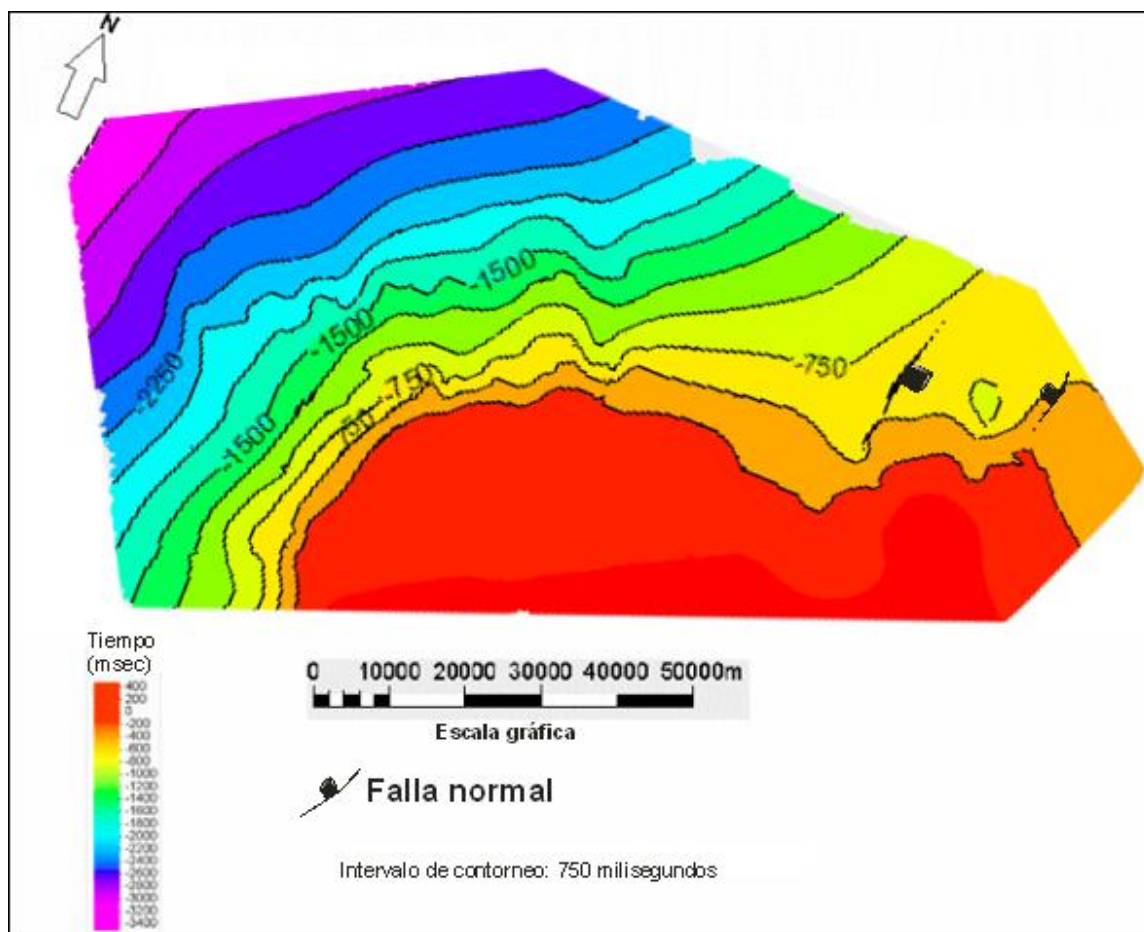
ambiente tectónico de margen pasivo generado por un proceso de colapso gravitacional asociado a un cabalgamiento frontal (ver modelo tectónico en la Figura 65).

## **2.2 MAPAS Y SUPERFICIES ESTRUCTURALES DE LOS HORIZONTE SÍSMICOS**

De acuerdo a las interpretaciones de los horizontes y las fallas en las líneas sísmicas A, D, C, B, E, F, G y H se elaboraron los mapas de contornos estructurales de los horizontes sísmicos que limitan las tres secuencias sísmicas.

### **2.2.1 MAPA DEL TOPE DE LA SECUENCIA SÍSMICA I**

El mapa de contornos estructurales del tope de la Secuencia Sísmica I ilustra dos fallas normales al Este de la zona de estudio cuya orientación es aproximadamente Norte-Sur con un alto buzamiento al Este y Oeste (Figura 51). Debido a las fallas de tipo normal se desarrolla una depresión hacia el Este de la zona de estudio (Figura 51). El mapa también ilustra una zona alta, al Sur, de baja pendiente, que se va profundizando progresivamente al Norte.

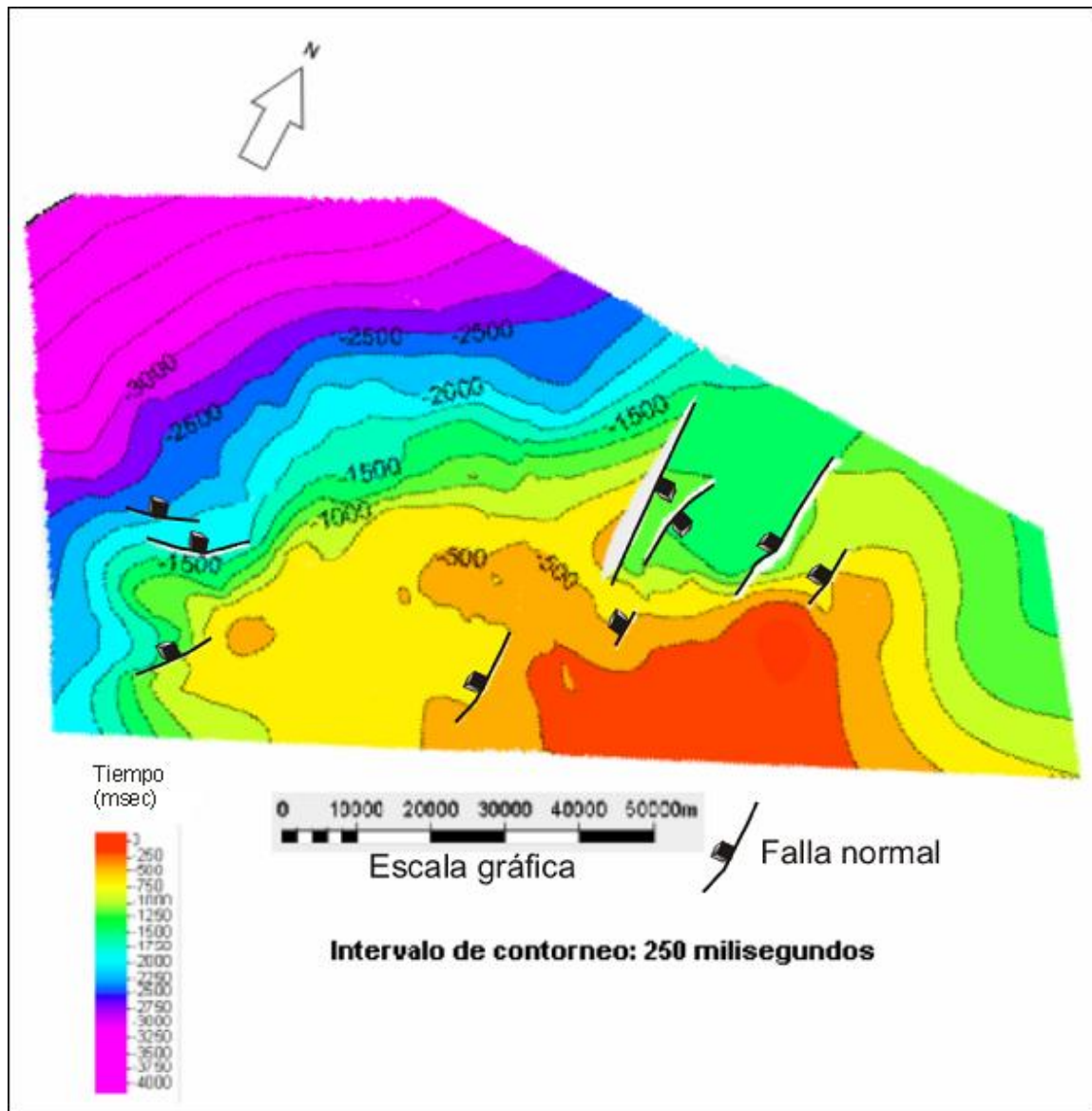


**Figura 51. Mapa en tiempo doble (msec) del tope de la Secuencia Sísmica I.** Se observan hacia el sur, las zonas más altas, que se van profundizando al norte. Además se encuentra una tendencia de fallamiento normal N-S con planos de falla buzando hacia el Este y Oeste.

## 2.2.2 MAPA DEL TOPE DE LA SECUENCIA SÍSMICA II

El mapa de contornos estructurales del tope de la Secuencia sísmica II ilustra una mayor densidad de fallas normales de alto ángulo, al Este de la zona de estudio cuya orientación es aproximadamente Norte-Sur con buzamiento al Este y Oeste (Figura 52), desarrollando una depresión hacia el Este de la zona de estudio (Figura 52). El mapa también ilustra una serie de fallas normales al Oeste cuya orientación es aproximadamente Este-Oeste buzando al Norte. También se observa una zona alta al Sur de baja pendiente pero de menor extensión que se va profundizando progresivamente al Norte, sin embargo se puede observar que

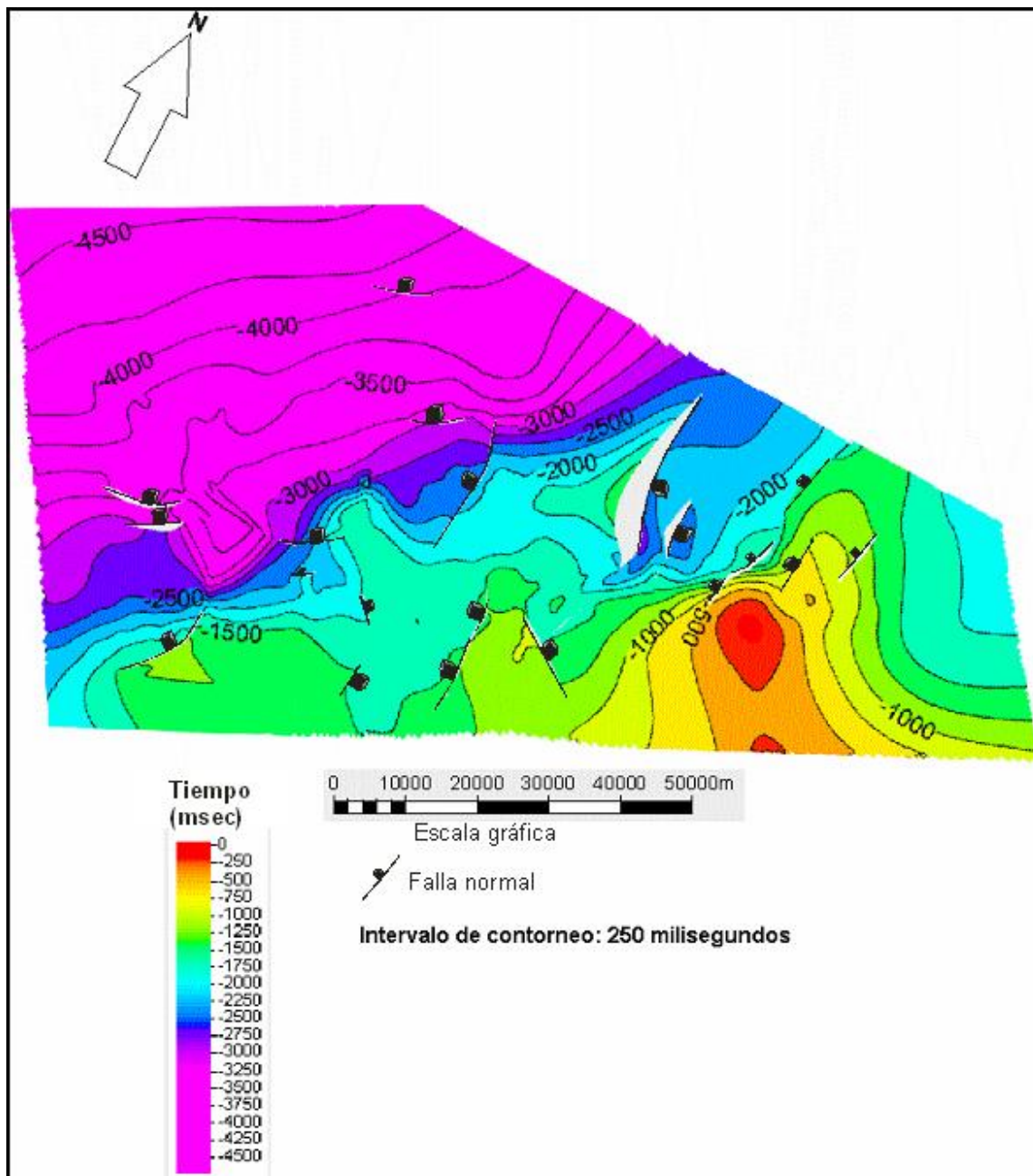
en la zona Central hay un cambio de pendiente el cual causa que la Secuencia sísmica II se profundice más rápidamente hacia el Norte.



