

**INTERPRETACIÓN AMBIENTAL E HISTORIA DE SUBSIDENCIA DEL POZO
PIVIJAY-1, VALLE INFERIOR DEL MAGDALENA**

SAYDA KATERIN CONTRERAS VARGAS

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2006

**INTERPRETACIÓN AMBIENTAL E HISTORIA DE SUBSIDENCIA DEL POZO
PIVIJAY-1, VALLE INFERIOR DEL MAGDALENA**

SAYDA KATERIN CONTRERAS VARGAS

**Proyecto de grado presentado como requisito para optar al título de
Geóloga**

Director

**MARCO IDELFONSO ÁLVAREZ BASTOS
Geólogo Ph. D.**

Codirector

**GERMÁN YURY OJEDA BUENO
Geólogo Ph. D.**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2006

DEDICATORIA

A mi esposo y mi hijo...

AGRADECIMIENTOS

A Marco, por haber aceptado ser mi director...

A Gyo, por haber creído en mi, en el momento que más lo necesité, en esta etapa crucial de mi vida...

A John Forthis, amigo y compañero, por su apoyo y colaboración...

A José Ignacio, por su ayuda incondicional...

A Helga, por sus acertadas apreciaciones...

A Diego, Mauricio, Clemente, Noria, Edgar, Julio, y todos aquellos que de una u otra forma me enriquecieron con su conocimiento...

A Jael, Rodolfo y Sandra, por su compañía y amabilidad...

A la Universidad Industrial de Santander, especialmente a mis profesores, a quienes debo mi formación como profesional...

A ECOPETROL – ICP, la cual brinda esta gran oportunidad a los estudiantes de la UIS.

CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	15
1. GENERALIDADES	18
1.1 OBJETIVOS	18
1.1.1 General	18
1.1.2 Específicos	18
1.2 UBICACIÓN GEOLÓGICA Y GEOGRÁFICA	18
1.3 METODOLOGÍA	20
1.4 MARCO GEOLÓGICO	20
1.4.1 Tectónica	20
1.4.2 Estratigrafía	31
1.4.3 Geología Estructural	42
2. METODOLOGÍA PARA LA CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA DEL POZO PIVIJAY - 1	44
2.1 ANÁLISIS DE FACIES A PARTIR DE LOS REGISTROS ELÉCTRICOS DE POZO	44
2.2 RELACIÓN ESPACIO DE ACOMODACIÓN – SUMINISTRO DE SEDIMENTO (A/S)	45
2.3 METODOLOGÍA DE DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS DE ZANJA SECA	46
3. SUBSIDENCIA	53
3.1 INTRODUCCIÓN A LA TEORÍA DE SUBSIDENCIA TECTÓNICA	53
3.2 MECANISMOS PRIMARIOS RESPONSABLES DE LA SUBSIDENCIA	53
3.2.1 Isostasia	53
3.2.2 Flexura	54
3.2.3 Termal	56
3.3 ANÁLISIS GEOHISTÓRICO	56
3.4 SUBSIDENCIA TECTÓNICA DEL POZO PIVIJAY-1	59

3.4.1 Información Requerida por SEDMOD-1D para la Obtención de las Curvas	61
3.4.2 Datos	63
4. RESULTADOS	68
4.1 DESCRIPCIÓN DE LAS MUESTRAS	68
4.1.1 Intervalo 2110' -5360'	68
4.1.2 Intervalo 5360'- 7280'	69
4.1.3 Intervalo 7280' - 9330'	69
4.1.4 Intervalo 9330' – 10680'	70
4.1.5 Intervalo 10683' – 10700'	75
4.2 ANÁLISIS FACIAL DE LAS MUESTRAS DE ZANJA	76
4.2.1 Flrl: Facies Lodosa con Relictos de Laminación	76
4.2.2 Flf: Facies Lodosa con Fósiles	76
4.2.3 Fll: Facies Lodosa Laminada	76
4.2.4 Al: Facies Arenosa Laminada	76
4.2.5 Am: Facies Arenosa Masiva	77
4.2.6 Flc: Facies Lodosa con Partición Concoidea	77
4.2.7 Alc: Facies Arenosa ligeramente Calcárea	77
4.3 INTERPRETACIÓN AMBIENTAL	78
4.3.1 Bahía (Delta Submarino?).	78
4.3.3 Plataforma Externa?	78
4.3.4 Plataforma Interna?	79
4.4 CURVA DE SUBSIDENCIA	79
4.5 RELACIÓN ENTRE LAS HISTORIAS DE DEPOSITACIÓN Y DE SUBSIDENCIA	81
4.5.1 Antes de 35 Ma	82
4.5.2 35 Ma – 19,1 Ma	82
4.5.3 19,1 Ma -14,2 Ma	83
4.5.4 14 Ma en adelante	83
5. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS	85

CONCLUSIONES	86
BIBLIOGRAFÍA	88
ANEXOS	92

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Parámetros de Entrada para el cálculo de la curva de Subsistencia Tectónica.	63
Tabla 2. Parámetros de Porosidad – Profundidad para litologías en la cuenca del Mar del Norte.	65
Tabla 3. Ambientes para el Pozo Pivijay-1 según Duque-Caro (2000).	65
Tabla 4. Zonas Planctónicas para el Pozo Pivijay-1 según Duque-Caro (2000).	66
Tabla 5. Características Generales de la Depositación para cada Episodio de Subsistencia registrado en el pozo Pivijay-1.	84

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Localización del Pozo Pivijay-1 y Mapa Geológico.	19
Figura 2. Áreas de Aporte y Sedimentación para el Cretácico Inferior.	22
Figura 3. Paleogeografía y Modelo Tectónico en la Cuenca del VIM durante el Cretáceo Inferior-Paleoceno.	23
Figura 4. Ilustración sobre el cambio de dirección que la Placa del Caribe pudo experimentar en el Eoceno Inferior	24
Figura 5. Bloque 3D ilustrando el mecanismo de la distensión en el Valle Inferior del Magdalena.	25
Figura 6. Movimiento de las Placas Caribe, Norte y Suramericana, Eoceno Superior.	26
Figura 7. Áreas de aporte y sedimentación para el Oligoceno.	28
Figura 8. Áreas de aporte y sedimentación para el Mioceno.	29
Figura 9. Columna Estratigráfica General del Área de Estudio.	32
Figura 10. Carta de Correlación Estratigráfica.	33
Figura 11. Rasgos Estructurales al Noroeste del Pozo Pivijay-1.	43
Figura 12. Nivel base como una superficie imaginaria (color rojo).	46
Figura 13. Encabezado del Anexo 1.	47
Figura 14. Diferenciación de Zonas Homogeneas o Patrones de Deflexiones.	48
Figura 15. Niveles Litológicamente Diferenciables y Ubicación de la Línea Base de Shale.	49
Figura 16. Procedimiento utilizado para la descripción de las muestras de zanja seca del Pozo Pivijay-1.	50
Figura 17. Ausencia de Contactos entre Niveles Litológicamente Diferenciables.	51

Figura 18. Compensación Isostática de la corteza Pratt versus Airy.	54
Figura 19. Comparación conceptual de isostasia local versus flexura (isostasia regional).	55
Figura 20. Aspectos asociados con la Perturbación Termal. (A) Evento Termal solo. (B) Evento Termal con Erosión.	57
Figura 21. Ejemplo Curva Subsistencia Tectónica Corregida por Eustasia, Batimetría y Carga de Sedimentos.	60
Figura 22. Parámetros para obtener la ecuación Backstripping,	62
Figura 23. Proyección sobre el 'Esquema de Correlación de Zonas Bioestratigráficas de Bolli' de la Zona Planctónica para Determinar la Edad en Ma.	66
Figura 24. Proyección de la Edad en Ma de los Topes sobre la Curva Eustática del Mar de Haq/Vail (1987) para el Terciario.	67
Figura 25. Amarre Registro GR - Litología para el Intervalo 2110'-5360'.	71
Figura 26. Amarre Registro GR - Litología para el Intervalo 5360 – 7280'.	72
Figura 27. Amarre Registro GR - Litología para el Intervalo 7280 – 9330'.	73
Figura 28. Amarre Registro GR - Litología para el Intervalo 9330 – 10680'.	74
Figura 29. Tonos verdes, blancos y negros del Basamento Corazonado.	75
Figura 30. Curva de Subsistencia Tectónica Corregida por Eustasia y Batimetría para el Pozo Pivijay-1.	80

LISTA DE ANEXOS

	Pág.
Anexo 1. Registro de Descripción Sedimentológica y Estratigráfica	93
Anexo 2. Relación Depositación – Subsistencia para el pozo Pivijay-1	94

RESUMEN

TÍTULO: INTERPRETACIÓN AMBIENTAL E HISTORIA DE SUBSIDENCIA DEL POZO PIVIJAY – 1, CUENCA VALLE INFERIOR DEL MAGDALENA*.

Autor: Sayda Katerin Contreras Vargas**.

Palabras Claves: Descripción Sedimentológica, Ripios, Registros Eléctricos, Ambientes de depositación, Subsistencia Tectónica, Paleobatimetría, Eustasia, SEDMOD-1D.

El objetivo de esta investigación es determinar la relación depositación - subsidencia mediante la descripción y análisis sedimentológico-estratigráfico de los ripios, y el análisis de la curva de subsidencia tectónica generada por el software SEDMOD-1D para el pozo Pivijay-1, Subcuenca de Plato – Valle Inferior del Magdalena (VIM). Establecer dicha relación requiere conocer los ambientes de depositación los cuales fueron definidos con base en la determinación de parámetros texturales, composicionales y estructurales de las muestras de zanja seca del pozo. Mediante la definición de facies y sucesiones de facies a partir de la descripción sedimentológica, y el respectivo amarre con los registros eléctricos disponibles, se propusieron intervalos mayores y a partir de ellos, la respectiva interpretación ambiental. Datos tales como topes de las unidades, edades, litologías, parámetros de porosidad – profundidad, paleobatimetría y eustasia, conforman los parámetros de entrada para la obtención de la curva de subsidencia tectónica con ayuda del software SEDMOD-1D. Los resultados muestran la variación de los ambientes como respuesta a los cambios en la tasa de subsidencia de la cuenca en el punto de ubicación del pozo. Cuatro episodios diferenciables de subsidencia fueron establecidos asociados a ambientes someros y profundos, para una tasa de subsidencia baja y alta, respectivamente. La subsidencia y no la eustasia, constituyó el factor que suministró el espacio de acomodación para la acumulación de los sedimentos en ese punto de la cuenca.

* Trabajo de Grado. Modalidad Investigación.

** Facultad de Ingenierías Físico-Químicas, Escuela de Geología. Directores Marco Idelfonso Álvarez Bastos y Germán Yury Ojeda Bueno.

ABSTRACT

TITLE: ENVIRONMENT INTERPRETATION AND SUBSIDENCE HISTORY OF PIVIJAY – 1 WELL, LOWER MAGDALENA VALLEY BASIN*.

Author: Sayda Katerin Contreras Vargas**.

Key Words: Dry Cuttings, Depositional Settings, Logs Well, Palaeobathymetry, Palaeosea Levels, SEDMOD-1D, Subsidence, Accommodation Space.

The objective of this investigation is to determine the relation between deposition – subsidence through description and sedimentological-stratigraphic analysis and subsidence tectonic curve that gave SEDMOD-1D to Pivijay-1 well dry cuttings, Plato subbasin – Lower Magdalena Valley. To establish this relationship it is required to know depositional settings, which were defined based on the determination of parameters like texture, composition and sedimentary structures of cuttings dry well. Through the definition of facies and successions facies by sedimentological description and attaching with logs well general intervals were proposed and throughout these the corresponding setting interpretation. Data set such as depth layers, ages, lithology, porosity-depth parameters, palaeobathymetry and palaeosea levels, form together the input to obtain the subsidence curve of SEDMOD-1D software. The results show settings changes because of rate subsidence changes in the Pivijay-1 well location basin. Four distinct episodes of differential subsidence rate were established and they can be related to shallow and depth depositional settings rate slow and fast, subsidence respectively. The subsidence was responsible of providing accommodation space to sediments accumulation in that point of basin, rather than eustasy.

* Project of Grade. Modality Investigation.

** Faculty of Physical – Chemistry Engineering. School of Geology. Directors Marco Idelfonso Álvarez Bastos and Germán Yury Ojeda Bueno.

INTRODUCCIÓN

El pozo Pivijay – 1 es uno de los pocos pozos que han alcanzado y corazonado el basamento cristalino en la Cuenca del Valle Inferior del Magdalena. Por lo tanto, este pozo ofrece un registro útil para entender la historia de subsidencia y sedimentación de esta cuenca. Entender la historia de subsidencia y sedimentación de una cuenca tiene aplicaciones científicas y prácticas. Definir la historia de subsidencia es fundamental para esclarecer el ambiente tectónico que dio lugar a la creación de espacio de acomodación, el tipo de margen de placa asociado a la cuenca, los pulsos de deformación que afectaron la secuencia, y la posición relativa de los horizontes en la vertical a lo largo del tiempo geológico. Este conocimiento tiene además aplicaciones prácticas, tales como la caracterización del sistema petrolífero actuante en la cuenca.

Además del presente estudio, otros trabajos han hecho referencia a, o utilizado información sobre el pozo Pivijay-1 (Reyes et al., 2000; Reyes et al., 2000; Ortiz et al., 1998; Benavides et al., 1999; Rueda et al., 2001; Pachón et al., 2001; Luna et al. 1994) con el fin de entender la evolución regional de la cuenca. Sin embargo, a la fecha no existe un estudio cuantitativo detallado que permita entender cómo la historia de subsidencia afectó los ambientes sedimentarios.

En este estudio, un análisis sedimentológico y estratigráfico del pozo Pivijay-1 ha sido llevado a cabo con el objeto de definir los ambientes de depositación y entender la relación entre la tasa de subsidencia del basamento en este punto de la cuenca y los ambientes sedimentarios interpretados. Es necesario por lo tanto, reconstruir la historia de los movimientos verticales de sus horizontes estratigráficos a partir del momento en que ellos fueron depositados.

Para este análisis se requiere de una descripción detallada de la sección penetrada mostrando los espesores actuales de las unidades, los tipos de litologías, las edades de los horizontes, y las profundidades estimadas de los paleoniveles del mar. Estas características en conjunto suministran información sobre los ambientes de depositación, los cuales probablemente debieron variar como respuesta a los cambios en la tasa de subsidencia de la cuenca. Comprobar esta hipótesis constituye el propósito de ésta investigación.

La metodología empleada para la caracterización del pozo comprende la determinación de parámetros texturales, composicionales y de estructuras sedimentarias, los cuales constituyen la base para la definición de facies y sucesiones de facies a fin de establecer un ambiente de depositación. Una vez se obtuvieron dichos datos, se convirtieron en el dato de entrada para el cálculo de las curvas de subsidencia tectónica.

Ambientes de depositación pueden ser definidos siempre y cuando exista un registro litológico confiable. En este estudio, el registro litológico consistió de muestras de zanja seca. Sin embargo, por ser datos obtenidos durante una perforación para búsqueda de hidrocarburos, este registro no estaba completo a lo largo de la columna perforada. No obstante, se contó con registros eléctricos que permitieron llenar los vacíos de muestras de zanja seca. Aunque la calidad de la información que suministran los ripios tiene mucha incertidumbre en su posición vertical (dado que algunos pueden haber venido de zonas derrumbadas de niveles superiores de la perforación), es posible realizar una validación mediante el amarre con los registros eléctricos disponibles para el pozo. Esta es la mejor forma de minimizar la incertidumbre en la información que suministran los ripios, y de determinar el grado de confiabilidad de la interpretación litológica.

Cinco capítulos se han desarrollado en los cuales se esbozan las generalidades, la metodología para la caracterización sedimentológica del pozo, los aspectos

relacionados con el cálculo de la subsidencia tectónica, los resultados, las conclusiones y recomendaciones.

1. GENERALIDADES

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 General

Determinar la relación subsidencia – depositación mediante la descripción y análisis sedimentológico y estratigráfico de los ripios Pozo Pivijay-1, Subcuenca de Plato – Valle Inferior del Magdalena (VIM).

1.1.2 Específicos

- Reconstruir y describir la sección perforada con base en muestras de zanja seca del Pozo Pivijay-1.
- Elaborar un análisis sedimentológico, estratigráfico, y ambiental.
- Calcular, generar y analizar la curva de subsidencia del pozo Pivijay-1.
- Establecer la relación entre depositación y subsidencia.

1.2 UBICACIÓN GEOLÓGICA Y GEOGRÁFICA

El Pozo Pivijay-1 se encuentra ubicado en la subcuenca de Plato en el Valle Inferior del Magdalena (Figura 1).

Geográficamente, el Pozo Pivijay-1 tiene las siguientes coordenadas planas origen Bogotá: Norte 1'641.128 y Este 933.056.

1.3 METODOLOGÍA

La metodología utilizada comprende las siguientes etapas, cada una de las cuales está descrita en forma detallada en el capítulo correspondiente:

- a. Descripción Sedimentológica del Pozo Pivijay-1__. La metodología está descrita en el Capítulo 2.
- b. Elaboración de la Columna Sedimentológica__. La metodología está descrita en el Capítulo 2.
- c. Obtención de la Curva de Subsistencia del Pozo Pivijay-1__. La metodología está descrita en el Capítulo 3.

1.4 MARCO GEOLÓGICO

1.4.1 Tectónica

Evolución Tectonoestratigráfica del Valle Inferior del Magdalena – VIM. La evolución tectonoestratigráfica del VIM está ligada a su posición de margen de placa, al menos durante el Mesozóico y Cenozóico. Hoy en día, el VIM es adyacente al margen Caribe de Colombia, el cual se sabe que corresponde a un margen continental convergente (*Kellogg J., et al., 1995 en Reyes et al., 2000*), explicado mediante subducción de bajo ángulo de la placa Caribe bajo la placa Suramericana (*Ladd J., et al., 1979, en Reyes et. al., 2000*).

Silúrico (443 Ma – 416 Ma). Orogenia Caledónica: choque entre las Placas Norte y Suramericana (*Kronenberg, 1982, en Reyes et al., 2000*). Como resultado de dicho evento, se produjo el emplazamiento de un cinturón metamórfico granulítico.

Parte de este cinturón la conforman los macizos aledaños a la cuenca tales como el Macizo de Santa Marta y de Santander.

Jurásico (199 Ma – 145 Ma). Separación de las placas con la apertura del Atlántico (*Pindell, 1998, en Reyes, et al., 2000*). Se produjo la desintegración del cinturón granulítico conformando grandes bloques aislados. Los núcleos de dichos macizos son parte del mencionado cinturón. La sedimentación se extendió entre los bordes continentales de Norte y Suramérica, representada por rocas de ambiente marino. Comprende el registro sedimentario inicial presente hoy en el norte de Colombia –Alta Guajira-, antes de la existencia de la Placa Caribe. Parte de este registro lo conforman rocas piroclásticas y vulcanoclásticas, algunas de las cuales han sido incluidas con el nombre de Formación La Quinta, y las cuales parecen representar una fase de un evento de rift Mesozóico.

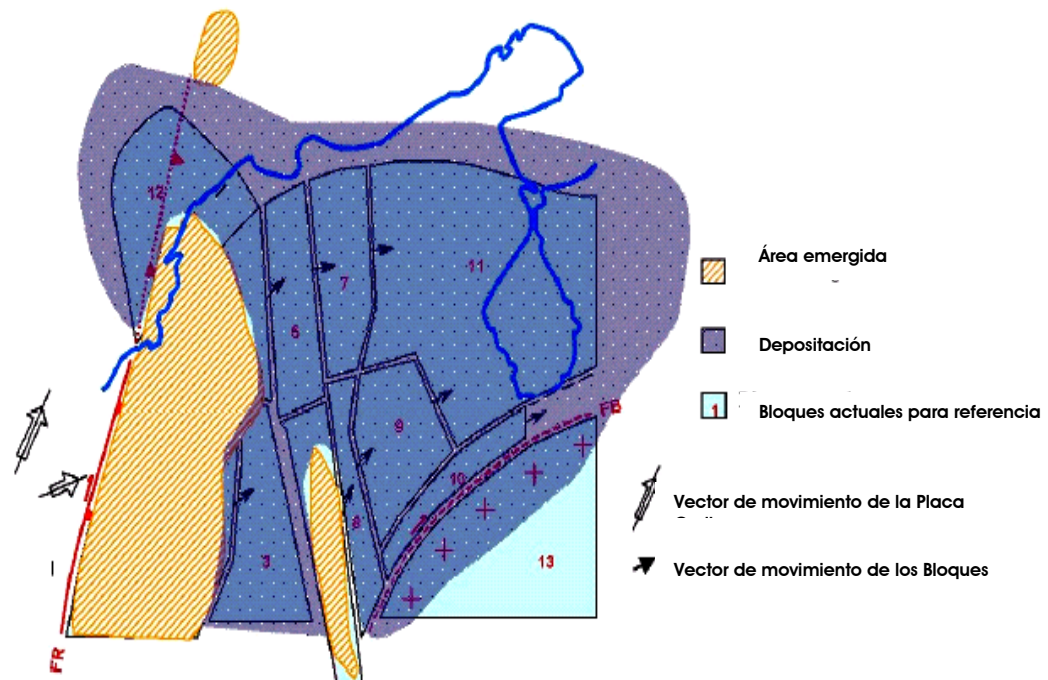
Cretáceo (145 Ma – 65 Ma). Durante el Cretáceo Inferior se consolidaron espesas plataformas de carbonatos, las cuales cubrieron gran parte del noroeste Suramericano¹ (Figura 2). Hacia el Cretáceo Superior, como resultado de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Suramericana, se generó un arco volcánico que en Colombia corresponde a los primeros estadios de desarrollo de la Cordillera Central y cuya zona de sutura está representada actualmente por el sistema de Fallas de Romeral (*Barrero, 1969, en Reyes et al., 2000*). Este sistema de fallas o paleosutura, separa la corteza de dominio oceánico al oeste y la de afinidad continental al este.

El área que hoy corresponde a las depresiones de Plato y San Jorge, se presentaba como una zona expuesta que hacía parte del mismo bloque representado por la Cordillera Central, unido hacia el norte con el Macizo de Santa

¹ HERNÁNDEZ R., Ramírez V., Reyes J. P., 2003, Evolucion Geohistórica de las Cuencas del Norte de Colombia, ECP, VII Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, 8, págs. 256-263.

Marta (McDonald y Hurley, 1969, en Reyes et al., 2000) (Figura 3), formándose una barrera natural que separó los ambientes netamente marinos al occidente y transicionales restringidos en las actuales zonas del Valle del Cesar y Valle Medio del Magdalena.

Figura 2. Áreas de Aporte y Sedimentación para el Cretácico Inferior.