**Figura 52. Mapa en tiempo doble (msec) del tope de la Secuencia Sísmica II.** Se nota la acentuación del patrón de fallamiento normal N-S hacia la zona Este de la zona de estudio que posiblemente afecte la distribución de la potencial roca reservorio en ésta zona. Se observa también el desarrollo de un patrón de fallamiento normal Este-Oeste con planos de falla buzando al Norte.

### **2.2.3 MAPA DEL TOPE DE LA SECUENCIA SÍSMICA III**

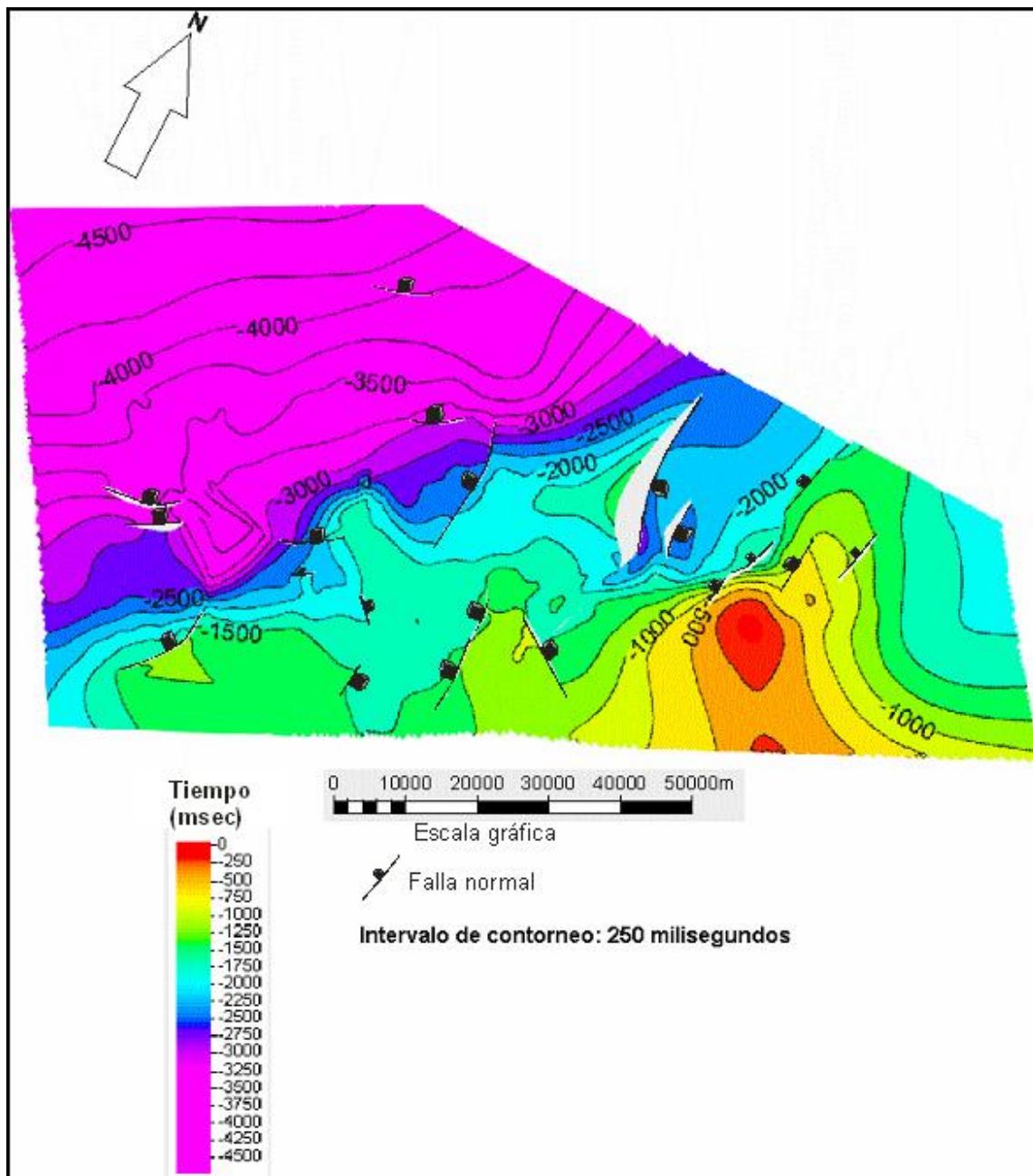
El mapa de contornos estructurales del tope de la Secuencia sísmica III (Figura 53) ilustra una mayor densidad de fallas normales de alto ángulo, al Este de la zona de estudio, posiblemente debido al levantamiento de la Orogenia Andina del Plioceno-Pleistoceno (Duque-Caro, 1978). La orientación de éste patrón de fallamiento es de aproximadamente Norte-Sur con buzamiento al Este y Oeste desarrollando una depresión hacia el Este de la zona de estudio (Figura 53). Posiblemente ésta depresión esté relacionada con un sistema estructural de semi-graben (Figura 32 y 43). El mapa también ilustra una serie de fallas normales al Oeste y Norte cuya orientación es aproximadamente Este-Oeste buzando al Norte. También se observan unas fallas al Sur con orientación Norte-Sur de buzamiento Este-Oeste y una zona alta al Sur de baja pendiente que se va profundizando progresivamente al Norte.



**Figura 53. Mapa en tiempo doble del tope (msec) de la Secuencia Sísmica III.** Se observa una zona circular al Este que posiblemente esté relacionado con un plegamiento de la secuencia asociado a una actividad diapírica en ésta área (Figura 32 B). El patrón de fallamiento Norte-Sur se conserva mientras que el patrón Este-Oeste se expande hacia el norte.

#### **2.2.4 MAPA DE LA BASE DE LA SECUENCIA SÍSMICA III**

El mapa de contornos estructurales de la base de la Secuencia sísmica III (Figura 54) ilustra una menor densidad de fallas normales de alto ángulo, al Este de la zona de estudio cuya orientación es aproximadamente Norte-Sur con buzamiento al Este y Oeste desarrollando una depresión hacia el Este de la zona de estudio (Figura 54). Posiblemente ésta depresión esté relacionada con un sistema estructural de semi-graben (Figura 32 y 43). El mapa también ilustra una serie de fallas normales hacia la zona Central cuya orientación es aproximadamente Norte-Sur de buzamiento Este-Oeste.



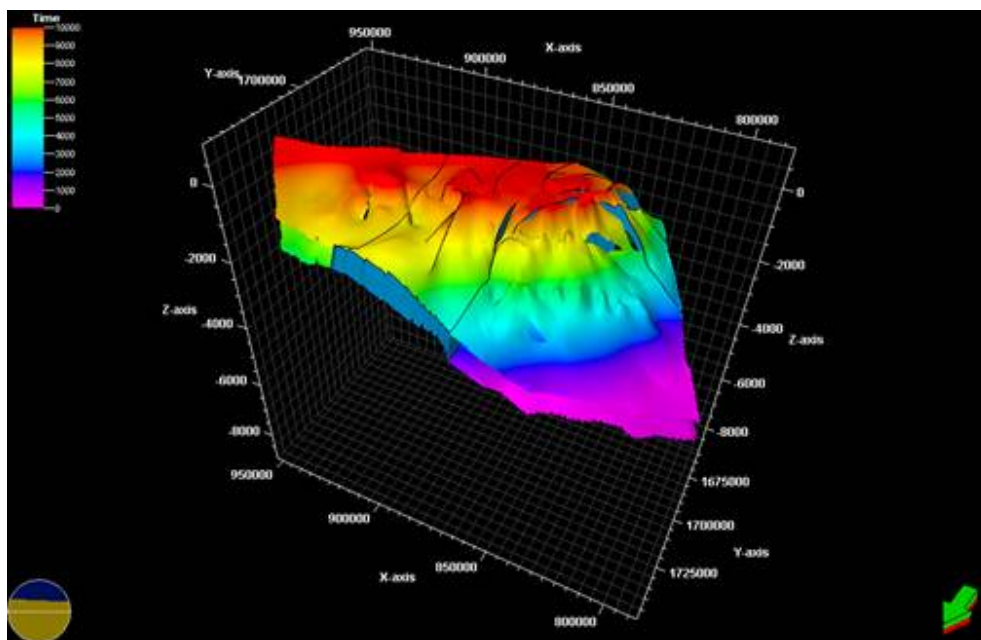
**Figura 54. Mapa en tiempo doble (msec) de la base de la secuencia sísmica III.** Éste límite de secuencia se encuentra muy homogéneo con un leve fallamiento N-S al Este, demostrando que éste patrón estructural ha sido constante desde la depositación de la secuencia III hasta la secuencia I.

## 2.3 MODELO 3D DE LAS SECUENCIAS SÍSMICAS

Teniendo en cuenta los límites de las Secuencias sísmicas I, II y III y las fallas interpretadas en las líneas sísmicas A, D, C, B, E, F, G y H se realizó un modelo 3D de las Secuencias Sísmicas I, II y III con ayuda del software Petrel.

### 2.3.1 MODELO 3D DE LA SECUENCIA SISMICA I

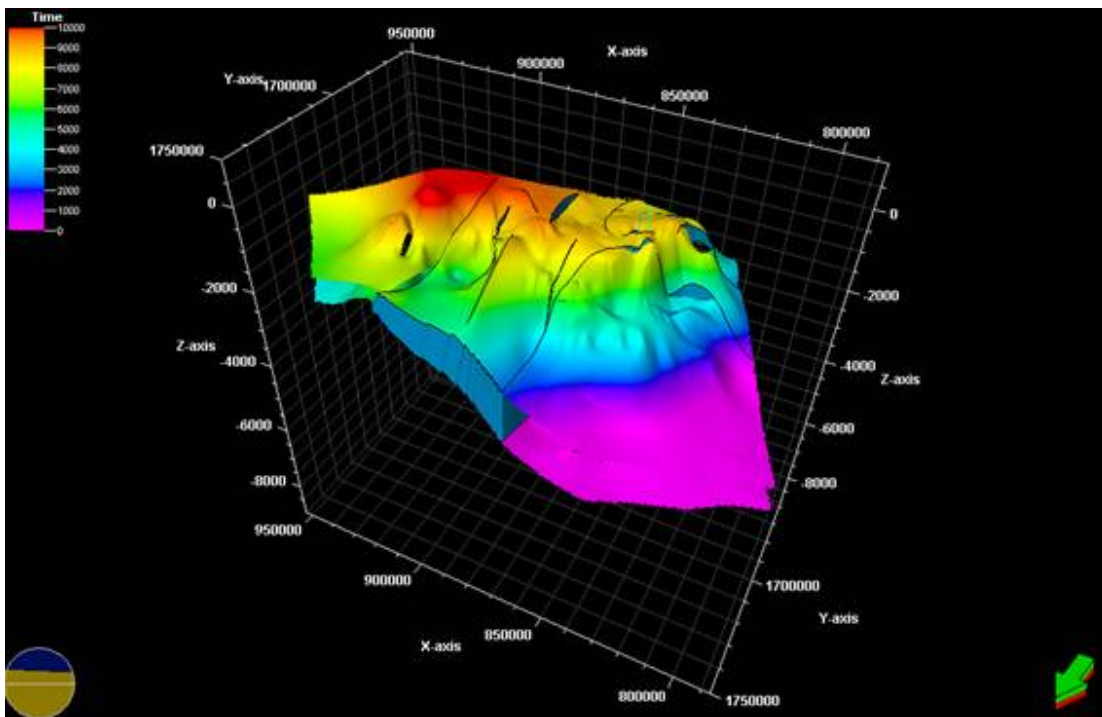
Se realizó un modelo 3D de la Secuencia sísmica I (Figura 55) donde se observa una forma externa típica de un relleno frontal de talud con desarrollo de un gran abanico según la clasificación de formas externas de unidades de facies sísmicas de Vail *et al.*, (1977). Además se puede observar un patrón de fallamiento principal de orientación Norte-Sur buzando al Este y Oeste que afecta la Secuencia sísmica I.



**Figura 55. Modelo 3D de la secuencia I.** Se observa un patrón de fallamiento normal N-S y un modelo típico de quiebre de plataforma.

### 2.3.2 MODELO 3D DE LA SECUENCIA SISMICA II

Se realizó un modelo 3D de la Secuencia sísmica II (Figura 56) donde se observa una forma externa típica de un relleno laminar o *sheet drape* según la clasificación de formas externas de unidades de facies sísmicas de Vail *et al.*, (1977). Además se puede observar una deformación hacia el tope de la Secuencia sísmica II originada por un diapiro hacia la zona Este del área de estudio (Figura 29) y patrón de fallamiento principal de orientación Norte-Sur buzando, en alto ángulo al Este y Oeste, que afecta la Secuencia sísmica II

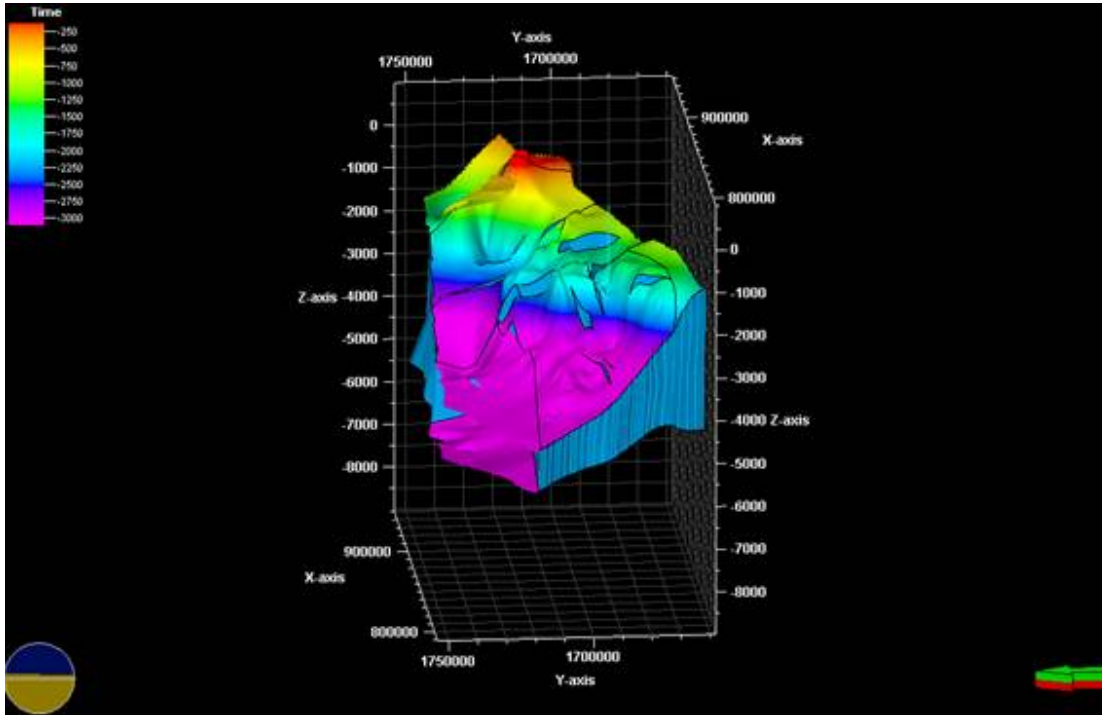


**Figura 56. Modelo 3D de la secuencia II.** Continúa el patrón de fallamiento principal N-S. La zona Este se encuentra afectada por el crecimiento de un diapiro.

### 2.3.3 MODELO 3D DE LA SECUENCIA SISMICA III

Se realizó un modelo 3D de la Secuencia sísmica III (Figura 57) donde se observa una forma externa laminar o *sheet drape* típica de sedimentos hemipelágicos de aguas profundas, según la clasificación de formas externas de unidades de facies

sísmicas de *Vail et al.*, (1977). Además se puede observar un patrón de fallamiento de orientación Este-Oeste buzando en alto ángulo al Norte que afecta la Secuencia sísmica III

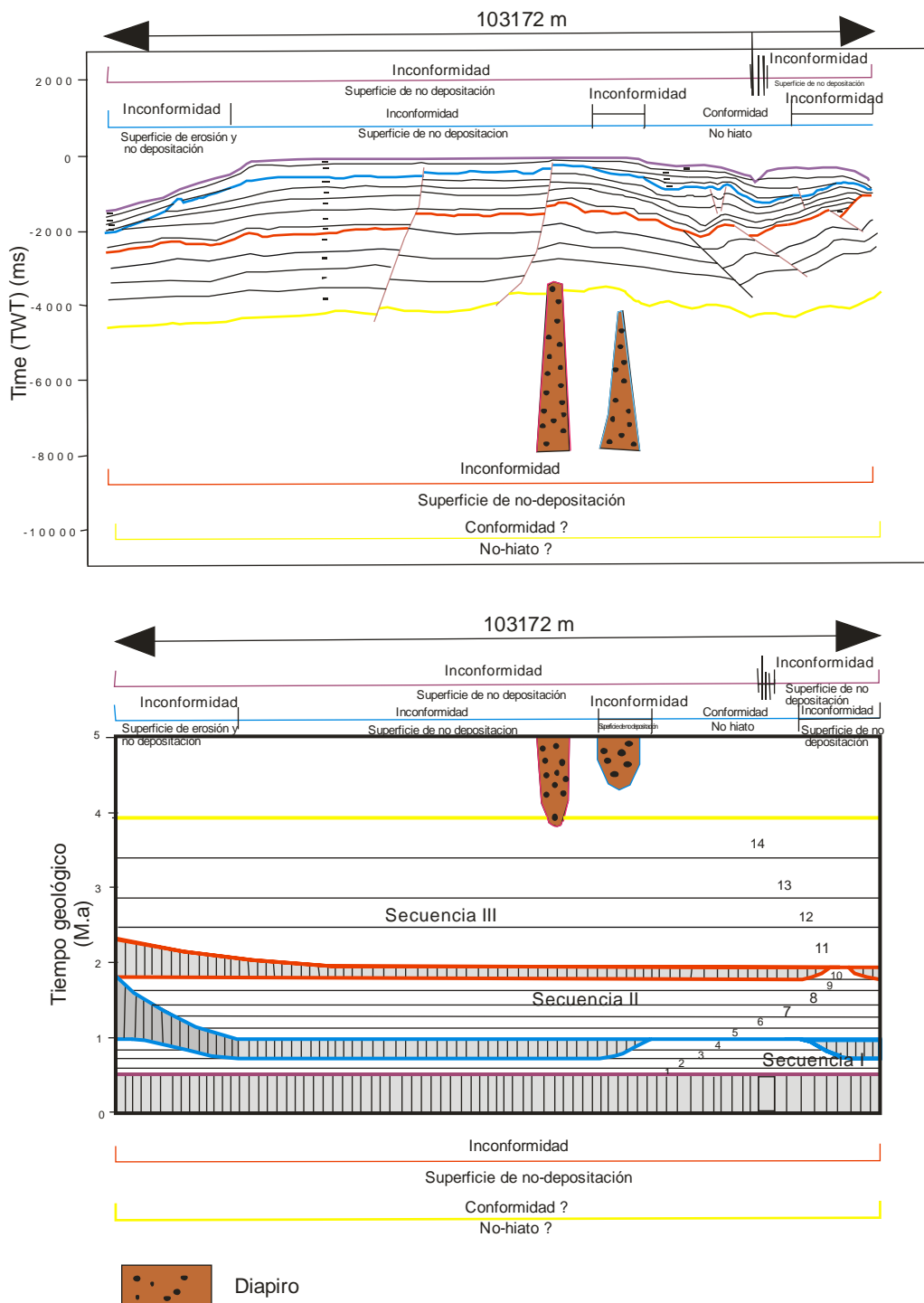


**Figura 57. Modelo 3D de la secuencia III.** Se observa un perfil típico de quiebre de plataforma afectado por esfuerzos distensivos.

## 2.4 MARCO CRONOESTRATIGRÁFICO

Por medio del procedimiento descrito anteriormente en la sección 1.6.3 y con ayuda de las edades reportadas por Duque Caro, (2001) para los pozos X y Y, teniendo en cuenta los periodos de tiempo de no depositación reflejados por las discordancias en la sísmica, una tabla tiempo profundidad para la zona (ver anexo 2) y una sedimentación constante; se generó un cuadro cronoestratigráfico para las Secuencias sísmicas I, II y III (Figura 57). Por medio de éste diagrama se obtuvo, principalmente, el periodo de tiempo de depositación de las Secuencias sísmicas I, II y III y los periodos de no depositación. Se determinó que la Secuencia sísmica I se depositó entre 0.45 Ma a 0.95 Ma durante el Pleistoceno,

la Secuencia sísmica II entre 0.95 Ma a 1.9 Ma durante inicios del Pleistoceno y la Secuencia sísmica III entre 1.9 Ma a posiblemente 3.9 Ma durante el Plioceno Tardío y Plioceno Medio. De ésta forma se determinó que las Secuencias sísmicas I, II y III son de tercer orden, según la clasificación de Emery y Myers, (1996). También se determinó que entre la Secuencia III y II hubo un periodo de erosión y no depositación de aproximadamente 0.46 Ma durante el Plioceno-Pleistoceno, posiblemente relacionado con la Orogenia Andina de acuerdo a Duque-Caro, (1978) y Kolla *et al.*, (1984). Además que entre la Secuencia II y I hubo otro periodo de no depositación con una duración aproximada de 0.81 Ma a finales del Pleistoceno.



**Figura 58. A) Interpretación de la línea sísmica E. B) Marco cronoestratigráfico de la zona de estudio basada en la línea sísmica E.** La secuencia sísmica III fue depositada durante el Plioceno Medio-Plioceno Tardío. La secuencia sísmica II fue depositada durante inicios del Pleistoceno luego de un periodo de erosión y no depositación de aprox. 0.46 Ma principalmente marcado en las zonas Este y Oeste del área de estudio. La secuencia sísmica I fue depositada a finales del Pleistoceno luego de un periodo de no

depositación de aproximadamente 0.81 Ma principalmente marcado en las zonas Este y Oeste del área de estudio

## **2.5 MAPEO DE FACIES SÍSMICAS A-B/C CON BASE EN VAIL *ET AL.*, (1977) Y RAMSAYER, (1979)**

El mapeo de facies sísmicas A-B/C de una secuencia sísmica consiste en mapear las relaciones externas e internas de los reflectores según la codificación A-B/C derivada de la siguiente convención:

### *Above-Below / Internal Configuration*

Donde *above* significa las terminaciones de los reflectores en el tope de una secuencia, es decir, truncaciones erosiones, toplap o concordantes. *Below* significa las terminaciones de los reflectores en la base de la secuencia de interés, es decir, onlap, downlap o concordantes. *Internal configuration* significa la geometría de los reflectores al interior de la secuencia sísmica de interés, es decir, que hace referencia a la configuración de los reflectores paralela, subparalela, divergente, caótica, libre de reflexiones, en montículos, clinofomas progradantes, clinofomas sigmoides, clinofomas oblicuas, clinofomas sigmoides-oblicuas complejas, *shingled* y clinofomas hummocky.

Teniendo en cuenta la configuración de las reflexiones al interior de cada secuencia sísmica (C) y las terminaciones de las reflexiones al tope (A) y a la base (B) de cada secuencia sísmica según Ramsayer (1979) y Vail *et al.*, (1977), se proponen básicamente cinco facies sísmicas y un mapa de distribución de facies (A-B/C) para cada secuencia.

### **2.5.1 FACIES DE AMBIENTES DELTAICOS**

Un patrón de reflexiones, presente en las Secuencias Sísmicas I y II (Figuras 59, 60, 61 y 62), de amplitud moderada a alta, de tipo concordante con algo de

truncaciones erosionales al tope de la secuencia, terminaciones de tipo onlap a concordante hacia la base de la secuencia y una configuración interna continua y paralela, desarrollando geometrías propias de clinofomas tangenciales oblicuas con algo de sigmoide (Figuras 32 y 43), podrían relacionarse con facies de margen de plataforma y canales *levee* (Figuras 32, 43, 47 y 49), así como con deslizamientos de frente deltaico (*slumps*) (Figuras 39, 42, 59 y 60), posiblemente arenosos y lodosos, según las clasificación de facies sísmicas de Sangree and Widmier, (1977). Éstas facies podrían corresponder a la potencial roca reservorio distribuida principalmente al Noreste, Norte y Suroeste del área de estudio sobre las zonas más bajas (Figuras 61 y 62).

### **2.5.2 FACIES TURBIDITICAS Y “CHANNEL LEVEE COMPLEX”**

Reflexiones de amplitud variable, presentes en la Secuencia Sísmica I (Figuras 59 y 60), de tipo concordante con algo de truncaciones erosionales al tope de la secuencia, terminaciones de reflexiones de tipo onlap hacia la base de la secuencia y una configuración interna irregular a paralela se observaron en las líneas sísmicas H (Figura 29), E (Figura 32), C (Figura 36), A (Figura 37), G (Figura 38), D (Figura 39) y B (Figura 43). Según Sangree and Widmier, (1977), éste patrón sísmico corresponde a facies arenosas y lodosas de talud y llanura abisal y sistemas de “*channel levee complex*” (Figura 39) depositadas a finales del Pleistoceno según el cuadro cronoestratigráfico en la Figura 58. Éstas facies podrían conformar una potencial roca reservorio distribuida irregularmente sobre la zona central, engrosándose, especialmente, hacia el Oeste en las zonas de mayor pendiente o de mayor cierre estructural (Figuras 59 y 60).

### **2.5.3 FACIES CLÁSTICAS DE ORIGEN MARINO SOMERO**

Se observaron reflexiones de amplitud relativamente alta, presentes en las secuencias sísmicas I y II con truncaciones erosionales y reflectores concordantes al tope de la secuencia y concordante a onlap hacia la base de la secuencia. Se

observó también una configuración de reflexiones internas de tipo paralela a caóticas en las líneas sísmicas H (Figura 29), E (Figura 32), C (Figura 36), A (Figura 37), G (Figura 38) y B (Figura 43). Según Sangree and Widmier, (1977), podrían corresponder a depósitos clásticos de plataforma depositados en un ambiente marino somero (Figuras 59, 60, 61 y 62) durante el Pleistoceno, de acuerdo al cuadro cronoestratigráfico en la Figura 58.