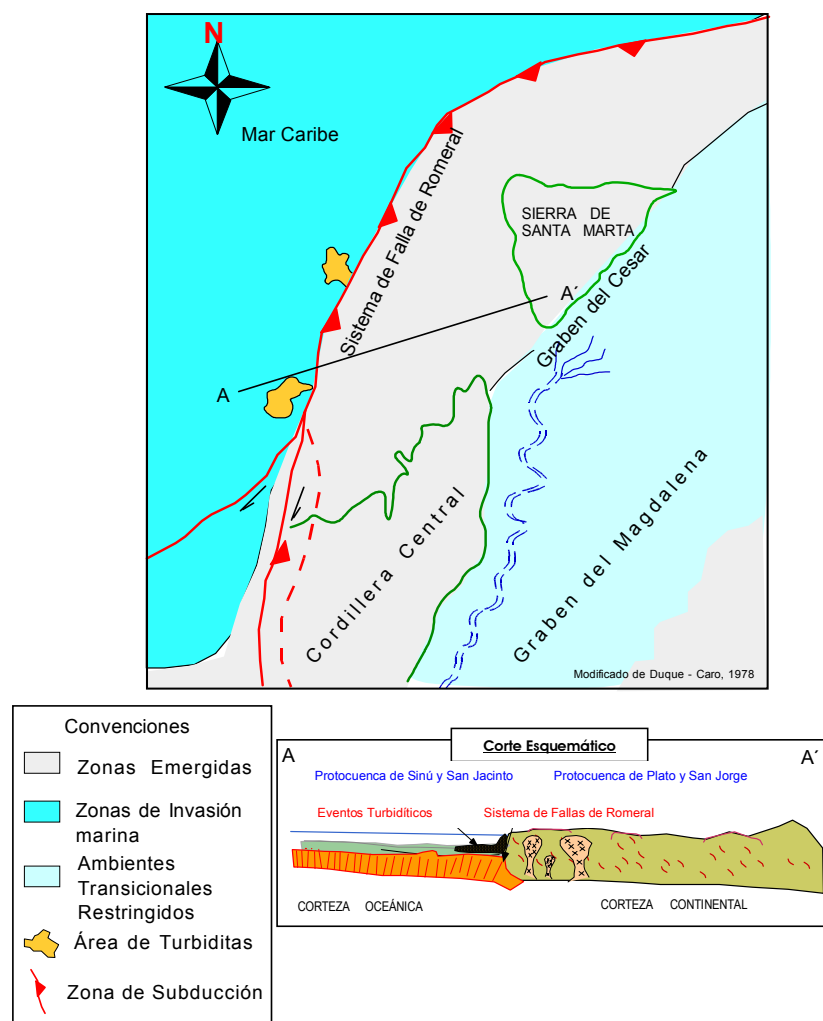
Fuente: Hernández et al, 2003

El lineamiento de la Falla de Romeral se extiende hacia el norte colombiano en el VIM como resultado de la interacción oblicua de la placa Caribe con la placa Suramericana. Esta interacción no produce un arco volcánico, pero sí genera un prisma acrecionario que corresponde a los Cinturones Plegados de Sinú y San Jacinto (CPSJ) (Figura 3).

Igualmente, rocas de corteza oceánica fueron acrecionadas al continente, siendo dicha acreción más joven hacia el norte. Las Serpentinitas de Planeta Rica

(Maastrichtiano) y los Ultramáficos del Cabo de la Vela (Paleoceno) son el resultado de dicha acreción.

Figura 3. Paleogeografía y Modelo Tectónico en la Cuenca del VIM durante el Cretáceo Inferior-Paleoceno. La Falla de Romeral se constituye en un límite de placas sobre el que se genera un prisma acrecionario.

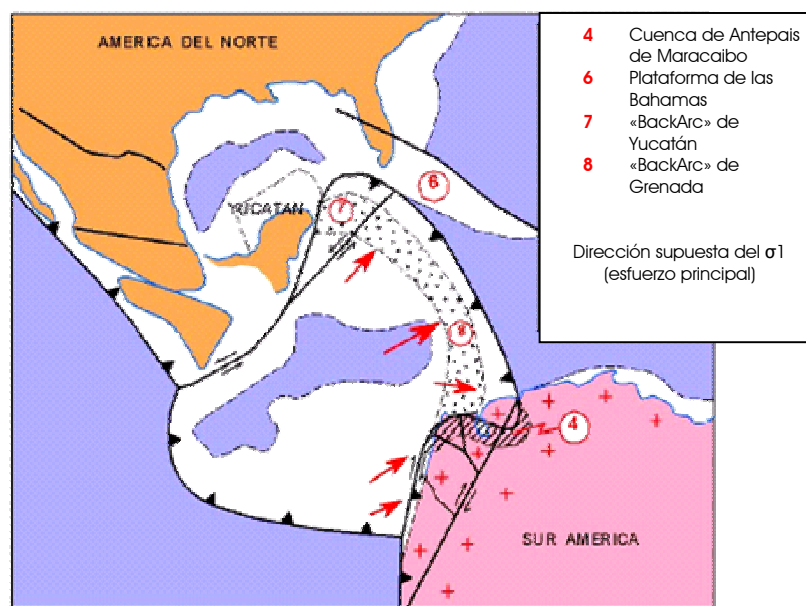


Fuente: De Reyes et al., 2000

Estas rocas conforman una cuenca con características de márgenes convergentes arc-trench systems (en el sentido de Allen y Allen, 1990, en Reyes et al., 2000) y sirven como sustrato para la depositación de los sedimentos batiales de la Unidad Cansona².

Paleoceno – Eoceno superior (65 Ma – 33 Ma). En el comienzo del Terciario, la Placa Caribe se abrió espacio entre las placas Suramericana y Norteamericana (Figura 4).

Figura 4. Ilustración sobre el cambio de dirección que la Placa del Caribe pudo experimentar en el Eoceno Inferior



Fuente :De Hernández et al, 2003

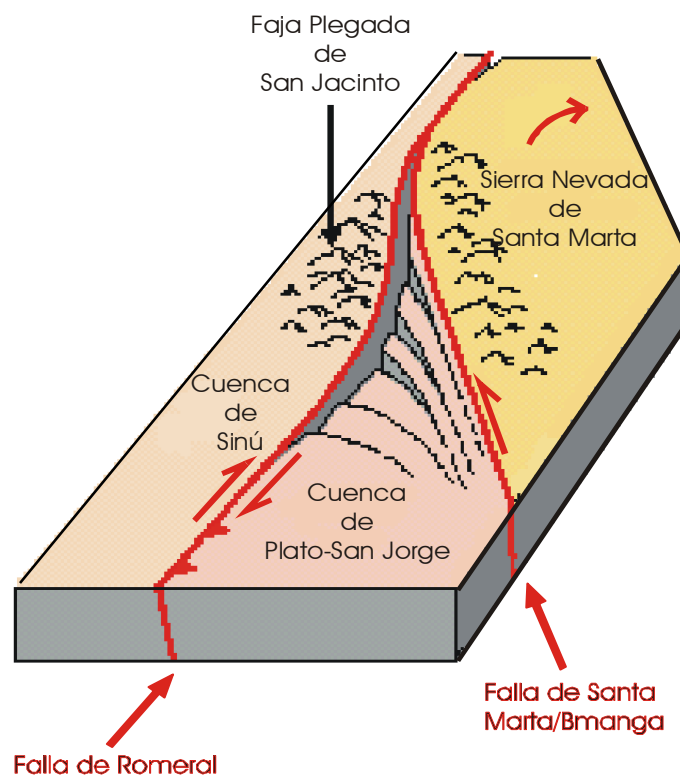
En el Paleoceno Medio, un incremento en el régimen compresivo permitió un primer crecimiento del Cinturón Plegado de San Jacinto. Esto se ve reflejado en el

2 REYES J. P., Reyes A., Rancel A., Giraldo B., Mesa A., Mantilla M., Gómez P., González S., Ruiz C., Montenegro G., Duque H., Luna O., 2000, Evaluación Integrada del Valle Inferior del Magdalena, ECP, Colección de Artículos CIT.

metamorfismo de bajo grado observado en rocas Cretáceas de las serranías de la Alta Guajira (p.ej. Serranía de Macuira). Antes de dicho evento, un cambio significativo en la dirección de desplazamiento de la Placa Caribe pudo haber ocurrido³.

Para el Eoceno, el movimiento de traslación y rotación del Bloque SNSM/Baja Guajira empezó a generar espacio de sedimentación para formar la Cuenca del Valle Inferior del Magdalena -VIM- (Duque-Caro, 1979; Figura 5).

Figura 5. Bloque 3D ilustrando el mecanismo de la distensión en el Valle Inferior del Magdalena.



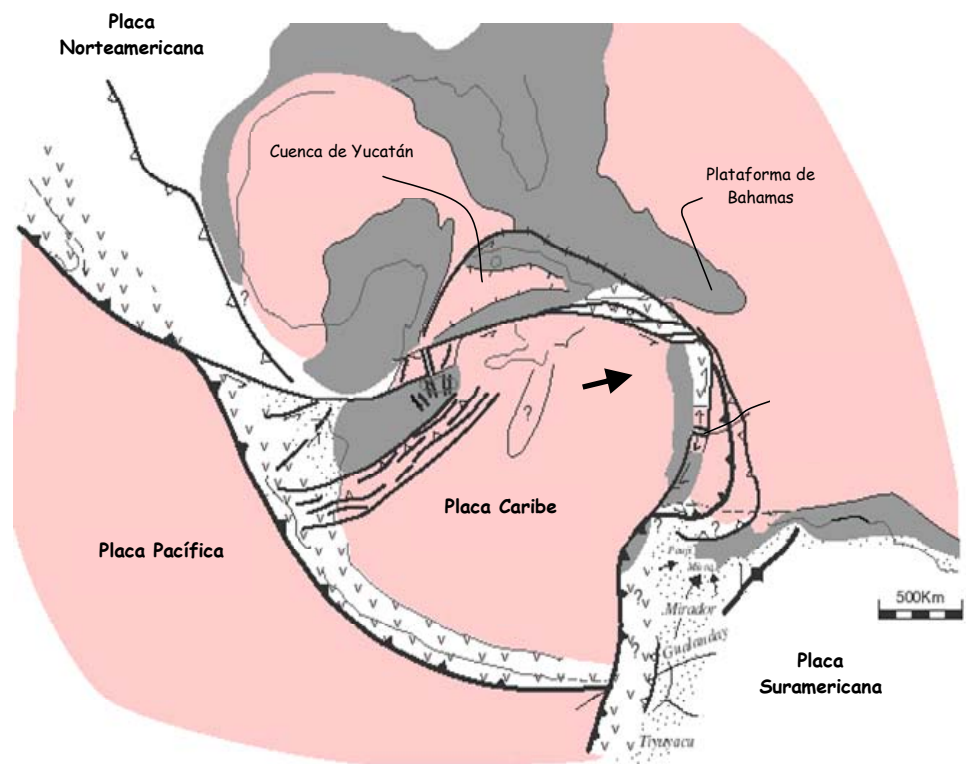
Fuente: De Hernández et al., 2003.

³ HERNÁNDEZ R., Ramírez V., Reyes J. P., 2003, Evolucion Geohistórica de las Cuencas del Norte de Colombia, ECP, VII Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, 8, págs. 256-263.

Del Paleoceno Superior al Eoceno Medio se profundizó la fosa de subducción, acumulándose grandes cantidades de sedimentos clásticos procedentes de las zonas emergidas al este de la Sutura de Romeral y transportados por corrientes de turbidez (Unidades San Cayetano y Chengue). Se inició así la sedimentación que hoy aflora en la Serranía de San Jacinto en ambientes marinos someros que igualmente se registraron en la actual Alta Guajira (Fm Macarao).

A finales del Eoceno, la Placa Caribe chocó con la Placa Norteamericana (Figura 6) cambiando su dirección de desplazamiento hacia el este.

Figura 6. Movimiento de las Placas Caribe, Norte y Suramericana, Eoceno Superior. El esquema muestra la relación de los movimientos entre las Placas Caribe, Norte y Suramericana, en el Eoceno Superior. La Placa Caribe choca con la Norteamericana girando hacia el este.