#### **2.5.4 FACIES DE ARCILLAS HEMIPELÁGICAS DE AGUAS PROFUNDAS**

Se observaron reflexiones de amplitud moderada, presentes en las secuencias sísmicas II y III, con truncaciones erosionales y reflexiones concordantes en el tope de la secuencia y concordante a onlap hacia la base de la secuencia, con una configuración de las reflexiones internas de tipo paralela a moderadamente continuas en todas las líneas sísmicas H (Figura 29), E (Figura 32), C (Figura 36), A (Figura 37), G (Figura 38), D (Figura 39), B (Figura 43) y F (Figura 47). Según Sangree and Widmier, (1977) éste carácter sísmico representa facies arcillosas hemipelágicas de aguas profundas depositadas durante el Plioceno-Pleistoceno según la Figura 58. Se encuentra distribuida especialmente en las zonas Suroeste, Norte y Noreste cuando se deposita la Secuencia Sísmica III (Figura 64) y hacia el Suroeste cuando se deposita la Secuencia Sísmica II (Figura 62).

#### **2.5.5 FACIES TURBIDÍTICAS DE ALTA VELOCIDAD**

Reflexiones de amplitud moderada, presentes en la Secuencia Sísmica III, de tipo concordante al tope y base de la secuencia con una configuración interna continua y subparalela a paralela depositadas durante el Plioceno Medio- Plioceno Tardío según el cuadro cronoestratigráfico generado en la Figura 58, se observaron en las líneas sísmicas E (Figura 32), C (Figura 36), A (Figura 37), D (Figura 39) y B (Figura 43). Ésta facies sísmica podría corresponder, de acuerdo a Sangree and Widmier, (1977) a depósitos arenosos y lodosos de talud y llanura abisal asociados a corrientes de turbidez de alta velocidad. De ésta manera ésta facies

podrían constituir una potencial roca reservorio distribuida especialmente en la zona Sur del área de estudio, en las zonas estructuralmente más altas (Figura 64).



**Figura 59. Mapa de distribución de facies sísmicas (A-B/C) de la secuencia I.** Se observan patrones sísmicos irregulares a paralelos con reflexiones concordantes con algunas truncaciones erosionales hacia el tope y terminaciones onlap hacia la base. Éste

patrón podría estar asociado a depósitos arenosos turbidíticos y *channel levee complex* que posiblemente correspondan a la potencial roca reservorio en la zona de estudio. Se puede observar que la potencial roca reservorio está distribuida en la zona Central y Sur, engrosándose hacia el Suroeste. La asociación de los ambientes y el carácter sísmico de las facies fue tomada de Vail *et al.*, (1977).

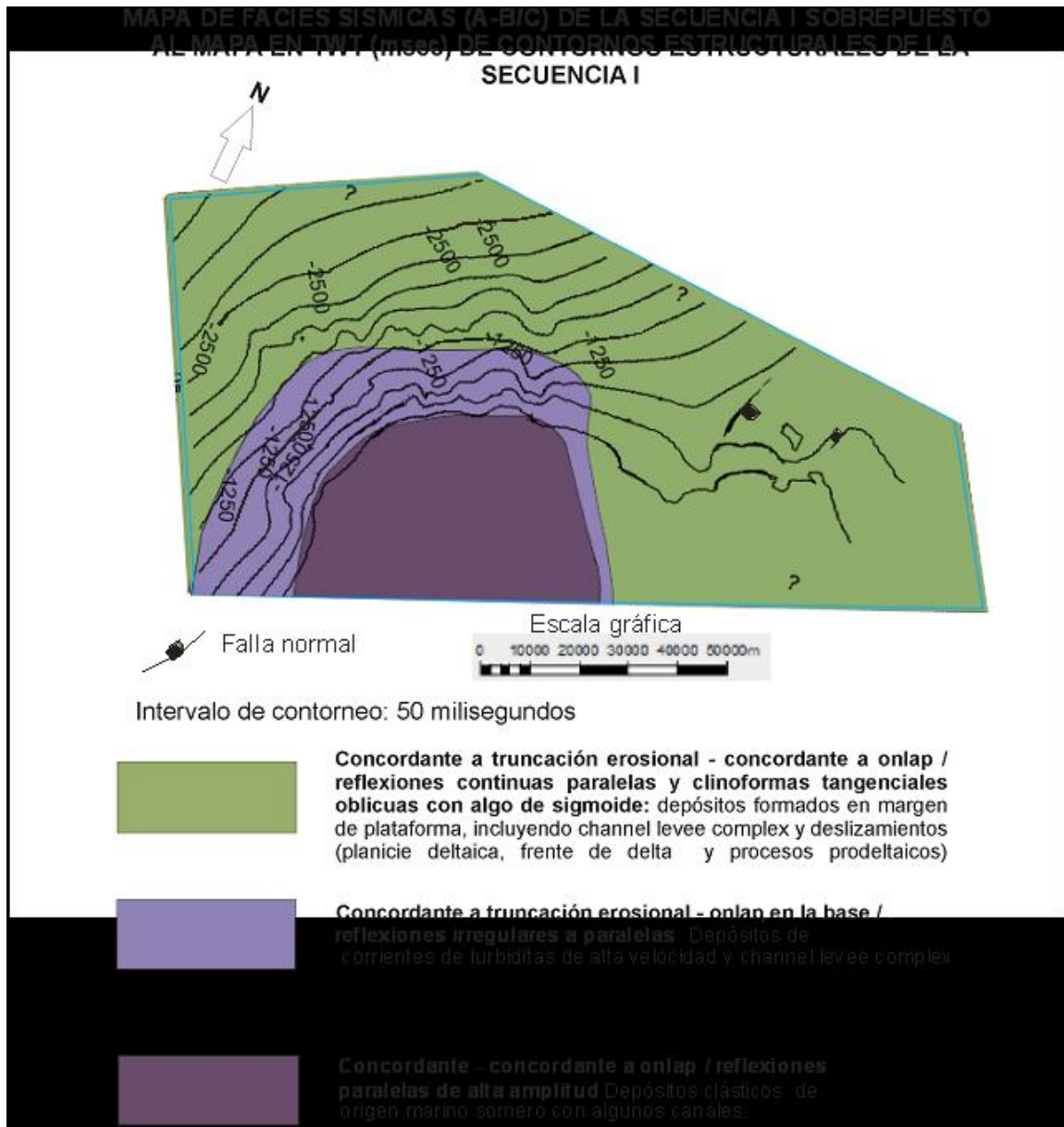
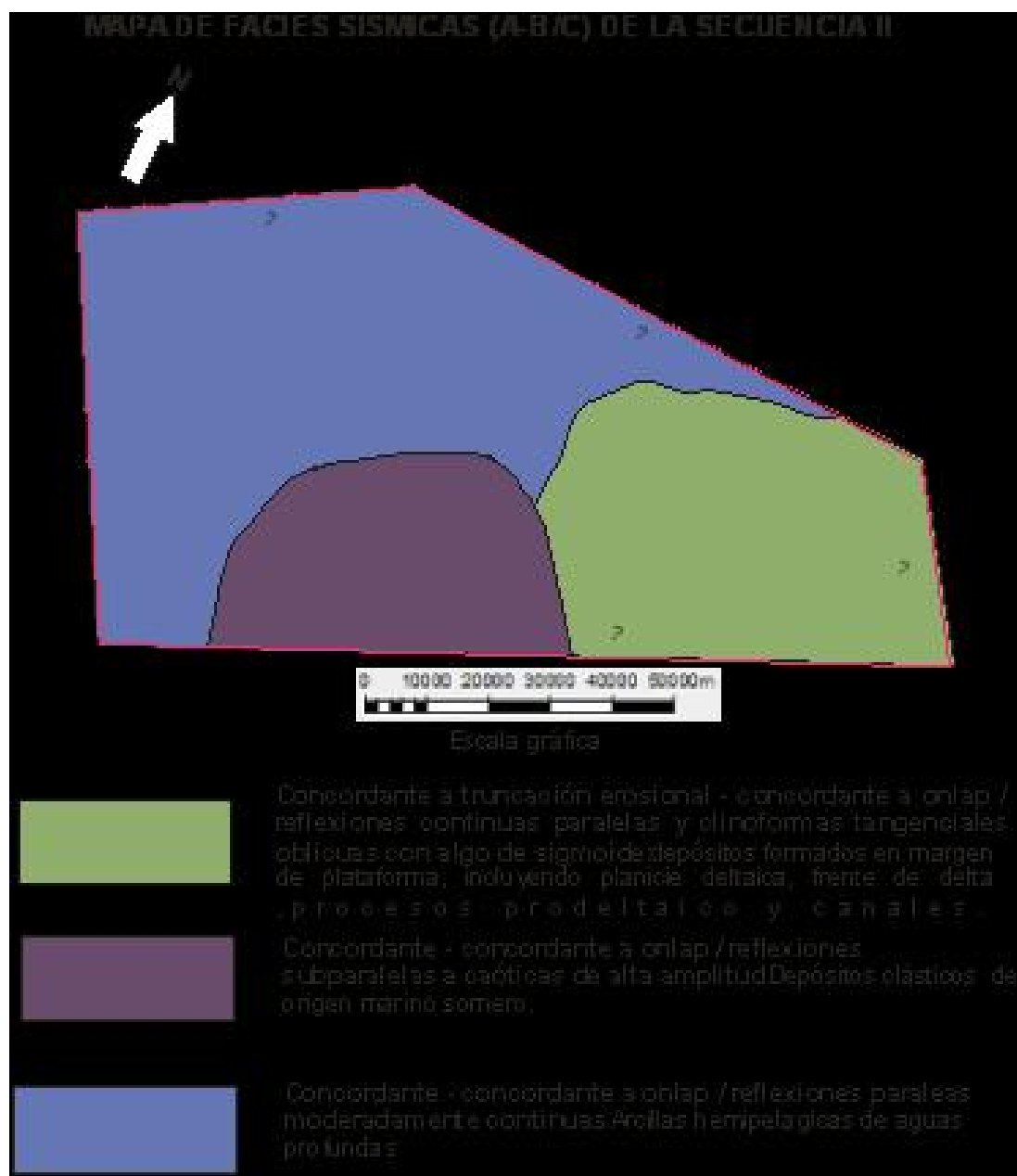


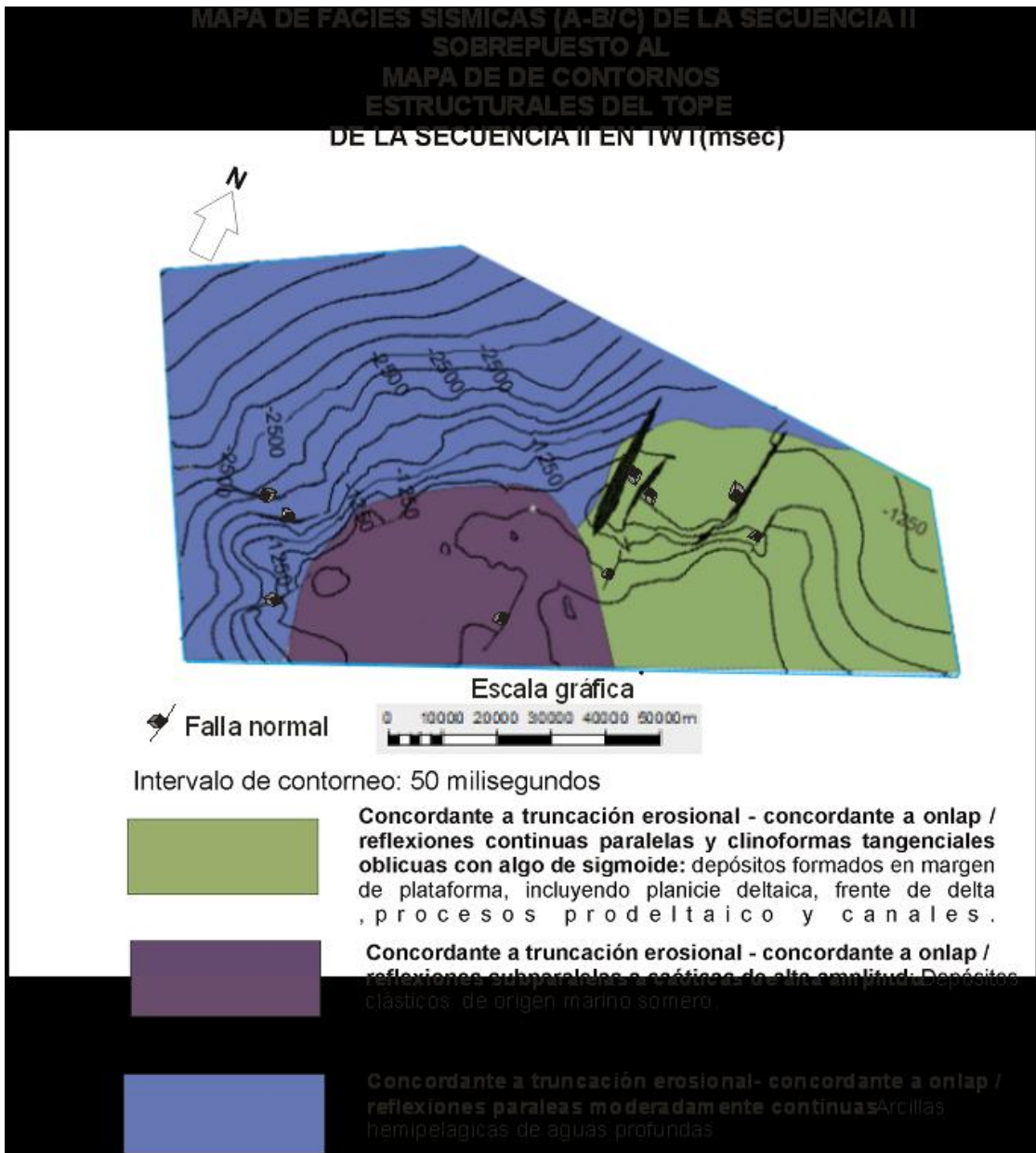
Figura 60. Mapa de distribución de facies sísmicas (A-B/C) de la secuencia I sobrepuesto al mapa, en TWT (msec), de contornos estructurales del tope de la secuencia I. Se puede observar que facies de depósitos de corrientes de turbidez de alta velocidad y *channel levee complex* se van engrosando hacia el Oeste posiblemente

debido a un cambio en el patrón de fallamiento. Además se puede observar que ésta facies, que pueden corresponder a la potencial roca reservorio, está restringida a una zona estructuralmente más apretada y que coincide con el quiebre de plataforma. La asociación de los ambientes y el carácter sísmico de las facies fue tomada de Vail *et al.*, (1977).



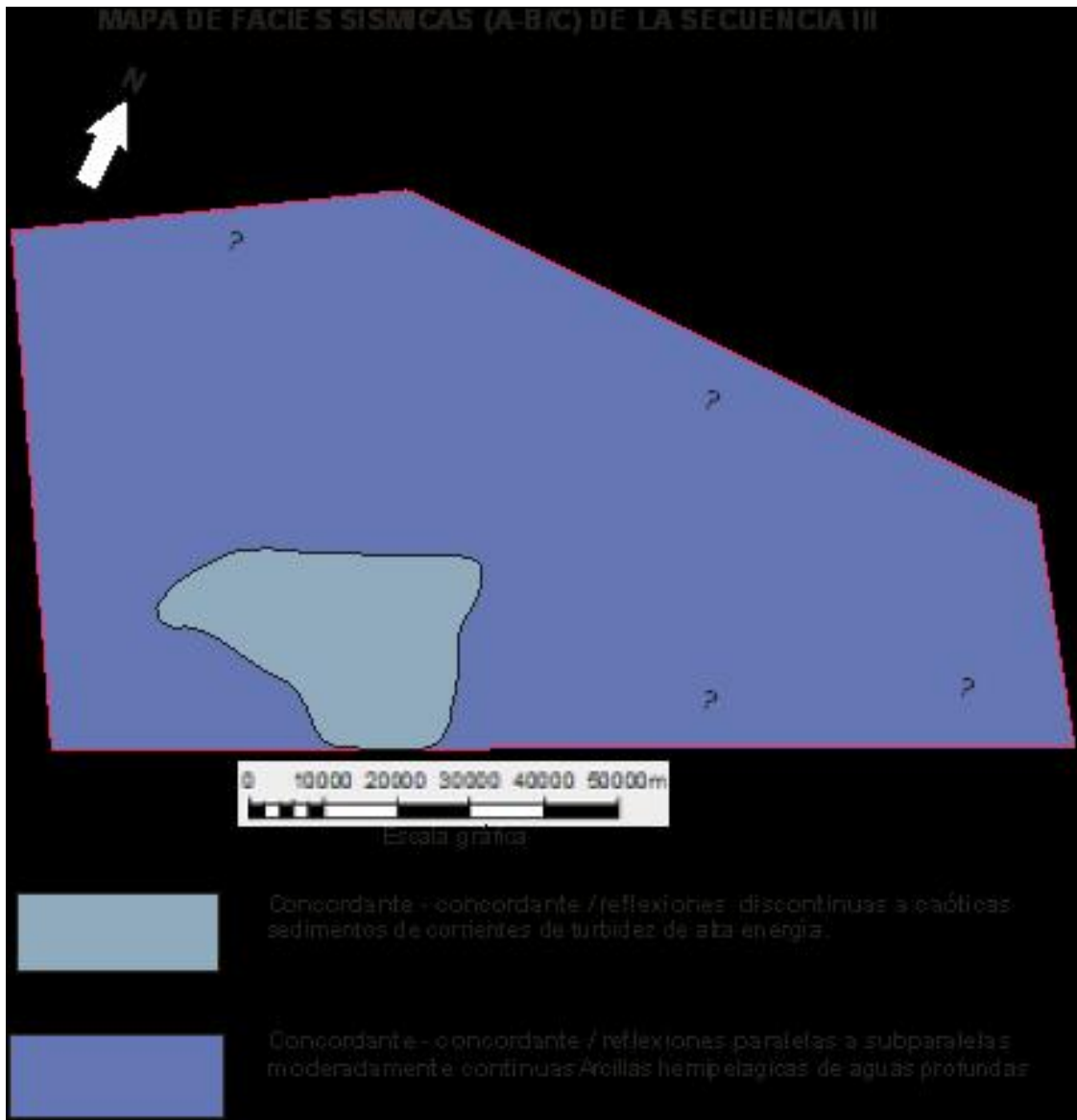
**Figura 61.** Mapa de distribución de facies sísmicas (A-B/C) de la secuencia II. Se observan básicamente tres tipos de facies donde el mayor aporte de sedimentos

arcillosos de aguas profundas proviene del Oeste. Un patrón sísmico con reflexiones concordantes con algunas truncaciones erosionales hacia el tope y concordantes a onlap hacia la base junto con el desarrollo de cliniformas tangenciales a oblicuas con algo de sigmoide, podría corresponder con la potencial roca reservorio en la zona de estudio. En éste contexto se observa que la potencial roca reservorio depositada durante los inicios del Pleistoceno corresponde con facies arenosas deltaicas formadas en margen de plataforma y que se distribuyen hacia el Noreste de la zona de estudio. La asociación de los ambientes y el carácter sísmico de las facies fue tomada de Vail *et al.*, (1977).



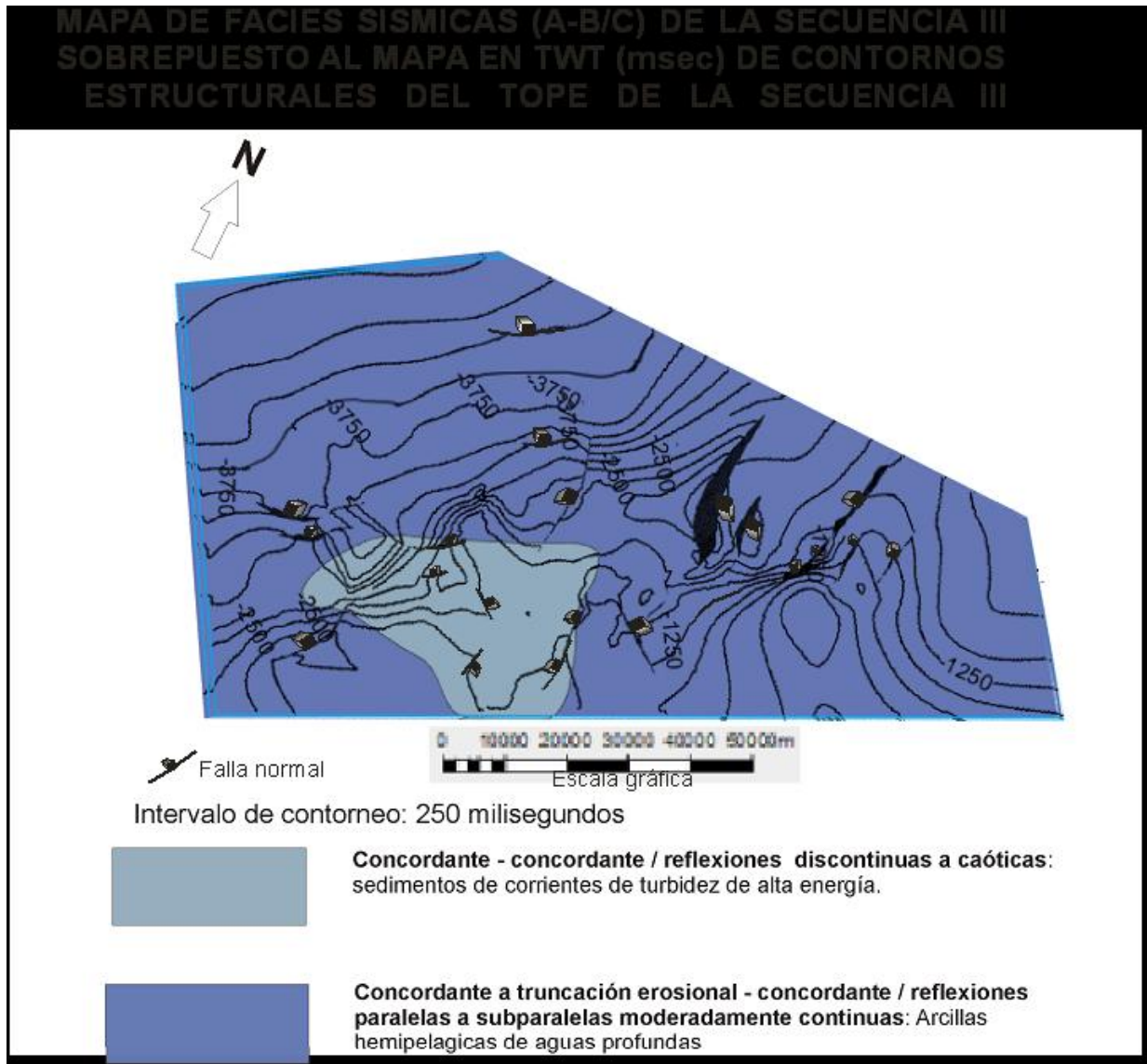
**Figura 62.** Mapa de distribución de facies sísmicas (A-B/C) de la secuencia II sobrepuesto al mapa, en TWT (msec), de contornos estructurales del tope de la

**secuencia II.** Podrían diferenciarse dos facies en el área Este, una básicamente de procesos deltaicos y frente de delta y otra de ambiente marino somero. Ésta diferenciación del patrón estratigráfico podría estar íntimamente relacionado con un cambio, hacia el Este, en la tendencia estructural y a una regresión marina para ésta época según Flinch, (2003). Se observa un patrón de fallamiento N-S (ver Figura 52 ) en el ambiente de frente de delta y otro patrón de fallamiento E-W (ver Figura 52 ) en el ambiente marino somero. La asociación de los ambientes y el carácter sísmico de las facies fue tomada de Vail *et al.*, (1977).



**Figura 63.** Mapa de distribución de facies sísmicas (A-B/C) de la secuencia III. Se observa que depósitos, posiblemente de corrientes de turbidez de alta energía, están

limitados, básicamente, a una zona al sur, mientras que facies de aguas profundas abarcan la mayoría de área. Un patrón sísmico discontinuo a caótico con reflexiones concordantes hacia el tope y base posiblemente estén relacionados con facies turbidíticas de alta velocidad depositadas durante el Plioceno Medio- Plioceno Tardío. En éste contexto la potencial roca reservorio correspondería con éstas facies las cuales se distribuyen hacia la zona Central y al Sur del área de estudio. La asociación de los ambientes y el carácter sísmico de las facies fue tomada de Vail *et al.*, (1977).



**Figura 64. Mapa de distribución de facies sísmicas (A-B/C) de la secuencia III sobrepuesto al mapa, en TWT (msec), de contornos estructurales del tope de la secuencia III.** Se observa básicamente que a partir del quiebre de plataforma hacia el Norte y Este se encuentran facies más de ambiente marino profundo. Se acentúa hacia el norte un fallamiento de tipo normal Este-Oeste con planos de falla buzando al Norte. La

asociación de los ambientes y el carácter sísmico de las facies fue tomada de Vail *et al.*, (1977).

### **3 DISCUSIÓN DE RESULTADOS**

#### **3.1 AMBIENTES DE DEPOSITACIÓN, LITOLÓGÍAS Y DISTRIBUCIÓN DE FACIES**

Teniendo en cuenta el carácter sísmico de las reflexiones dentro de cada secuencia sísmica, junto con la naturaleza de las terminaciones de las reflexiones tanto en el tope como en la base de cada secuencia, se pudieron identificar en la zona de estudio, básicamente cinco facies sísmicas según la clasificación de Sangree and Widmier, (1977). La primer facies sísmica (corrientes de turbidez de alta energía, en las Figuras 63 y 64) presente en la secuencia III y que podrían constituir la potencial roca reservorio, está distribuida especialmente en la zona Central y Sur del área de estudio (Figuras 63 y 64). Comprende sedimentos de talud y llanura abisal, principalmente arenosos de corrientes de turbidez de alta energía depositadas durante el Plioceno Medio a Plioceno Tardío durante una fase pre-Andina. Ésta facies podrían correlacionarse con las facies turbidíticas del Plioceno, depositadas en depresiones de basamento, e identificadas por Duque-Caro, (1978) y reportadas también por Bowland, (1993) dentro de la secuencia sísmica CB2 y CB3 al oeste de la Cuenca Colombia, incluso con las facies turbidíticas Neógenas offshore de Gómez *et al.*, (2007).