Fuente: De Reyes et al., 2000

Esto produjo un cambio en el régimen tectónico del norte colombiano originando fracturas al interior de la cuenca en las áreas emergidas, así como pulsos de levantamiento en la Serranía de Perijá (*Kellogg, 1984, en Reyes et al., 2000*), el Macizo de Santander y el Macizo de Santa Marta, presentando intrusiones de carácter félsico en éste último (*Mattson, 1984, en Reyes et al., 2000*).

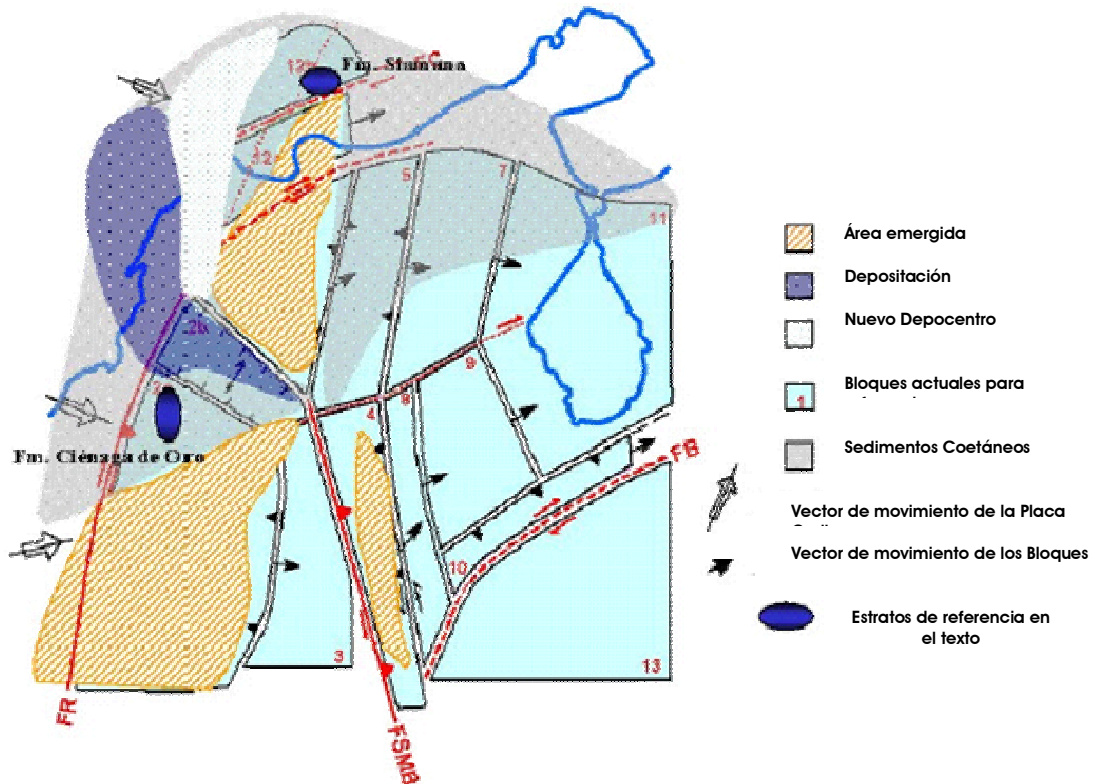
Como resultado del cambio de régimen tectónico se produjo también la migración de la fosa de subducción hacia el oeste en dirección del mar (fenómeno de *roll-back*, *Molina, 1978, en Reyes et al., 2000*), generándose una zona interna de mar somero donde se desarrollaron arrecifes al oeste de Romeral (Calizas de Tolú Viejo). Estos fenómenos estarían relacionados con el cambio en la dirección del movimiento de la Placa Caribe, debido al choque de esta con la Plataforma de las Bahamas (Placa Norteamericana), tomando una dirección de desplazamiento al este (*Pindell y Dewey, 1982, en Reyes et al., 2000*).

Oligoceno (33 Ma – 23 Ma). Los eventos tectónicos ocurridos al final del Eoceno y particularmente la rotación de la Sierra Nevada y el desplazamiento acelerado de la Guajira, marcaron un cambio en las condiciones tectonosedimentarias para el Oligoceno.

Se generó una tectónica de esfuerzos extensionales al este del prisma de acreción principalmente en sentido nor-noreste aproximadamente paralelo al límite de placas, dando origen a un fallamiento normal rotacional y tectónica de Horst y Graben, creando nuevos depocentros que pueden encontrarse en las depresiones del Tairona y Rancherías del Offshore de la Guajira (Figura 7).

Algunos autores como Duque-Caro, 1978, Baquero, 1994, asocian esta tectónica de bloques a la actividad de la Falla de Bucaramanga, que durante esta época registra movimientos verticales (*Shagam, en Mattson, 1984, en Reyes et al., 2000*).

Figura 7. Áreas de aporte y sedimentación para el Oligoceno.



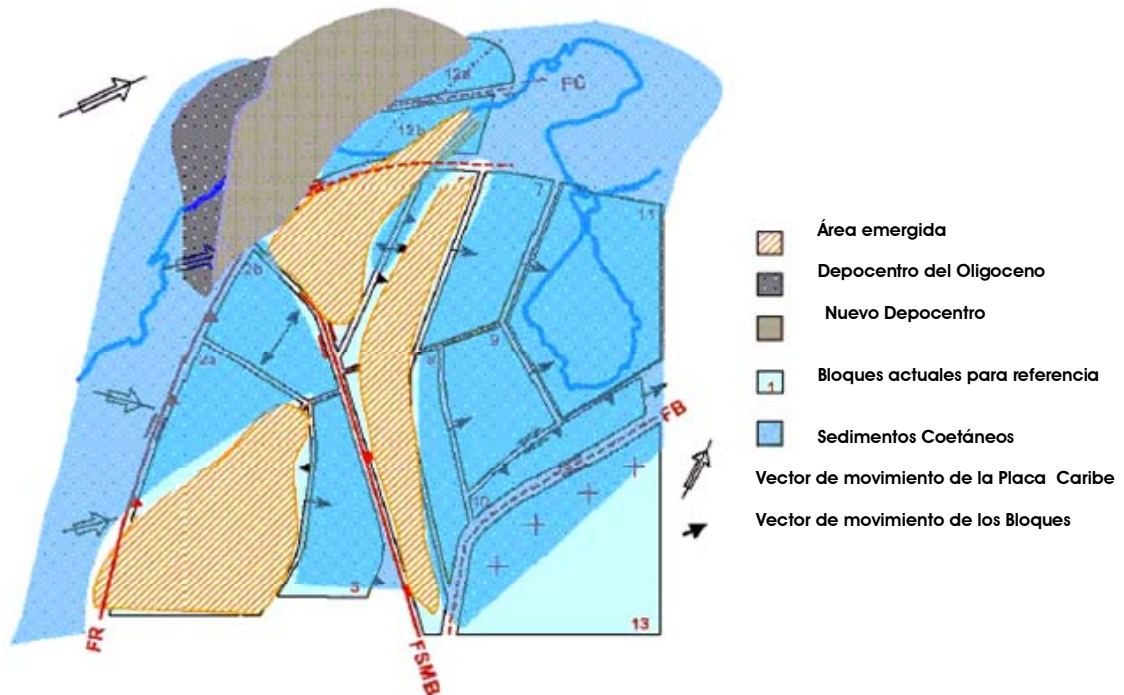
Fuente: De Hernández et al., 2003

El origen de las Cuencas de Plato y San Jorge se explica si se considera que el bloque enmarcado por las Fallas de Bucaramanga y Oca sufrió movimientos de rotación en sentido horario, posiblemente desde el Eoceno Superior, dando origen a la separación en bloques de la plataforma y a la generación de procesos distensivos para el Oligoceno. Las áreas de sedimentación se expandieron, originándose un nuevo depocentro marino (Hernandez et al., 2003).

La tasa de colisión y desplazamiento de la Placa Caribe con respecto a la Suramericana era relativamente baja permitiendo el desarrollo de plataformas calcáreas a principios del Mioceno. Esto corresponde a sucesiones correlacionables con rocas calcáreas en el VIM (Fm Ciénaga de Oro) y en la Guajira (Fm Siamana).

Mioceno (23 Ma – 5 Ma). Durante el Mioceno Inferior se inició una alta tasa de subsidencia y depositación en las Cuencas del norte de Colombia, con desarrollo local de plataformas calcáreas⁴ (Figura 8).

Figura 8. Áreas de aporte y sedimentación para el Mioceno.



Fuente: De Hernández et al., 2003

El mar cubrió completamente las Subcuencas de Plato, San Jorge y el Alto de Cicuco, depositando materiales finos que se desarrollaron en ambientes neríticos a batiales, bajo condiciones de estabilidad tectónica.

El inicio de un nuevo ciclo tectónico fue registrado por un evento erosivo regional, producto del cambio en las condiciones de sedimentación en la cuenca debido probablemente al primer pulso de la Orogenia Andina, inicio del levantamiento de la Sierra Nevada de Santa Marta, Serranía de Perijá y Cordilleras Central y Oriental (Kellogg, 1984, en Reyes et al., 2000) suministrando una alta carga sedimentaria transportada a la cuenca, a través de cañones submarinos

generando depósitos turbidíticos sobre la superficie discordante de la Unidad Ciénaga de Oro. Esta discordancia marca el comienzo de la depositación para la Unidad Porquero.

Los eventos subsidentes se ven reflejados en las sucesivas discordancias al interior de esta unidad, en la parte central de la Cuenca de Plato, donde la inestabilidad producida por la subsidencia provocó una migración del material ya sedimentado hacia las zonas más profundas, registrándose un retrabajamiento interno de los sedimentos previamente depositados.

Estos primeros eventos de la Orogenia Andina fueron el resultado de un aumento en la velocidad de desplazamiento de la Placa Caribe sobre la Placa Suramericana, produciendo a su vez los movimientos de las Fallas de Oca y Bucaramanga.

En la parte superior de la Unidad Porquero, sobre la secuencia turbidítica, se identifica la discordancia del Mioceno Medio, correspondiendo a un segundo pulso tectónico, que registra la somerización de los ambientes en la cuenca marcando el fin de los eventos subsidentes y el comienzo de secuencias progradacionales. La Unidad Porquero finaliza en el Mioceno Medio con depósitos progradantes de ambientes marinos someros, dando paso en el Mioceno Superior a los depósitos agradacionales de ambientes transicionales de la Unidad Tubará.