La segunda facies sísmica (arcillas hemipelágicas de aguas profundas, en las Figuras 61, 62, 63 y 64) presentes en la secuencia II y secuencia III, podrían ser correlacionables con las facies hemipelágicas identificadas por Bowland, (1993) en la secuencia sísmica CB4 al oeste de la Cuenca Colombia. Está distribuida básicamente hacia el Noroeste, en la secuencia II (Figuras 61 y 62) y en la mayoría del área en la secuencia III (Figura 64). Comprende arcillas hemipelágicas de aguas profundas depositadas principalmente durante el Plioceno Medio a Plioceno Tardío en una fase pre-Andina (Duque-Caro, 1978) durante la depositación de la secuencia III. Sin embargo en el Plioceno-Pleistoceno ésta facie

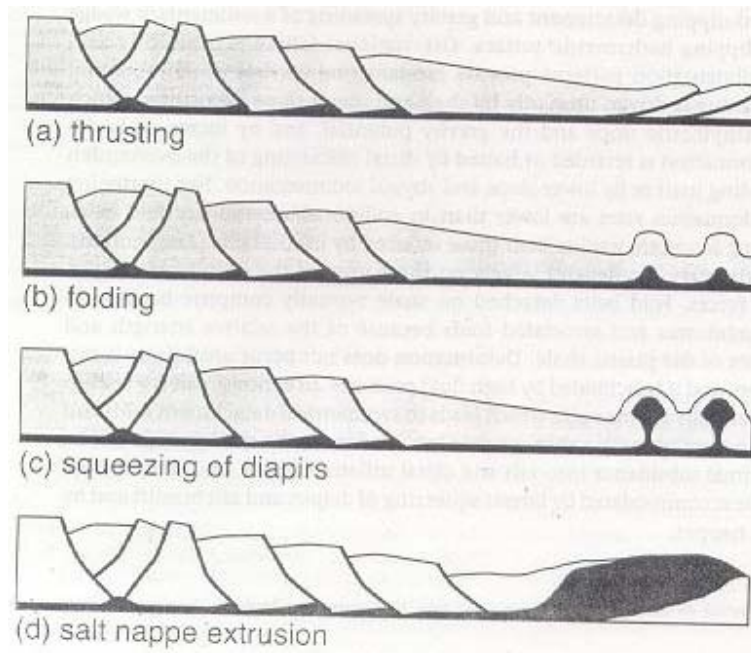
se reduce enormemente dando paso a la depositación de una tercer facie de tipo deltaico y de frente de delta con algunos canales que podrían constituir una roca reservorio (Figuras 61 y 62). Además se deposita una cuarta facie de depósitos clásticos de origen marino somero. Éstos nuevos depósitos deltaicos posiblemente lodosos y arenosos y correlacionables con una potencial roca reservorio, se distribuirían preferencialmente hacia el Noreste de la zona de estudio (Figuras 61 y Figura 62), mientras que las facies de origen marino somero se distribuyen preferencialmente hacia la zona Central y Sur (Figuras 61 y Figura 62). Posiblemente la aparición de nuevas facies y el cambio en la distribución estén asociados con el desarrollo de la Orogenia Andina de acuerdo a Duque-Caro, (1978) y Kolla *et al.*, (1984), y/o a una regresión marina para ésta época, según Flinch, (2003). Asociado al desarrollo de éstos eventos se pudo haber generado la discordancia regional observada al tope de la secuencia III, con un periodo de erosión y no depositación de aproximadamente 0.46 Ma (Figuras 32, 43 y 58) y así mismo pudo haberse generado la migración de la desembocadura del Magdalena hacia el Oeste (Vernette *et al.*, 1992).

A finales del Pleistoceno la depositación de las facies deltaicas y deslizamientos de una posible roca reservorio continúa avanzando, hasta cubrir la mayoría del área, es decir al Noreste, Norte y Noroeste de la zona de estudio (Figuras 32, 42, 43, 47, 49 y 60). Sin embargo las facies de origen marino somero continúan depositándose mientras se deposita una quinta facie distribuida en la zona central (Figura 60). Ésta nueva facie podría correlacionarse con los sistemas de abanicos turbidíticos identificados por Bowland, (1993) correspondientes a la secuencia sísmica CB1 al oeste de la Cuenca Colombia, incluso con las facies turbidíticas Neógenas de Gómez *et al.*, (2007), o las facies turbidíticas de la secuencia F de Kolla *et al.*, (1984). Comprende depósitos de talud y llanura abisal de fines del Pleistoceno, probablemente arenosos conformando una potencial roca reservorio asociado a corrientes de turbiditas que se van engrosando hacia el Oeste (Figuras 59 y 60) desarrollando sistemas de *channel levee complex* (Figura 39). Ésta nueva distribución de facies a finales del Pleistoceno (Figuras 59 y 60) corresponde con

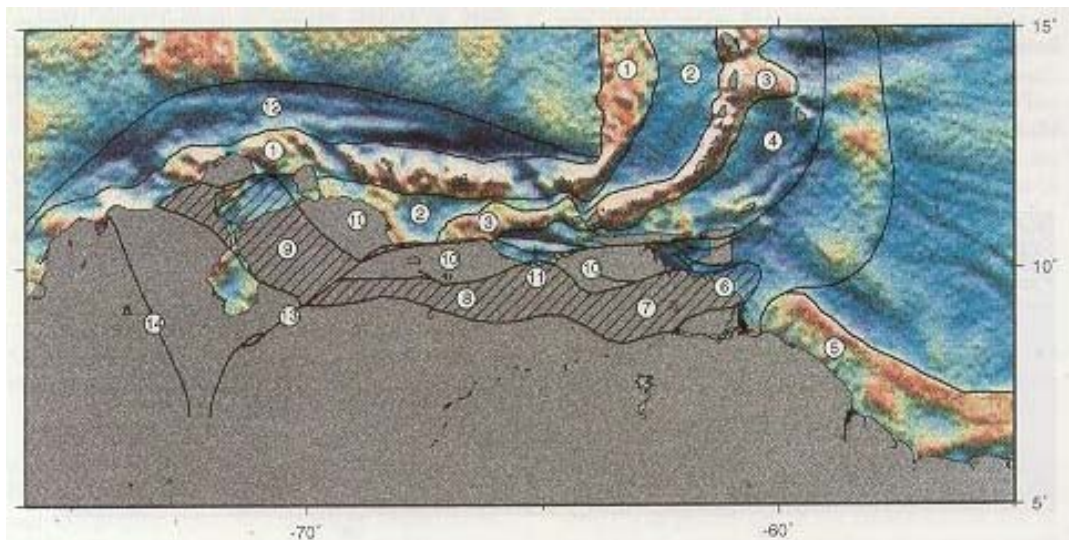
la depositación de la secuencia I, luego de un periodo de no depositación de aproximadamente 0.81 Ma (Figura 58) evidenciado en una discordancia regional (Figura 29, 32, 38 y 43). Éste evento podría estar asociado con esfuerzos continuados de la Orogenia Andina que desarrolló patrones tectónicos bastante variados según Duque-Caro, (1978) y/o con variaciones glacio-eustáticas Plioceno-Cuaternarias (Estrada *et al.*, 2005) causando una caída del nivel del mar para dicha época de acuerdo a Kolla *et al.*, (1984). Adicionalmente éstos dos mecanismos en conjunto pudieron haber ocasionado, también, la migración de la desembocadura del Río Magdalena hacia el Norte en el reciente, de acuerdo a Vernet *et al.*, (1992).

### 3.2 AMBIENTE TECTÓNICO

Según las interpretaciones sísmicas del área de estudio, particularmente de la línea sísmica I y B (Figuras 43 B y 50, respectivamente) junto con trabajos anteriores como Mann, (1999), permiten identificar un ambiente tectónico de margen pasivo para la Cuenca Colombia. Éste ambiente coincide con las características tectónicas principales en el límite de las Placas Caribe y Suramericana y asociadas con la apertura Este-Oeste de la cuenca back-arc Grenada, una vez separado el ridge Aves del arco Lesser Antillas en el Paleógeno Temprano (Figura 66) (Mann, 1999). Éste ambiente tectónico es muy común en zonas de aguas profundas y es causado por una tectónica gravitacional, en éste caso asociado a un “cabalgamiento frontal” (Briggs, 2006) (Figura 65). Debido a esto y teniendo en cuenta la zona de interacción de la placa Caribe y Suramericana, la colisión de la parte Occidental del Arco de Panamá contra la parte Noroeste de la Placa Suramericana y el levantamiento de la Orogenia Andina; se pueden generar gran cantidad de fallas tanto normales como inversas y transcurrentes en un sistema tectónico bastante variado (Duque-Caro, 1978; Bowland, 1993; Duarte *et al.*, 2007). La variedad de éstos patrones de esfuerzos puede estar también evidenciada en las llamadas “chimeneas de gas” (*blank chimneys*) (Figuras 34 y 45) o en los diapiros detectados en algunas líneas sísmicas (Figura 29, Figura 30, Figura 32 B) de acuerdo a Vernet *et al.*, (1992).



**Figura 65. Modelo tectónico de margen pasivo asociado a cabalgamientos.** Posiblemente éste modelo represente la mayoría de tendencias estructurales de la zona, de acuerdo a las interpretaciones sísmicas (Figura 32, 43 y 50) y trabajos anteriores.



**Figura 66. Mapa gravimétrico Geosat (free-air) del Caribe.** Los altos de gravedad están en colores oscuros y los bajos en colores claros. El área de estudio está ubicada en el bloque No. 1 asociado a un fenómeno extensivo (Tomado de Mann, 1999)

### **3.3 EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA EN EL ÁREA DE LOS POZOS CARTAGENA**

#### ***Plioceno Medio-Plioceno Tardío***

En éste periodo se deposita la secuencia III compuesta principalmente de dos facies diferentes. La primer facies consiste en arcillas hemipelagicas de aguas profundas en una fase pre-Andina (Duque-Caro, 1978), distribuida principalmente hacia el Noroeste y Noreste de los pozos Cartagena (Figuras 63 y 64). La segunda facie está distribuida en la zona sur de los pozos Cartagena (Figuras 63 y 64). Comprende sedimentos de talud y llanura abisal, principalmente arenosos de corrientes de turbidez de alta energía. Ésta facies podría corresponder a las facies turbiditicas encontradas por Bowland, (1993) dentro de la secuencia sísmica CB2 y CB3 al oeste de la Cuenca Colombia y que podrían estar asociadas a depresiones del basamento, relacionadas con la interacción de las placas Caribe y Suramericana y especialmente con la colisión entre el arco de Costa Rica-Panamá y el noroeste de Suramérica (Bowland, 1993). Ésta facies también fueron reportadas en el Sinú por Duque-Caro, (1978) para el Plioceno.

#### ***Inicios del Pleistoceno***

En éste periodo se deposita la secuencia II luego de un periodo de erosión y no depositación, principalmente al Suroeste de los pozos Cartagena, constituyendo la base de la secuencia II. Éste lapso de erosión y no depositación, de aproximadamente 0.46 Ma de duración, posiblemente esté asociado al levantamiento de la Orogenia Andina de acuerdo a Duque-Caro, (1978) y Kolla *et al.*, (1984) y/o a un periodo de regresión marina de acuerdo a Flinch, (2003) y que serían los causantes de una migración al oeste de la desembocadura del Río Magdalena (Vernette *et al.*, 1992). Éstos eventos tectónicos en conjunto con los eventos glacio-eustáticos (Estrada *et al.*, 2005) pudieron afectar en gran medida la configuración y distribución de las facies depositadas en éste periodo. De ésta forma se depositó al Noreste una facies probablemente arcillosa con algunas

cantidades de arenas y arenas lodosas formadas en un frente de delta y planicies deltaicas, incluyendo *channel levee complex* y deslizamientos (Figuras 61 y 62). Dichos eventos también pudieron afectar la reducción hacia el Noreste de las facies hemipelagicas de aguas profundas (Figuras 61 y 62) con al aumento considerable de facies de sedimentos clásticos de plataforma de origen marino somero, principalmente hacia el área Central y Sur al frente de Cartagena (Figuras 61 y 62).

### ***Finales del Pleistoceno***

En éste periodo se deposita la secuencia I en la cual aparecen unas facies turbiditicas que podrían correlacionarse con los sistemas de abanicos turbiditicos identificados por Bowland, (1993) al Oeste de la Cuenca Colombia y que corresponden a la llamada secuencia sísmica CB1, incluso con las facies turbiditicas Neógenas de Gómez *et al.*, (2007), o las facies turbiditicas de la secuencia F de Kolla *et al.*, (1984). Ésta facies comprenden depósitos de talud y llanura abisal, probablemente arenosos, de corrientes de turbiditas de alta velocidad que se van engrosando hacia el Oeste con sistemas de *channel levee complex* (Figuras 59 y 60). Así la distribución de ésta facies, con el engrosamiento al Oeste y consecuente adelgazamiento al Este (Figuras 59 y 60), podría estar íntimamente asociado con esfuerzos continuados de la orogenia Andina y/o con las variaciones glacio-eustáticas Plioceno-Cuaternarias (Estrada *et al.*, 2005). Ésta continuación de la Orogenia Andina desarrolló patrones tectónicos bastante variados según Duque-Caro, (1978) y junto a los eventos glacio-eustáticos pudo haber ocasionado, la migración de la desembocadura del Río Magdalena hacia el Norte (Vermette *et al.*, 1992). Así también se vería influenciado el adelgazamiento hacia el Este de las facies turbiditicas de la secuencia I para ésta época (Figuras 59 y 60) y la generación de una superficie de no depositacion de aproximadamente 0,81 Ma. A pesar de ésta facies, también continúa en mayor medida la depositacion de las facies deltaicas con canales *levee* en las zonas del Noroeste y Noreste (Figuras 59 y 60), junto con la depositacion continuada de

sedimentos clásticos de plataforma de origen marino somero con algunos canales, principalmente hacia el área Central y Sur, al frente de Cartagena (Figuras 59 y 60).

#### 4. CONCLUSIONES

A partir del marco estratigráfico relativo y el análisis de facies sísmicas para el área en cercanías a los pozos Cartagena se tiene que:

- 1) Se identificaron tres secuencias sísmicas en el área de los pozos Cartagena, depositadas desde el Plioceno Medio hasta finales del Pleistoceno, con la presencia de facies arenosas deltaicas de plataforma, facies arenosas turbidíticas y sistemas de *channel levee complex*, facies clásticas de ambiente marino somero, facies de arcillas hemipelágicas de aguas profundas y facies arenosas turbidíticas de alta energía de aguas profundas.
- 2) Una potencial roca reservorio en las secuencias I y III, asociada a facies turbidíticas y canales arenosos de talud y llanura abisal, del Plioceno Medio al Pleistoceno, se distribuye hacia la zona Sur, Central y Suroeste del área de estudio (Figuras 59, 60, 63 y 64).
- 3) Una potencial roca reservorio en las secuencias I y II, relacionada con facies deltaicas, canales y deslizamientos, probablemente arenosos y lodosos, de margen de plataforma, depositados durante el Pleistoceno, está distribuida en la zona Noreste, Norte y Suroeste del área de estudio (Figuras 59, 60, 61 y 62).
- 4) Una facies de arcillas hemipelágicas de aguas profundas, depositadas principalmente durante el Plioceno Medio a Plioceno Tardío está distribuida

en toda el área de estudio dentro de la secuencia III, a excepción de la zona Sur (Figuras 63 y 64)

- 5) Facies de sedimentos clásticos de plataforma de origen marino somero, depositados a inicios y finales del Pleistoceno, están distribuidas en una zona Sur del área de estudio dentro de las secuencias I y II (Figuras 59, 60, 61 y 62).
- 6) Facies remanentes de arcillas hemipelágicas de aguas profundas depositadas durante los inicios del Pleistoceno están distribuidas principalmente en la zona Noroeste del área de estudio dentro de la secuencia II (Figuras 61 y 62).
- 7) A finales del Plioceno Tardío e inicios del Pleistoceno ocurre una depositación considerable de facies deltaicas distribuidas al Este (Figuras 61 y 62) y una depositación de facies de ambiente marino somero distribuidas en la zona Central y Sur (Figuras 61 y 62), posiblemente asociado al levantamiento de la orogenia Andina y/o a una regresión marina y/o a una migración al Oeste de la desembocadura del Río Magdalena
- 8) A finales del Pleistoceno ocurre el engrosamiento de facies turbidíticas de alta velocidad al Oeste y de sistemas de canales al Este (Figuras 59 y 60), posiblemente relacionado con cambios glacio-eustáticos y esfuerzos continuados de la orogenia Andina y/o a una migración al Norte de la desembocadura del Río Magdalena
- 9) Un ambiente tectónico de margen pasiva determinó un patrón de fallamiento variado durante el Plioceno-Pleistoceno y controló en gran medida la sedimentación y distribución de las facies que se depositaron en la zona.

## **BIBLIOGRAFÍA**

Base de datos de la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH). 2006

Base de datos de la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH). 2007

Base de datos de ECOPETROL SA, 2000.

BAUM, GERALD R., AND VAIL, PETER R., 1998. A new foundation for stratigraphy: *Geotimes*, v. 43. pp. 31-35.

BOYD, R., SUTER, J., AND PENLAND, S., 1989. Relation of sequence stratigraphy to modern sedimentary environments: *Geology*, v. 17. pp. 926-929.

BOWLAND, C.L., & ROSENCRANTZ, E., 1988. Upper Crustal structure of the Western Colombian Basin , Caribbean Sea : *Geological Society of America Bulletin*, v. 100. pp. 534-546.

BOWLAND, C.L., 1993. Depositional History of the Western Colombian Basin , Caribbean Sea , revealed by seismic stratigraphy: *Geological Society of America Bulletin*, v. 105. pp. 1321-1345.

BRIGGS S.E, DAVIES R.J, CARTWRIGHT J.A. and MORGAN R., 2006. Multiple detachment levels and their control on folds styles in the compressional domain of the deepwater West Niger Delta. *Basin Research*, v. 18. pp. 435-450.

CASE, J. E., et al., 1971. Tectonic Investigations in Western Colombia and Eastern Panamá. *Bulletin Geol. Society American*, v. 82

CASE, J. E., 1974. Oceanic crust forms basement of Eastern Panamá. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v 85.

CATUNEANU, OCTAVIAN., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls *Journal of African Earth Sciences*, v. 35. Issue 1. pp. 1-43.

CATUNEANU, O., WILLIS, A., AND MIALL, A. D., 1998. Temporal significance of sequence boundaries: *Sedimentary Geology*, v. 121. pp.157-178.

CAMPBELL CHARLES V. 1967. Lamina, Laminaset, Bed and Bedset; *Sedimentology*, v. 8. pp. 7-26.

CHOPRA S. and MARFURT K. 2007. Seismic Attributes for Prospect Identification and Reservoir Characterization. *SEG Geophysical Developments Series No.11*. Pags 1-22, 257-443.

COLÉOU T., POUPON M., AZBEL K., 2003. Unsupervised seismic facies classifications: A review and comparison of techniques and implementation. The Leading Edge. SEG publication. Pags 942-953.

CROSS T.A., 1992. Sequence concepts and applications in petroleum exploration and production. ECOPEL- ICP: Centro de Informacion Tecnica (CIT).

CSATO, ISTVAN, AND CHRISTOPHER G.ST.C. KENDALL., 2002. Modeling of stratigraphic architectural patterns in extensional settings towards a conceptual model, Computers & Geosciences, v. 28. pp. 351-356.

DUARTE L. M., AVELLA E, BUITRAGO J., GUERRERO C., REISTROFFER J, RIZZI J. A., TOLEDO M. A y SUAREZ M., 2007. Estratigrafía y Controles Sedimentarios de la Cuenca Costa Afuera en el Caribe Colombiano Petrobras, Bogotá, Colombia, ExxonMobil, Houston, Usa, Ecopetrol, Bogotá, Colombia. 11 p

DUQUE-CARO H., 1972. Ciclos tectónicos y sedimentarios en el Norte de Colombia y sus relaciones con la Paleoecología. Boletín Geológico 19 (3). INGEOMINAS, Bogotá.

-----., 1973. Guidebook to the Geology of the Monteria area. Col. Soc. Petr. Geol. Geoph. Ann. Field Conf. v 14.

-----., 1978. Major Structural Elements and Evolution of Northwestern Colombia. The American Association of Petroleum Geologist, pp. 329-351.

-----., 1978. Geotectónica y evolución de la región Noroccidental colombiana. Ministerio de Minas y Energía. Instituto Nacional de investigaciones Geológico Mineras: Sección de estratigrafía. Bogota, Colombia, pp. 22-23.

-----., Structural Style, diapirism and accretionary episodes of the Sinu-San Jacinto terrane, Southwestern Caribbean borderland. In the South American-Caribbean Plate Boundary and Regional Tectonics. Geol. Soc. of America., Memoir 162: 303-316. 1984

-----., 2001. Análisis Bioestratigráfico de los pozos X, Y, Cienaga-1, Darien-1, El Bobito-1, Morrosquillo-1, Piedrecita-1, Porqueria-1, San Bernardo-2x, Urabá-1, Tolú-6, Piñuela-1 y Danta-1, en las cuencas de Costa Afuera del Cinturón de Sinú, De Plato y de muestras varias en la costa NW colombiana. Vol I: Pozos X, Y, Cienaga-1, Darien-1, El bobito-1, Morrosquillo-1, Piedrecita-1, Porqueria-1, San Bernardo-2x. ECOPEL, Bogota.

EMBRY ASHTON., 2002. Transgressive-Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy, Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v. 52. pp. 151-72.

EMERY, D., & MYERS, K., 1996. Sequence Stratigraphy. 1th Ed., Blackwell Science Ltda. Paris , France . 292 p.

ERCILLA G., ALONSO B., ESTRADA F., CHIOCCI F.L., BARAZA J. and FARRAN M. 2002. The Magdalena Turbidite System (Caribbean Sea): present-day morphology and architecture model. Elsevier: Marine Geology 185. pp 303-318

ESTRADA F. ERCILLA G. And ALONSO B., 2005. Quantitative study of a Magdalena Submarine channel (Caribbean Sea): implications for sedimentary dynamics. Elsevier. Marine and Petroleum Geology, v. 22. pp. 623-635.

EXPLORATION CONSULTANTS LIMITED., 2003. Evaluation of exploration and production opportunities in Colombia (Caribbean Coas).

FLINCH, J. F., 2003. Structural evolution of the Sinu-Lower Magdalena area (Northern Colombia), in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir, v. 79. pp. 776-796.

GALINDO, V., CLARK , W.J., HADDAD, G., SCHAMEL, S., SCHELLING, D., WAVREK, D., LAVERDE, F., DIAZ, R., FORERO, G., Y GARCIA, M., 1995. Evaluación Geológica Regional de la Cuenca Sinú – San Jacinto. Reporte interno ECOPETROL S.A. Bogota, Colombia. 850 p.

GALLOWAY, W.E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 73. pp. 125-142.

GÓMEZ E., BUTCHER G., INGS S., STEWART D., SUMNER S. Y TRUEMPY D., 2007. Tectono-stratigraphic assessmente of the Northern Colombia Forearc Basins and Peripheral Caribbean Deep-Water Fold Belt. Shell International Exploration and Production Inc., 200 North Dairy Ashford, Houston TX 77079 Department of Earth Sciences, Dalhousie University, Halifax, NS B3H 4J1, Canada. 4 p

GUERRERO C. y HERNANDEZ R., 2004. Expresión Profunda De Dominios Oceánico Y Continental, Y Propagación De Su Deformación Hacia La Cobertera Sedimentaria Del “Offshore” Caribe. Empresa Colombiana de Petróleos, Bogotá, Colombia. 4 p

HAQ, B.U., HANDERBOL, J., & VAIL, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea – level change. In: Sea level changes: An integrated approach (ed. By C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St. C. Kendall, H.W., Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner). Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 42. pp. 40-45.

HINNOV, LINDA A., 2000. New Perspectives On Orbitally Forced Stratigraphy, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 28. pp. 419-75.

JERVEY, M.T., 1988. Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expressions. In: *Sea level changes: An integrated approach* (ed. By C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St. C. Kendall, H.W., Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner). Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 42. pp. 47-69.

JOHANN P., RAGAGNIN G., SPINOLA M. 2003. Spectral Decomposition Reveals Geological Hidden Features in the Amplitude Maps from a Deep Water Reservoir in the Campos Basin. Society of Exploration Geophysicists (SEG). Expanded Abstracts

KEIGHLEY D., FLINT S., HOWELL J. AND MOSCARIELLO A., 2003. Sequence stratigraphy in lacustrine basins: a model for part of the Green River Formation (Eocene), southwest Uinta Basin, Utah, *Journal of Sedimentary Research*, v. 73. No 6. pp. 987-1006.

KELLOG J. N. and BONINI W. E., 1982. Subduction of the Caribbean Plate and Basement Uplifts in the over riding South American Plate. Department of Geological Sciences, Princeton University, Princeton, New Jersey 08540. *Tectonics*, v. 1. No 3. pp. 251-272.

KIDWELL, S.M., 1988. Reciprocal sedimentation & correlative hiatuses in marine-paralic siliciclastics: Miocene outcrop evidence: *Geology*, v. 16. pp. 609-612.

KOLLA V, BUFFLE R.T. and LADD J.W., 1984. Seismic stratigraphy and Sedimentation of Magdalena Fan, Southern Colombian Basin, Caribbean Sea. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 68. No 3. pp. 316-352.

LECKIE, D.A., SINGH, C., GOODARZI, F., AND WALL, J.H., 1990. Organic-rich, radioactive marine shale: a case study of a shallow-water condensed section, Cretaceous Shaftesbury Formation, Alberta, Canada: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60. pp. 101-117.

LINER, C. 2004. *Elements of 3D seismology*. Second Edition. Ed. Pennwell. 608 pags.

LOUTIT, T.S., HANDEBOL, J., VAIL, P.R. & BAUM, G.R., 1988. Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. In: *Sea level changes: An integrated approach* (ed. By C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St. C. Kendall, H.W., Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner). Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 42. pp. 183-213.

LOUTIT, TOM S., AND JAMES P. KENNETT., 1981. New Zealand and Australian Cenozoic Sedimentary Cycles and Global Sea-Level Changes, Bull Am Assoc. Petroleum Geologists, v. 65. pp. 1586-1601.

MANN P., 1999, Sedimentary Basins of the World, Caribbean Basins. Elsevier. Amsterdam, The Netherlands. 11-13-14 p.