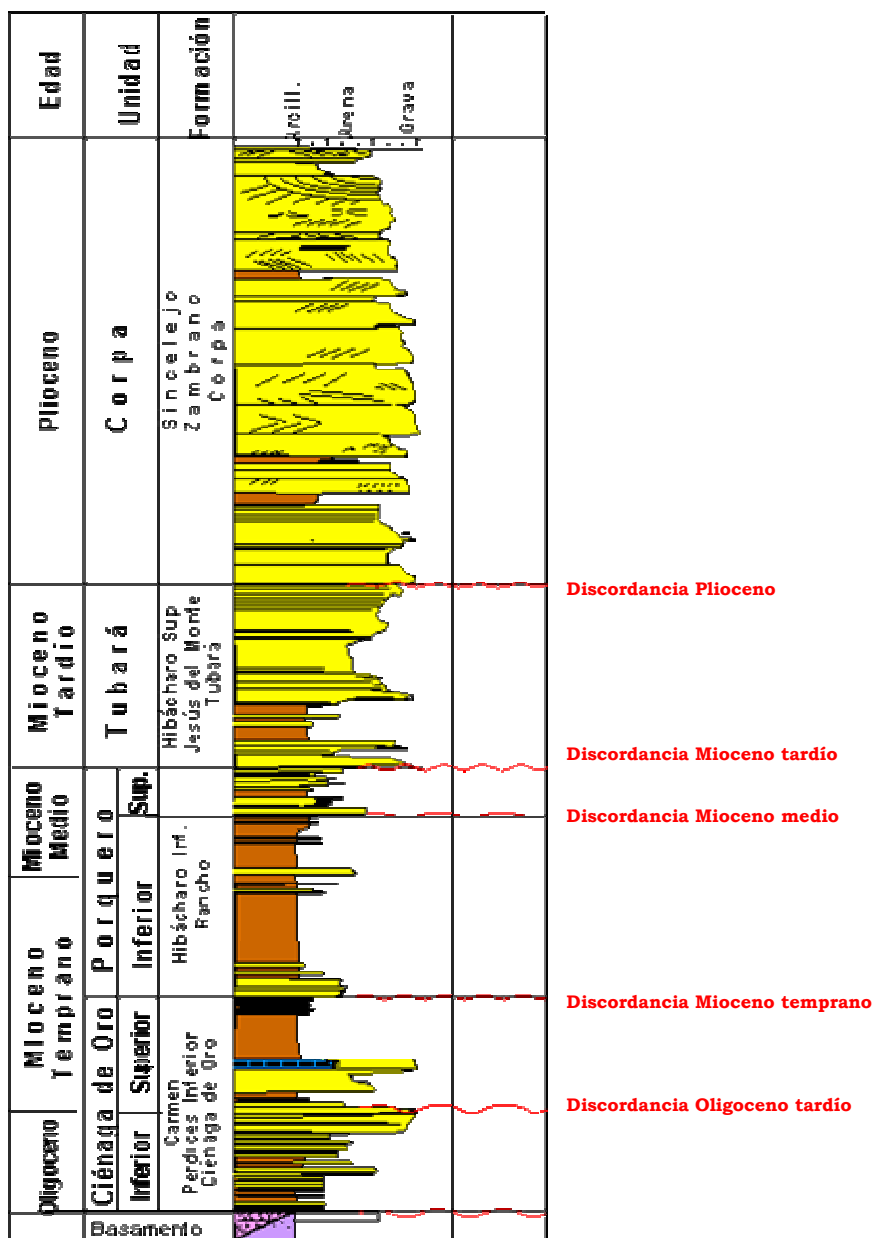
En el Pleistoceno se presentó un incremento en el aporte de los sedimentos continentales, observándose agradaciones de facies de canal característico de la Unidad Corpa en las Cuencas de Plato y San Jorge, cuyos sistemas fluviales atravesaron la cuenca en sentido E-W principalmente hacia la región del Paleocañón del Sucre, así como sedimentación turbidítica y pelágica al W de la Fosa del Sinú.

Durante la etapa mas reciente de la Orogenia Andina se levantaron los Cinturones Plegados de San Jacinto y Sinú, generando a su vez fenómenos de diapirismo sobre el flanco oeste del Fallamiento del Sinú y sedimentación turbidítica a lo largo de su talud (*Duque-Caro, 1979*). De nuevo, al final de este período, se produjo la migración de la zona de subducción hacia el oeste de la cuenca.

Los movimientos de rumbo de las Fallas de Oca y Bucaramanga se combinaron con grandes movimientos verticales, presentándose el cabalgamiento simultáneo del Macizo de Santa Marta sobre estas fallas (*Case y McDonal., 1973, en Reyes et al., 2000*) hasta conseguir las alturas que hoy presentan.

1.4.2 Estratigrafía. La geología de superficie comprende un buen punto de partida sobre el conocimiento en general del área de trabajo. Las secuencias estratigráficas registradas en superficie, permiten ser comparadas con aquellas identificadas en el subsuelo. A continuación se describen las formaciones que se reportan en la zona según *INGEOMINAS (2001)*, y que se relacionan con el registro estratigráfico del Pozo Pivijay-1. Estas formaciones además de formar parte de las Unidades Cronoestratigráficas designadas para la Cuenca del Valle Inferior del Magdalena, por *ECOPETROL-ICP, (2000; Figura 9)*, las cuales serán descritas seguidamente, pueden ser correlacionadas con otras formaciones de áreas cercanas las cuales obedecen a una nomenclatura estratigráfica diferente (Figura 10).

Figura 9. Columna Estratigráfica General del Área de Estudio. Cada Unidad Cronoestratigráfica comprende un número de formaciones que se identifican en cuanto al ambiente de depósito.



Fuente: Modificado de Rueda et al., 2001

Figura 10. Carta de Correlación Estratigráfica.

ÉPOCA	SAN JORGE			ÁREA EL CARMEN	RAASVELDT	ICP - ECOPETROL 2000
	Chevron	Ecopetrol Herrera, 1991	Ecopetrol Aristizabal, 1993	Robertson R., 1985	1953; Bueno 1070	Unidades Cronoestratigráficas
Plioceno	F. Buenavista	F. Sincelejo	F. Corpa	F. Cuesta	Barranquilla	U. Corpa
Mioceno	S	F. Tubará	F. Tubará	F. Rancho	Tubará	U. Tubará
	M	F. Tubará	F. Tubará			U. Porquero Superior
	I	F. Porquero	F. Porquero	F. Porquero	U. Porquero Inferior	
Oligoceno	S	F. Ciénaga de Oro	F. Ciénaga de Oro	F. El Carmen	Hibácharo	U. Ciénaga de Oro Inferior
	M				Perdices	
	I					

Fuente: Modificado de INGEOMINAS, 2003; ECOPETROL-ICP, 2000

Formación Ciénaga de Oro (Oligoceno tardío – Mioceno temprano). Esta unidad no aflora en el área. Se conoce su presencia en el subsuelo por reportes de compañías petroleras. En general, esta formación consta de areniscas alternadas con limolitas intensamente bioturbadas, en capas plano - paralelas.

En la sección San Andrés – Tuchín, Plancha 52 Sahagún, Clavijo J., et al., (1996, en Hernández et al., 2003) reportan la siguiente descripción. Presenta en la base una alternancia de areniscas de grano grueso a fino en capas delgadas, intercaladas con lodolitas bioturbadas. En la parte media se caracteriza por tener areniscas lodosas de grano medio, de color gris moteado intensamente bioturbadas, alternadas con capas delgadas de areniscas y lodolitas, que presentan variedades conglomeráticas. En el tope presentan un paquete de areniscas de grano fino color gris amarillento.

En el subsuelo del área de la Plancha 39 El Dificil se reporta la presencia de la Formación Ciénaga de Oro, cuyas facies son diferentes a las descritas en superficie, los cuales se describen a continuación:

El espesor de esta unidad dentro de la Subcuenca de Plato es muy variable y se ha subdividido informalmente en tres miembros que de base a techo son: arenisca no calcárea, arenisca calcárea y caliza de Cicuco (*Cáceres C., et al., 1975, en Hernández et al., 2003*). La arenisca no calcárea representa la parte inferior de la formación y contiene dos variedades de sedimentos arenosos y algunas delgadas intercalaciones de arcillolitas.

La primera, una arena suelta de incolora a verde y gris claro, compuesta principalmente por cuarzo hialino, con granos angulares a subangulares que varían desde grano medio a muy grueso, algunos granos de cuarzo manchados de verde por la clorita. La segunda, una arenisca gris clara a gris verdosa, de muy fina a fina, granos subangulares a subredondeados con feldespatos, biotita, lítica y materia orgánica finamente diseminada. Las arcillolitas son generalmente verde grisáceas con material carbonoso.

La arenisca calcárea corresponde al miembro intermedio y consta de una alternancia de areniscas, arcillolitas y limolitas. Las arenas son de color blanco gris a gris verdoso, de fina a gruesa con granos de cuarzo hialino, algo de glauconita y cemento calcáreo, material carbonoso, fragmentos de conchas de lamelibránquios, restos de algas y foraminíferos.

Las calizas de El Dificil y Cicuco representan el elemento superior de la formación y está constituida por una caliza tipo arrecifal depositada sobre los altos del basamento. Se presentan variaciones laterales bruscas, pero, en general, se trata de una caliza de color gris clara a gris oscura, textura finamente cristalina, densa y

dura. Contenido fosilífero pobre con algunos moluscos, foraminíferos y restos de algas.

El contacto con las rocas del basamento es discordante y concordante con la Formación Rancho al techo⁴.

Formación Las Perdices (Oligoceno superior – Mioceno medio bajo). La unidad está constituida por lodolitas cuyos colores, dependiendo del estado de alteración, son grises, amarillos y pardo amarillentas. Algunos niveles presentan fisilidad, mientras otros tienen una partición concoidea. La mayor parte de los afloramientos presenta deterioro por erosión, ocultando sus características internas. Son frecuentes las costras de oxidación de color pardo. Se intercalan esporádicas areniscas de cuarzo, de grano fino, amarillas, con laminación plana paralela y en capas delgadas levemente onduladas.

La Formación Las Perdices presenta un contacto claramente discordante con las formaciones infrayacentes San Cayetano, Pendales y Arroyo de Piedra. El contacto superior, con la Formación Hibácharo, es concordante, pero por hallazgos bioestratigráficos se ha determinado un hiato en disposición paraconforme. Se correlaciona con la Formación Carmen del Anticlinorio de San Jacinto.

Formación Rancho (Mioceno tardío – Plioceno temprano). Esta unidad no aflora en el área. Su descripción se hace con base en su presencia en el subsuelo. Se caracteriza por presentar en la base un grueso paquete de sublitarenitas a areniscas arcósicas friables, color verde oliva claro en capas gruesas a muy gruesas interestratificadas con capas delgadas de lodolitas de color verde oliva

⁴ HERNÁNDEZ M., Maldonado I., Gonzalez J., Martinez H., Clavijo J., Reyes G., 2003, Geología de las Planchas 25 Fundación, 32 Monterrubio y 39 El Difícil, Memoria Explicativa, Escala 1:100000, INGEOMINAS, Bogotá, D.C.

claro, contactos netos entre capas, plano paralelos, con un aumento de las areniscas y laminas arenosas entre las arcillolitas a lodolitas hacia el tope de la sección. En el contacto con las arcillolitas se observan esporádicamente restos de plantas y foraminíferos bentónicos. En la parte superior de este segmento predominan las arcillolitas en capas gruesas a muy gruesas y esporádicamente capas tabulares de areniscas de grano fino a medio, contactos plano paralelos a onduloso paralelos, concreciones arenosas calcáreas con diámetros de 0,2 a 1 m, esporádicamente presenta restos vegetales, color verde oliva grisáceos.

El contacto con la formación infrayacente Ciénaga de Oro no está bien documentado, pero se considera concordante y su contacto con la formación suprayacente Jesús del Monte está documentado como discordante en Duque-Caro H., (1996, en Hernández et al., 2003).

Formación Hibácharo (Mioceno medio). La unidad está conformada por cuatro segmentos que se describen de base a techo, así: el Segmento 1, está constituido por lodolitas grises y amarillas (por alteración), con laminación plana - paralela, físoles, en capas delgadas y medias. Son frecuentes costras de oxidación interestratificadas. Se intercalan areniscas de grano fino, sublíticas, color amarillo claro, deleznales, en capas delgadas y medias continuas.

El Segmento 2, está conformado por limolitas negras carbonosas, cuyo color de alteración es amarillo claro, físoles, macizas y con esporádica laminación plana a levemente ondulosa. Se presentan intercalaciones de areniscas de grano fino, sublíticas, con cemento silíceo, buena selección, masivas, y en capas delgadas cuneiformes. También hay intercalaciones de lodolitas negras en capas delgadas y costras de oxidación interestratificadas.

El Segmento 3, está constituido por lodolitas grises y amarillas claras, físoles, en láminas planas – paralelas, y capas delgadas y medias continuas, limolitas negras,

físiles, en capas delgadas a gruesas muy fracturadas e intercalaciones de arenisca de cuarzo, de grano fino, cemento silíceo, moderada selección, en capas delgadas planas y cuneiformes. Se encuentra capas gruesas, bioclásticas, con conchas gruesas especialmente de bivalvos, y costras de oxidación interestratificadas. El techo de este segmento está compuesto por lodolitas.