MATOS, M., MANASSI, P. and SCHOROEDER, P. 2007. Unsupervised Seismic Facies Analysis Using Wavelet Transform and Self-Organizing Maps. Geophysics, Vol. 72 No 1. pp 9-21

MITCHUM JR., R. M., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 11. Glossary of Terms used in Seismic Stratigraphy: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation, Memoir 26, pp. 205-212.

MITCHUM, R.M., JR., VAIL, P.R. & SANGREE, J.B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: seismic stratigraphic interpretation procedure. In: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration (ed. By C.E. Payton). Memoir of the American Association of Petroleum Geologist, v. 26. pp. 117-134.

MITCHUM, R.M., JR., VAIL, P.R. & THOMPSON, S., III 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration (ed. By C.E. Payton). Memoir of the American Association of Petroleum Geologist, v. 26. pp. 53-62.

NYGREN, W.E , 1950. The Bolivar geosyncline of Northwestern South America. American Association of Petroleum Geologists. Bulletin, 34. 1998-2006

OLAYA I. D. 2005. Conceptos de estratigrafía de Secuencias sísmicas. Presentación de diapositivas del curso Métodos Geofísicos dictado en la Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.

OSORIO, C., PINCE, J.M., MOULY, B., & AMARAL, J., 2002. Tertiary Depositional Environments and Reservoir Properties in the Sinu Accretionary Prism (Offshore Colombia): VIII Simposio Bolivariano – Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena, Colombia, Septiembre., pp. 348-359.

PARTYKA G., GRIDLEY J., and LOPEZ J. 1999. Interpretational applications of spectral decomposition in reservoir characterization. The Leading Edge. Society of Exploration Geophysicists (SEG).

PARTYKA G., 2000. Seismic Attribute Sensitivity to Energy, Bandwidth, Phase and Thickness. Amoco Exploration and Production Technology Group (now at BP Amoco). Expanded Abstracts SEG., 2000

PIONEER NATURAL RESOURCES., 2002. Phanerozoic Cycles and Events, Global Stratigraphic Chart, Assembled by Lowell Waite et al

PITMAN, W.C., 1978. Relationship between eustasy and stratigraphic sequences on passive margins. Geological Society of America Bulletin, v. 89. pp. 1389-1403.

POSAMIENTER, H.W., JERVEY, M.T. & VAIL, P.R., 1988. Eustatic control on clastic deposition II – conceptual framework. In: Sea-level changes: An integrated approach (ed. By C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St. C. Kendall, H.W., Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner). Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 42. pp. 125-154.

POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P., JAMES, D.P. & TESSON, M., 1999. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 76. pp. 1687-1709.

POSAMENTIER, H., 2003. Depositional elements associated with a basin floor channel-levee system: case study from the Gulf of Mexico. Elsevier, Marine and Petroleum Geology, v. 20. pp. 677-690.

RAMÓN, J.C. and FAJARDO A.A., 2004. Aplicación de la estratigrafía Secuencial en Geología de Desarrollo. HOCOL

RAMSAYER, G.R., 1979. Seismic stratigraphic; a fundamental exploration tool. Offshore Technology Conference, Houston , Texas , April – May 1979, Proceedings, v. 3. pp. 1859-1867.

REYES A., MONTENEGRO G., and GÓMEZ D. 2000 evolución Tectonoestratigráfica del Valle Inferior del Magdalena, Colombia: Memoria VII Simposio Bolivariano, Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas, Venezuela.pp 293-309.

REVELLE, R., 1990. Sea level change: National Research Council, Studies in Geophysics, Washington , D.C. , National Academy Press, 234 p.

ROSSELLO, E. 2007. El margen Caribeño Colombiano: Un balance dinámico de escenarios tectonosedimentarios pasivos y transpresivos. Charla Magistral durante el XI Congreso Colombiano de Geología. Bucaramanga, Colombia

SANGREE, J.B. and WIDMIER, J.M., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 9: seismic stratigraphic interpretation of clastic

depositional facies. In: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration (ed. By C.E. Payton). Memoir of the American Association of Petroleum Geologist, v. 26. pp. 1165-1184.

SCHLAGER, W., 2004. Fractal nature of stratigraphic sequences. *Geology*, v. 32. (3). pp. 185-188.

SCHUMM, S. A., 1993. River Response to Baselevel Change: Implications for Sequence Stratigraphy. *Journal of Geology*, v. 101. pp. 279-294.

SCHWARZACHER, W., 2000. Repetitions and cycles in stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, v. 50. pp. 51-75.

SHERIFF R.E and GELDART LI.P., 1991. Exploración sísmológica, Procesamiento e interpretación de datos. Noriega Editores. Mexico, v. 2. pp. 154-155.

SINHA S., ROUTH P, ANNO P. and CASTAGNA J. 2005. Spectral decomposition of seismic data with continuous-wavelet transform. *Geophysics*, vol 70, No. 6. Pags 19 – 25.

SOARES, P.C., LANDIM, P.M.B, SULFARO, V.J., 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins: *Geological Society of America Bulletin*, v. 89. pp. 181-191.

STEEGHS P., and DRIJKONINGEN. 2001. Seismic sequence analysis and attribute extraction using quadratic time-frequency representations. *Geophysics* Vol. 66 No. 6. Pags 1947-1959.

TANER M., SCHUELKE J. and O`DOHERTY R. 1994 Seismic attributes revisited. SEG publications. Pags 1104-1106.

THORNE, JULIAN., 1992. "An Analysis of the Implicit Assumptions of the methodology of seismic sequence stratigraphy", AAPG Memoir 53: *Geology and Geophysics of Continental Margins*.

TOUSSAINT, J., 1999. "Evolución Geológica de Colombia". Universidad Industrial de Colombia. 191 p

VAIL, P.R., AUDEMART, F., BOWMAN , S.A. , EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, G., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation – an overview. In: *Cyclic Stratigraphy* (ed. By G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher). pp. 617- 659.

VAIL. P.R., & MITCHUM, R.M., JR., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 7: stratigraphic interpretation of seismic reflection

patterns in depositional sequences. In: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration (ed. By C.E. Payton). Memoir of the American Association of Petroleum Geologist, v. 26. pp. 135-144.

VAIL, P. R. , R. G. TODD, AND J. B. SANGREE., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 5. Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflections: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation Memoir 26, pp. 99-116.

VAIL, P. R., R. M. MITCHUM JR., AND S. THOMPSON III., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 3. Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation AAPG Memoir 26. pp. 63-81.

VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M. VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUIT, T.S. & HARDENBOL, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: Sea level changes: An integrated approach (ed. By C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St. C. Kendall, H.W., Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner). Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 42. pp. 39 -45.

VERNETTE, G. , AUFFRET A. , BOBIER C., BRICENO L., GAYET J., 1992. Mud diapirism, fan sedimentation and strike-slip faulting, Caribbean Colombian Margin. Tectonophysics, 202 Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam. pp. 335-349.

WALKER, G.R., & JAMES, N.P., 1992. Facies Models, Response to Sea Level Change. 1th Ed. Geological Association of Canada . Ontario , Canada . 454 p.

WEIMER P. And SLATT M., 2007. Introduction to the Petroleum Geology of DeepWater Settings. Cap 11 Pitfalls in the interpretation of Deep Water Deposits. AAPG Studies in Geology 57. Tulsa, OK, USA, 497p.

WESCOTT, WILLIAM A., WILLIAM N. KREBS, PAUL J. SIKORA, PAUL J. BOUCHER, AND JEFFREY A. STEIN., 1998. Modern applications of biostratigraphy in exploration and production, The Leading Edge, pp. 1204-1210.

WHITE, R. 1991. Properties of Instantaneous Seismic Attributes. Geophysics: The Leading Edge of Exploration. pp 26-32

## **PÁGINAS WEB**

<http://www-odp.tamu.edu/> : Informes técnicos del Ocean Deep Program (ODP) y DSDP

## ANEXOS

| E<br>O<br>N | ONSHORE   |  | OFFSHORE<br>(ODP 999)   |
|-------------|---|--|---|
|             | GUAJIRA<br>(Rollins, 1996)  | VIM<br>(Toussaint, 1999)   |   |
| CENOZOICO   | <p>Litología: Areniscas glauconíticas, verdes finas, intercaladas con arcillosas grises y calizas masivas fosilíferas hasta el Eoceno superior. Shales, arcillas limosas grises, areniscas fosilíferas y calizas margosas arrecifales y arenosas hacia el tope de la secuencia.</p> <p>Espesor: ~2500m.</p> <p>Ambiente: Se observa un ambiente deposicional marino somero en condiciones de bahía abierta hasta el Eoceno superior, persistiendo este ambiente en una cuenca estrecha que permitió el desarrollo de corales.</p>   | <p>Litología: Conglomerados arenosoportados, lodolitas calcáreas fosilíferas y areniscas intercaladas con calizas, areniscas calcáreas de grano fino a grueso e intercalaciones de lodolitas hasta el Oligoceno. Arcillosas calcáreas con alto grado de bioperturbación, arenitas arcillosas y limonitas en el Plioceno. Areniscas conglomeráticas lenticulares en el Pleistoceno.</p> <p>Espesor: 3900-9600m.</p> <p>Ambiente: Turbiditas proximales a distales, abanicos submarinos, hasta el Oligoceno temprano. Ambiente deltaico nerítico hasta batial superior en el cinturón de San Jacinto, para el Mioceno Medio. Ambiente marino somero, de pantanos y finalmente fluvial hacia el Pleistoceno superior.</p> | <p>Litología: Nanofosiles y arcillas foraminíferas mezcladas con sedimentos y capas dispersas de ceniza interestratificadas y espesas hacia el tope de la secuencia, caliza calcárea, arcillosa con delgadas capas de ceniza.</p> <p>Espesor: 1050 m</p> <p>Ambiente: Ambiente deposicional marino, presencia de episodios volcánicos explosivos y crecimiento de abanicos submarinos hasta el Mioceno tardío. Orígenes de masas de agua profunda intermedia del Eoceno-Paleoceno tardío. Registro de un evento de calentamiento oceanográfico extendido hacia el Paleoceno superior.</p> |
| MESOZOICO   | <p>Litología: Este intervalo consta hacia el Triásico inferior de conglomerados, areniscas rojizas y cuatzosas e intercalaciones de shales, calizas grises con restos de bivalvos y limonitas arcillosas. También se presentan capas de dolomitas, calizas arenosas con abundante presencia de micro y macro fauna hacia el Jurásico Superior. Ya en el Cretáceo se presentan margas, areniscas calcáreas, calizas grises fosilíferas y cherts negros, con presencia de fósiles. Algunas intercalaciones de shales calcáreos negros de láminas delgadas hacia el tope de la secuencia.</p> <p>Espesor: 5.000-6200 m</p> <p>Ambiente: Se observa un ambiente deposicional marino somero con variaciones laterales y verticales ya hacia el Cretáceo, pasando a una cuenca restringida con poca circulación de fluidos y condiciones reductoras; hasta llegar a unas condiciones clásticas marinas superficiales.</p> | <p>Litología: Este intervalo Campaniano – Maastrichtiano subrayaca el basamento. Consta de chert, calizas, conglomerados, shales y basaltos depositados en ambiente de agua profunda.</p> <p>Espesor: 250-1060m</p> <p>Ambiente: Batial profundo a pelágico.</p>   | <p>Litología: Calizas gris claro a oscuro y arcillas hacia el cretácico superior.</p> <p>Espesor: 350 m (Maastrichtiano-Campaniano).</p> <p>Ambiente: Ambiente marino somero</p>  |
| PALEOZOICO  | <p>Litología: Rocas ígneas y metamórficas del basamento, que han sido reconocidas y estudiadas en superficie en la Serranía de Jarara, Macuira y Codinas.</p>   |  |   |

**Anexo 1. Estratigrafía General del Norte de Colombia según Toussaint (1999) y ODP (Ocean Drilling Program) sitio 999 (1997)**

=====

Time Depth Data:

Time Depth Id:

Wellid: 70

Td Name: VELOCITY SURVEY1

Shift Value: 0.00  
Datum: 0.00  
Data Source: MMM  
Checkshot Flag: 0  
Contractor: UNKNOWN  
Survey Type: NULL VALUE  
Survey Direction: NULL VALUE  
Survey Source: NULL VALUE  
Source Depth: NULL VALUE  
Source Offset: NULL VALUE  
Corrected Ind: NULL VALUE  
Npts: 21  
Depth Mode: TVDBTDD  
Remark: NULL VALUE  
Shift Value Ouom: NULL VALUE  
Depth Datum Ouom: NULL VALUE  
Source Depth Ouom: NULL VALUE  
Source Offset Ouom: NULL VALUE  
Create Date: 1998-12-11 08:37:24  
Create User Id:  
Update Date: 2005-12-07 09:01:57  
Update User Id: VIM1

Curve Name: VELOCITY  
SURVEY1  
Interpreter:  
Seismic Datum: 0.00

| MD | TVD | Two Way Time | X Offset | Y Offset | TVD BWE | Subsea TVD |
|----|-----|--------------|----------|----------|---------|------------|
|----|-----|--------------|----------|----------|---------|------------|

---

**Anexo 2. Tabla tiempo-profundidad para el área. Con base en ésta tabla se realizó el amarre pozo-sísmica (Tomada de ECOPETOL SA, 2000)**

Nota: las líneas sísmicas y registros de pozos no se publican por razones de confidencialidad