El Segmento 4, está constituido por areniscas cuarzosas, de grano fino, con cemento calcáreo, bien seleccionadas, masivas, en capas medias, intercalaciones de lodolitas negras, físiles, en capas delgadas, y calizas de color amarillo claro, con conchas de bivalvos, en capas delgada, y medias. En toda la secuencia a menudo se encuentran láminas de yeso diseminado.

Se determinó como infrayacente la Formación Las Perdices, con un contacto aparentemente concordante, pero con un hiato entre las dos, y el límite superior de la Formación Hibácharo con la Formación Tubará, de tipo discordante. La Formación Hibácharo se correlaciona con la Formación Rancho del Anticlinorio de San Jacinto⁵.

Formación Jesús del Monte (Mioceno inferior). Como base de esta Formación Jesús del Monte, se tomó un conjunto de areniscas denominadas areniscas de Mandatú, que aquí se toma como Miembro Mandatú. Está constituido por areniscas arcósicas micáceas en capas gruesas a muy gruesas, con impresiones de hojas y concreciones métricas de areniscas calcáreas, contactos plano paralelos y algunas veces erosivos, interestratificados con limolitas gris verdosas en capas delgadas. Dentro de este miembro es característico un grueso paquete de areniscas de grano medio a grueso en capas tabulares gruesas a muy gruesas, con concreciones métricas de areniscas calcáreas y concreciones arcillosas color gris verdoso.

Suprayaciendo este miembro se encuentra un predominio de arcillolitas y limolitas. Son arcillolitas de color pardo verde, en capas gruesas a muy gruesas, interestratificadas con capas finas a medias de limolitas y capas medias a gruesas de arcosas líticas calcáreas con glauconita, contactos plano paralelos y ondulado paralelos. Las limolitas presentan estratificación interna plana paralela, concentración de granos de cuarzo tamaño arena media y láminas de moscovita en la misma dirección de la estratificación interna.

En la base de la anterior secuencia se presenta un grueso paquete de arcillolita gris verde oliva y estratificación ondulosa discontinua y presencia por sectores de areniscas finas y limolitas. En el tope se caracteriza por un paquete de arcillolita gris verde oliva amarillenta, con delgados lentes limosos y arenosos interestratificados con capas finas a muy finas de areniscas líticas calcáreas friables de color verde oliva grisáceo.

El contacto superior con la Formación Zambrano es discordante. Existen evidencias regionales, tanto estratigráficas como bioestratigráficas que muestran un contacto discordante (*Duque-Caro et al., 1996, en Hernández et al., 2003*).

Formación Tubará (Mioceno tardío – Plioceno). Las mejores exposiciones de la unidad son las secciones de La Cordialidad y del Arroyo Gallinazo, que se describen a continuación. La primera sección es representativa de la parte inferior de la Formación Tubará. Se subdividió en tres segmentos de base a techo, así:

El Segmento 1 está constituido por areniscas cuarzosas de grano fino, blancas, con cemento calcáreo a la base y silíceo al techo, con buena selección, en capas medias a muy gruesas, planas, ocasionalmente cuneiformes macizas y, en ocasiones, con laminación ondulosa. Hacia el techo se intercalan lodolitas grises a amarillas muy alteradas, en capas delgadas.

El Segmento 2, está constituido por areniscas de cuarzo de grano fino, blancas y amarillas por alteración, con cementos silíceos, en capas medias y gruesas onduladas con laminación interna también ondulosa. Se intercalan lodolitas negras carbonosas y grises, físciles, en capas delgadas.

El Segmento 3, está constituido en la base por areniscas de cuarzo, con algún contenido de fragmentos líticos y conchas de bivalvos. Son de grano grueso a conglomeráticas, blancas a amarillas, con moderada selección, en capas gruesas. Hacia el techo se presentan areniscas de cuarzo, de grano fino, ocasionalmente grueso, blancas, de moderada selección, con cemento silíceo, en capas gruesas con estratificación cruzada, algunas con laminación plana.

La segunda sección se subdividió en tres segmentos. El Segmento 1, está constituido por arenitas arcóscicas de grano medio a grueso, cuya composición es de 35% de cuarzo, 35% de feldespatos y 30% de líticos (chert, limolita y bioclastos). Los granos son angulares a subredondeados. Hacia la base se alternan areniscas conglomeráticas y conglomerados con clastos de cuarzo lechoso, limolitas silíceas, chert negro y rocas ígneas porfíricas, en matriz arenosa, en capas planas, estratificación cruzada y con costras ferruginosas lenticulares. El Segmento 2, está constituido por areniscas arcóscicas de grano medio a muy grueso, de color gris a amarillo blancuzco, en capas planas paralelas, con intercalaciones de arcillolitas yesíferas gris oscura y lodolitas calcáreas fosilíferas. El Segmento 3, está constituido por litoarenitas de grano medio, de color gris verdoso, en capas gruesas e intercalaciones de lodolitas silíceas grises y lentes de conglomerados. Hacia el techo, las areniscas son conglomeráticas mal seleccionadas. Los granos son redondeados, en una matriz de areniscas de grano medio.

La Formación Tubará yace discordante sobre la Formación Hibácharo, mientras que el techo se encuentra cubierto discordantemente, bien por las Gravas de

Rotinet, o por depósitos cuaternarios. Se correlaciona con la Formación Zambrano del Anticlinorio de San Jacinto.

Unidades Cronoestratigráficas. Aparte de las descripciones litoestratigráficas de *INGEOMINAS (2003)*, existe una diferenciación de la secuencia en 'Unidades Cronoestratigráficas' limitadas por discordancias, lo cual facilita su identificación en líneas de reflexión sísmica y simplifica la diversidad de nomenclatura existente en el área. De base a techo, se registran las siguientes Unidades Cronoestratigráficas según *ECOPETROL-ICP, 2000*⁵.

Basamento (Paleozoico? – Cretáceo Tardío). Con características de corteza continental (Placa Suramericana) específicamente para las Subcuencas de Plato y San Jorge (*Dueñas, 1986, en Rueda et al., 2001*). Se reportan rocas metamórficas, ígneas intrusivas y extrusivas de composición en general intermedia (Granodioritas hasta Sienogranitos) (*ECOPETROL-ICP, 2000, en Rueda et al., 2001*).

Unidad Ciénaga de Oro (Oligoceno – Mioceno Temprano). Se interpretan depósitos marinos y Fluvio-deltáicos en Plato y San Jorge. Para el Mioceno Inferior, los paleoaltos existentes fueron cubiertos con sedimentos de Llanuras costeras y calizas de plataforma, en tanto que en las depresiones de Plato y San Jorge hubo desarrollo de frentes deltáicos y probablemente bahías. Para la parte alta del Mioceno Inferior, depósitos lodosos de plataforma cubrieron los anteriores sedimentos. El contacto con la suprayacente unidad Porquero es discordante. Entre las Formaciones que incluye esta unidad, están la Formación Carmen, Ciénaga de oro y Perdices Inferior.

⁵ RuEda M., Reyes J. P., Gonzalez J., Mantilla M., Gómez P., 2001, Evaluación del Sector Atlántico y su Prospectividad, ACIPET, IX Congreso Colombiano del Petróleo, Bogotá, D.C.

Composicionalmente esta unidad está constituida por rocas siliciclásticas localizadas en la base, las cuales no siempre están presentes y rocas mixtas a puramente calcáreas hacia el tope.

Unidad Porquero Inferior (Mioceno Tardío –Mioceno Medio). Esta unidad incluye entre otras a las Formaciones Rancho e Hibácharo Inferior. Volúmenes enormes de sedimentos, producto de la erosión del basamento y los sedimentos de la Unidad Ciénaga de Oro, fueron transportados y depositados en la cuenca de una manera no confinada, siendo interpretados como pertenecientes a un sistema de corrientes de turbidez, que generó la incisión de valles submarinos principalmente desarrollados en el depocentro de Plato. Entre los ambientes interpretados en esta unidad se identifican ambientes de talud, slope fan, y plataforma. Este último se observa principalmente hacia el extremo oriental y sur de la cuenca. El contacto con la unidad suprayacente es discordante, localmente concordante.

Unidad Porquero Superior – Tubará (Mioceno Medio - Plioceno). Corresponde a depósitos de mares someros (deltáicos), llegando hasta fluviales indicando la somerización de la cuenca. El tope de esta Unidad lo marca la discordancia del Mioceno Tardío/Plioceno Inferior, la cual refleja los pulsos finales de la Orogenia Andina y la base la constituye la superficie erosiva correspondiente a la discordancia del Mioceno Medio. En esta unidad están incluidas entre otras, las Formaciones Hibácharo Superior, Tubará y Jesús del Monte.

Composicionalmente, la Unidad Porquero registra areniscas que varían de Litoarenitas a Arcosas. Los líticos son predominantemente de origen volcánico (Riolitas y Andesitas). Proporciones poco considerables de líticos plutónicos y trazas de líticos metamórficos⁶.

Unidad Corpa (Plioceno - Pleistoceno). Conformada por depósitos continentales principalmente fluviales, que hacia el oeste de la cuenca pasan a ser deltáicos. Entre las Formaciones que incluye esta unidad están Sincelejo, Zambrano y Corpa.

1.4.3 Geología Estructural. La zona en superficie donde se encuentra ubicado el Pozo Pivijay-1 no presenta estructuras considerables (Figura 11).

Sin embargo, al noroeste se encuentra el trazo del sistema de Fallas de Romeral, rasgo importante en la evolución estructural de la cuenca del Valle Inferior del Magdalena.

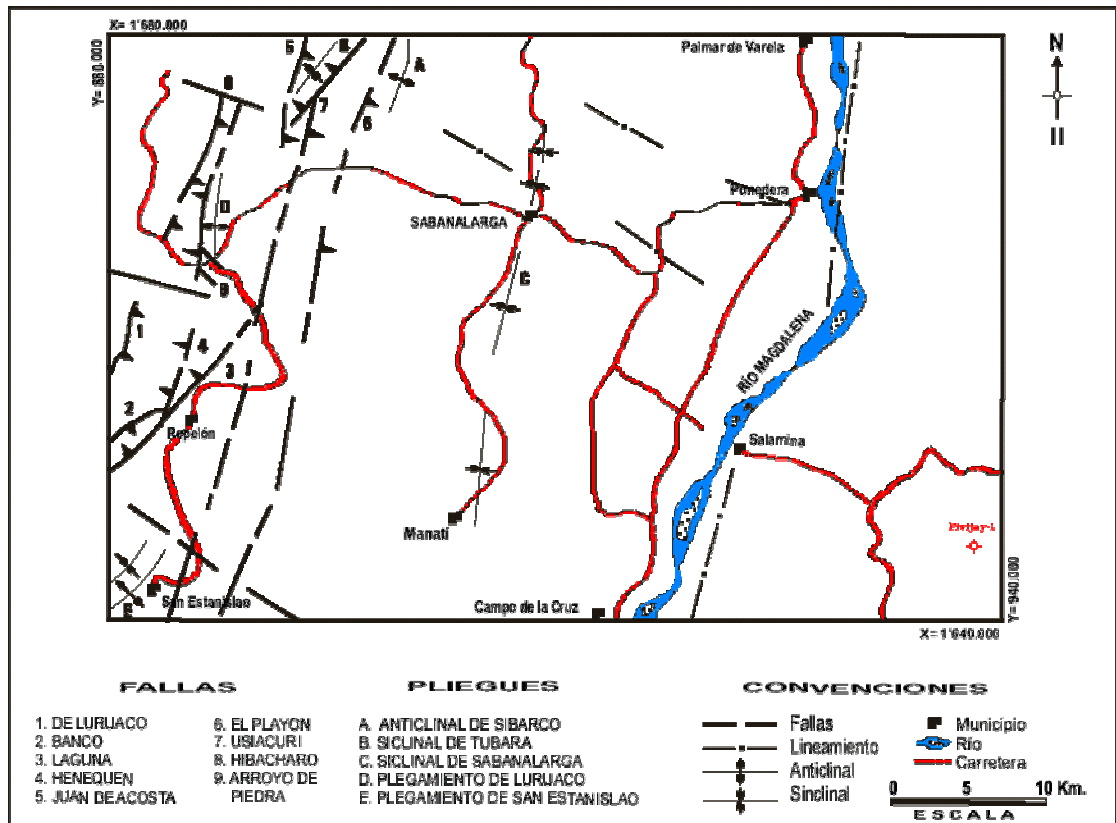
Respecto a las fallas y pliegues más cercanos al pozo Pivijay-1, se encuentran al noroeste y presentan un rumbo en general en dirección noreste. Según INGEOMINAS (2000), en la zona ubicada al noroeste del pozo Pivijay-1, es posible distinguir dos sectores con procesos deformativos característicos. El sector occidental, limitado al oriente por la falla El Playón (Figura 11), presenta alta deformación tectónica, en la cual hay un predominio de las fallas sobre el plegamiento.

El fallamiento es inverso, y por la geometría que muestra, corresponde a un sistema de cabalgamiento, imbricado, con vergencia predominantemente hacia el oeste (*Mc Clay, 1992, en Rueda et al., 2001*).

El sector oriental se encuentra menos deformado. Como estructura importante, se destaca el Sinclinal de Sabanalarga. El lineamiento del río Magdalena en dirección N10°E y otros lineamientos menores en dirección NW. El dominio de fallamiento inverso lleva a interpretar un estilo tectónico compresivo para el área, en dirección NW-SE, que presenta su zona axial en el sector occidental, reflejado en una deformación alta. El sector oriental, por estar alejado de la zona axial, y

por presentar unidades litoestratigráficas más jóvenes, no sufrió una deformación tan intensa. En este sector, es donde se encuentra ubicado el pozo Pivijay-1.

Figura 11. Rasgos Estructurales al Noroeste del Pozo Pivijay-1.



Fuente: Modificado de Hernández et al., 2003

2. METODOLOGÍA PARA LA CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA DEL POZO PIVIJAY - 1

Este capítulo se refiere a la metodología usada para la descripción de los rípos y registros eléctricos del pozo Pivijay-1, los cuales fueron el punto de partida para los análisis sedimentológico y de subsidencia.

2.1 ANÁLISIS DE FACIES A PARTIR DE LOS REGISTROS ELÉCTRICOS DE POZO

El estudio de las facies y su distribución o asociación en la secuencia lateral y vertical es el único modo de establecer el ambiente de depósito. Por tal razón, Pirson, (1970, 1977, en Serra), asocia las facies y los ambientes de depósito a formas características de las curvas observadas en varios registros eléctricos de pozo. Cada registro de pozo proporciona -en mayor o menor grado- alguna información acerca de la composición mineralógica, la textura y las estructuras sedimentarias. Los registros reproducen un panorama de las facies el cual es definido como una electrofacies. Una electrofacies, según Serra, (1985), es el “conjunto de las respuestas de los perfiles (registros) que caracteriza a un estrato y permite distinguirlo de otros”. Todas las respuestas de los perfiles, indican aspectos cuantitativos, cualitativos los cuales forman parte de las componentes de la electrofacies⁶.

El objetivo de este análisis es describir las formaciones atravesadas durante la perforación, mediante sus respuestas en los perfiles de pozo, y reconocer las distintas electrofacies fundamentales, así como analizar su asociación vertical con otras secuencias y por lo tanto poder deducir su evolución lateral.

⁶ SERRA O., 1985, Análisis de Ambientes Sedimentarios mediante Perfiles de Pozo, Schlumberger.

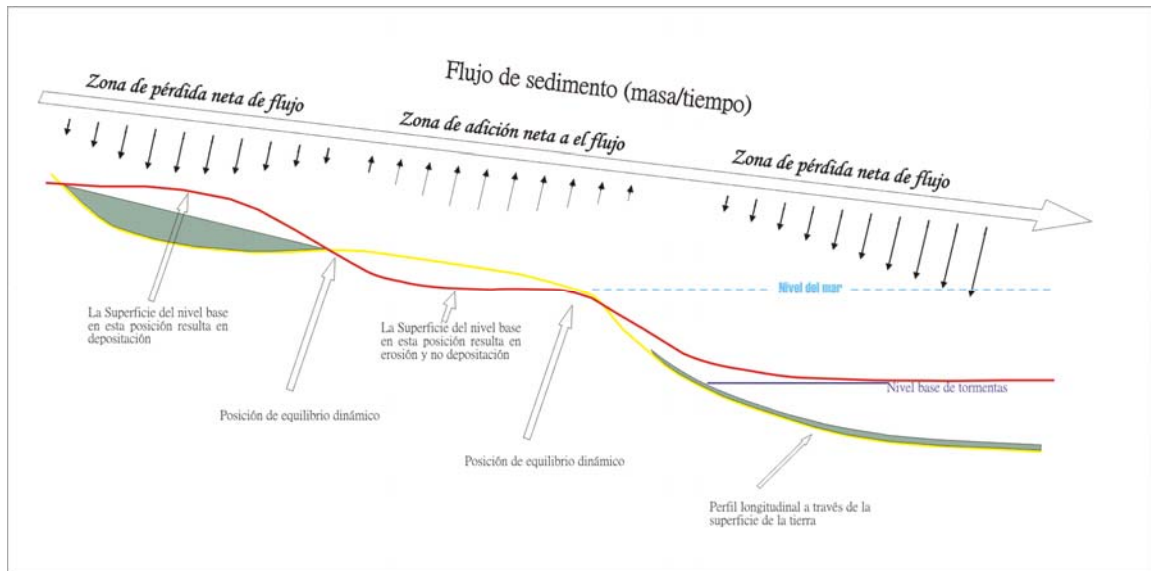
Reconstruir los modelos de electrofacies ayuda a definir los ambientes sedimentarios. Una forma sencilla de definir electrofacies consiste en analizar visualmente la amplitud de las variaciones de las curvas en los perfiles disponibles. Realizando comparaciones arriba y abajo de una porción de la curva seleccionada, se puede determinar si existe un patrón de deflexiones y si este se repite o simplemente cambia. A cada electrofacies le será atribuible un conjunto de términos derivados de la descripción sedimentológica de cada intervalo analizado. Las respuestas de los perfiles frente a diversas litologías, han sido estandarizadas con el objeto de tener una idea generalizada y minimizar la incertidumbre asociada a dicha correlación.

2.2 RELACIÓN ESPACIO DE ACOMODACIÓN – SUMINISTRO DE SEDIMENTO (A/S)

La relación A/S se encuentra predeterminada por un nivel imaginario denominado 'nivel base' (Figura 12). El nivel base según Wheeler, (1964, *en Cross, 1992*), es una superficie abstracta, no horizontal, ondulada, continua que sube y cae con respecto a la superficie de la tierra. La dinámica presentada por el nivel base, permite la acumulación de sedimentos de tal forma que en tiempos de subida del mismo, se traduce en un aumento en A/S y en tiempos de caída, disminución en A/S. Estos procesos, en conjunto, se interpretan como una secuencia genética, la cual es una unidad estratigráfica agradacional/progradacional que contiene los sedimentos acumulados durante los dos ciclos (agradacional y progradacional).

El espacio de acomodación es entonces, el volumen que se forma entre el fondo de depositación y la superficie del nivel base, en el cual se acumula sedimento. En condiciones de alta A/S, se crea más espacio y es posible que los elementos geomorfológicos se preserven sobre la superficie de acumulación. En el caso contrario, los elementos geomorfológicos originales son parcialmente remplazados por otros. Esto se conoce como canibalismo, truncación y amalgamiento.

Figura 12. Nivel base como una superficie imaginaria (color rojo). Fluctúa hacia arriba y hacia abajo con respecto a la superficie de la tierra (color amarillo).



Fuente: De Cross, 1992.

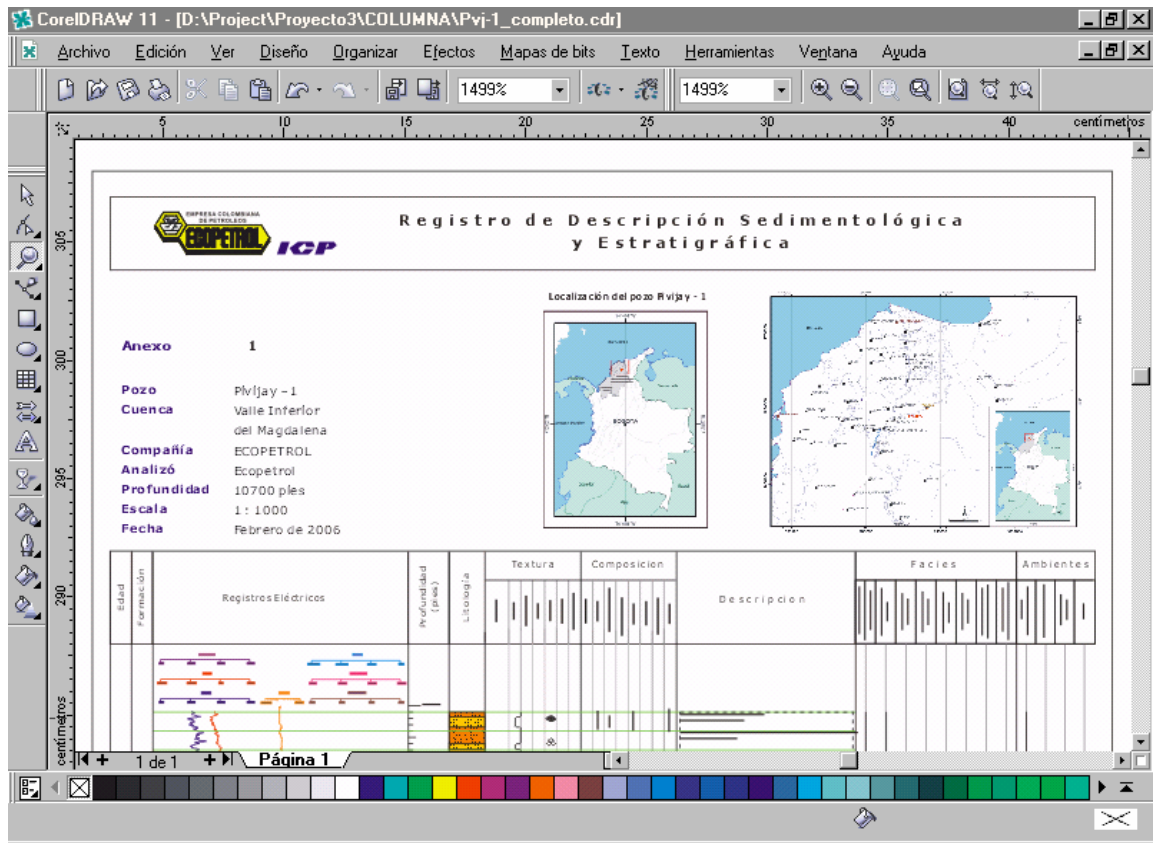
2.3 METODOLOGÍA DE DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS DE ZANJA SECA

Para el pozo Pivijay-1 se dispuso de muestras cada 30' desde los 2110' hasta los 8000', y cada 10' desde la profundidad de 8000' hasta los 10670'. Para el intervalo 8840' - 9620', no se tuvo disponibilidad de muestras de zanja seca. El intervalo 10683' a los 10700' comprende muestras de basamento cristalino, el cual se encuentra corazonado.

Las descripciones sedimentológicas se consignaron en un formato diseñado para este estudio, el cual consta de las siguientes columnas (Figura 13):

- | | |
|-------------------------|----------------|
| a. Edad | g. Composición |
| b. Formación | h. Descripción |
| c. Registros Eléctricos | i. Facies |
| d. Profundidad | j. Ambientes |
| e. Litología | |
| f. Textura | |

Figura 13. Encabezado del Anexo 1. Formato de Descripción Sedimentológica y Estratigráfica



Fuente: Autora del proyecto

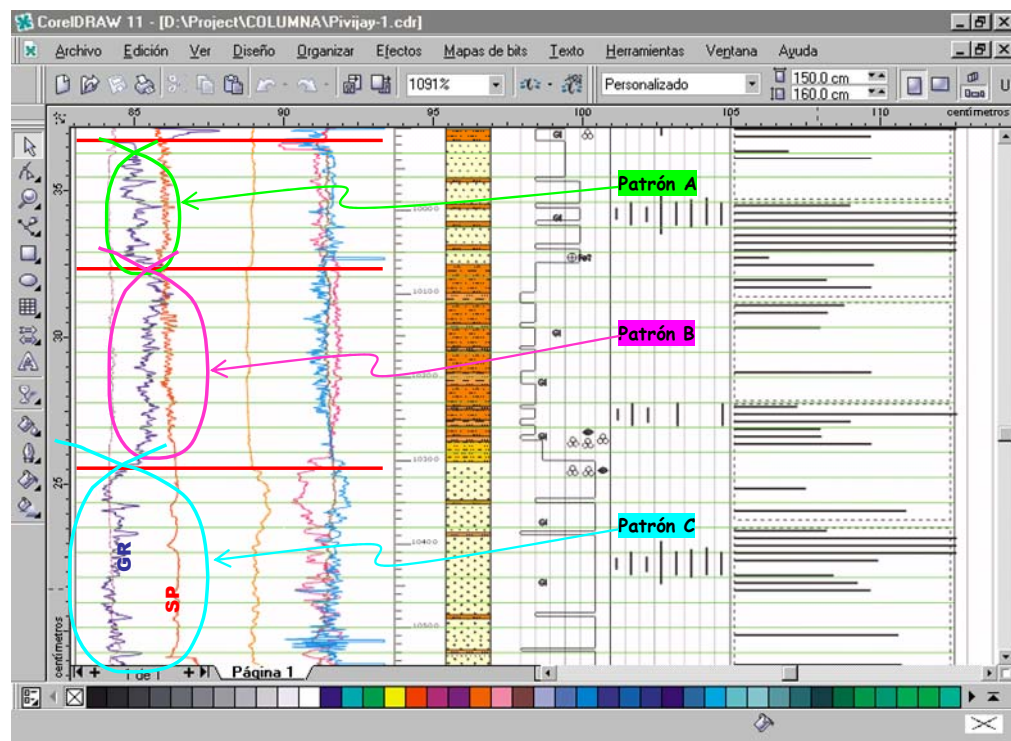
La elaboración de la columna siguió la metodología descrita a continuación:

1) Selección de intervalos mayores con base en la revisión del registro *Gamma Ray*. El registro *Gamma Ray* mide las emisiones naturales de rayos gamma de las formaciones radioactivas. A partir de este registro se discriminaron zonas homogéneas o intervalos con patrones de deflexiones distintos que permiten inferir un tamaño de grano relativamente constante. (Figura 14). Las tendencias mostradas suministraron una idea del tipo de litología presente.

2) Calibración inicial de los intervalos mayores con sus respectivas muestras. El objeto de este paso fue comparar la respuesta del registro *Gamma Ray* con las muestras de zanja seca correspondientes a cada intervalo. Esta comparación fue útil para calibrar el tamaño de grano de cada intervalo mayor con el registro *Gamma Ray*. Para este propósito fue necesario definir la Línea Base de Shale en el registro *Gamma Ray* (Figura 15). Esta línea indica el nivel en la escala del registro a la derecha del cual se asume que la litología es predominantemente arcillosa.

3) Descripción de las muestras de zanja. En este trabajo se describieron 187 muestras de zanja seca, disponibles en la Litoteca Nacional de Colombia en Piedecuesta, Santander, para el pozo Pivijay-1. Para esta descripción se usó la metodología detallada en la Figura 16.

Figura 14. Diferenciación de Zonas Homogeneas o Patrones de Deflexiones.



Fuente: Autora del proyecto

Una vez fueron descritas todas las muestras, se tomaron las descripciones y se ajustaron a los patrones de deflexiones diferenciados. El propósito fue identificar componentes litológicos provenientes de niveles superiores, lo cual se hizo en casos en los que la respuesta del registro no concordaba con la descripción de la muestra de zanja. Se observó que en algunos casos, la litología de la muestra no estaba representada en el registro.

Figura 16. Procedimiento utilizado para la descripción de las muestras de zanja seca del Pozo Pivijay-1.



Fuente: Autora del proyecto

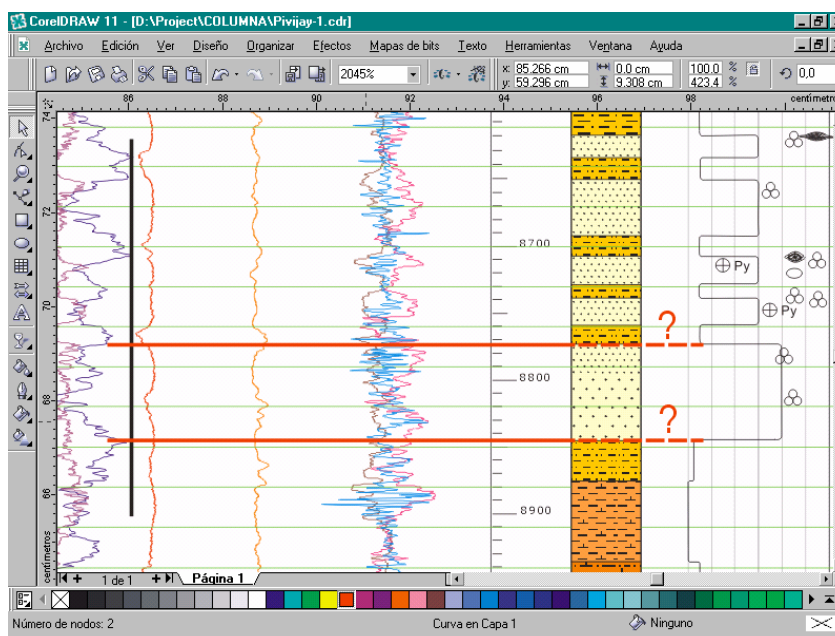
En estos casos, se asumió que la respuesta del registro era más confiable que la de la litología de las muestras de zanja seca, pues el registro no tiene la

incertidumbre en posición que tienen las muestras de zanja.

4) Determinación de la litología para el intervalo carente de muestras de zanja seca. Fue necesario tomar la descripción litológica que aparece en el registro gráfico compuesto para el intervalo 8840' – 9620'.

5) Elaboración de la columna gráfica sedimentológica. Esta columna representa la descripción sedimentológica obtenida a partir de las descripciones de los rípios. Cada nivel litológicamente diferenciable se dedujo a partir de los patrones de deflexiones discriminados principalmente en el registro *Gamma Ray*. Su respuesta, se comparó con la de los otros registros de tal manera que se obtuviera una información más confiable. Aunque esta metodología permite identificar litologías para intervalos discretos, no permite describir los contactos entre capas, los cuales aunque se representan como contactos netos en la gráfica, no fueron en realidad caracterizados (Figura 17).

Figura 17. Ausencia de Contactos entre Niveles Litológicamente Diferenciables.



Fuente: Autora del proyecto

6) Las facies se definieron con base en la descripción sedimentológica. Una vez se representó gráficamente la descripción de las muestras en el formato de la columna, y habiendo diferenciado previamente los elementos texturales, composicionales y estructurales particulares para cada litología, se establecieron las sucesiones faciales de forma general.

Finalmente, se interpretaron ambientes sedimentarios a partir de las sucesiones faciales, y usando como segundo criterio las electrofacies encontradas. Para la determinación de ambientes se usó la caracterización ambiental según Reineck, (1985).

3. SUBSIDENCIA

3.1 INTRODUCCIÓN A LA TEORÍA DE SUBSIDENCIA TECTÓNICA

La subsidencia de una cuenca, o de su basamento, se refiere a la historia de los movimientos tectónicos que han causado hundimiento del mismo. La subsidencia por lo tanto, considera además de los aspectos geodinámicos, los efectos debidos a la carga de sedimentos y de agua. La subsidencia total es la suma de el efecto de carga de agua y sedimentos más el efecto tectónico (subsidencia tectónica).

La subsidencia tectónica es entonces, aquella que experimenta la cuenca o el basamento por efecto de fuerzas tectónicas. La técnica que permite separar la subsidencia debida a la tectónica y a la carga de sedimentos es conocida como *Backstripping* (Watts y Steckler, 1978, en Allen y Allen, 1990). Esta técnica permite trazar, a lo largo del tiempo geológico, la profundidad a la cual el basamento debería estar en ausencia de carga por sedimentos agua (Watts, 2001, en Allen y Allen, 1990).

3.2 MECANISMOS PRIMARIOS RESPONSABLES DE LA SUBSIDENCIA⁷

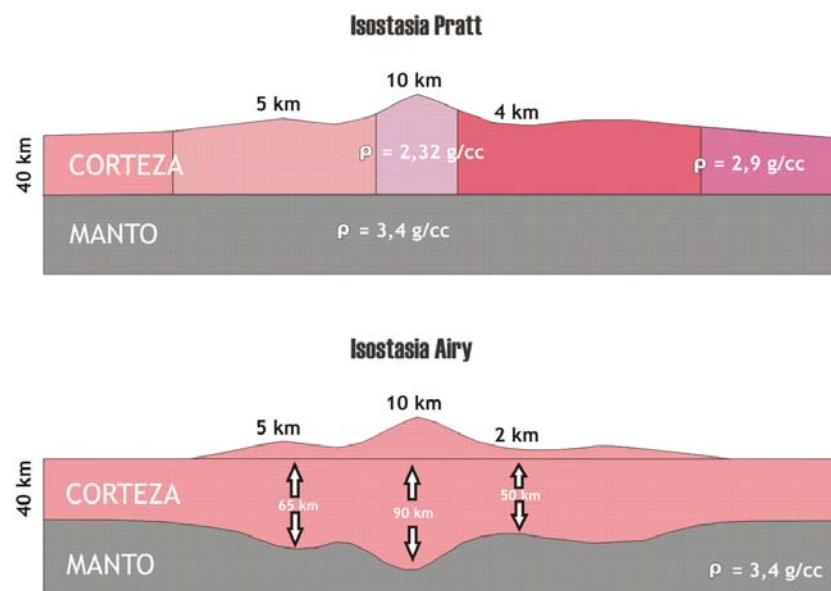
3.2.1 Isostasia. La aplicación del principio de Arquímedes a la tierra, sugiere que los continentes son sostenidos por una fuerza igual al peso que desplaza el manto (Tourcotte y Schubert, 1982, en Antevine et al., 1990).

Dos hipótesis son manejadas respecto a la isostasia: la hipótesis de Airy y la de Pratt. Airy propone que todos los bloques que forman la corteza terrestre tienen

⁷ Antevine, C., Heller, P., Paola, C., 1990, Quantitative Sedimentary Basin Modeling, AAPG, Oklahoma.

más o menos la misma densidad y los que tienen mayor altura deben tener también mayor profundidad para mantener el equilibrio, mientras que Pratt sostiene que los bloques que forman el relieve terrestre como cordilleras, llanuras o depresiones; tienen en el fondo un nivel de compensación aunque en la superficie tienen alturas diferentes, por lo cual cada bloque debe tener densidad muy diferente (Figura 18).

Figura 18. Compensación Isostática de la corteza Pratt versus Airy.



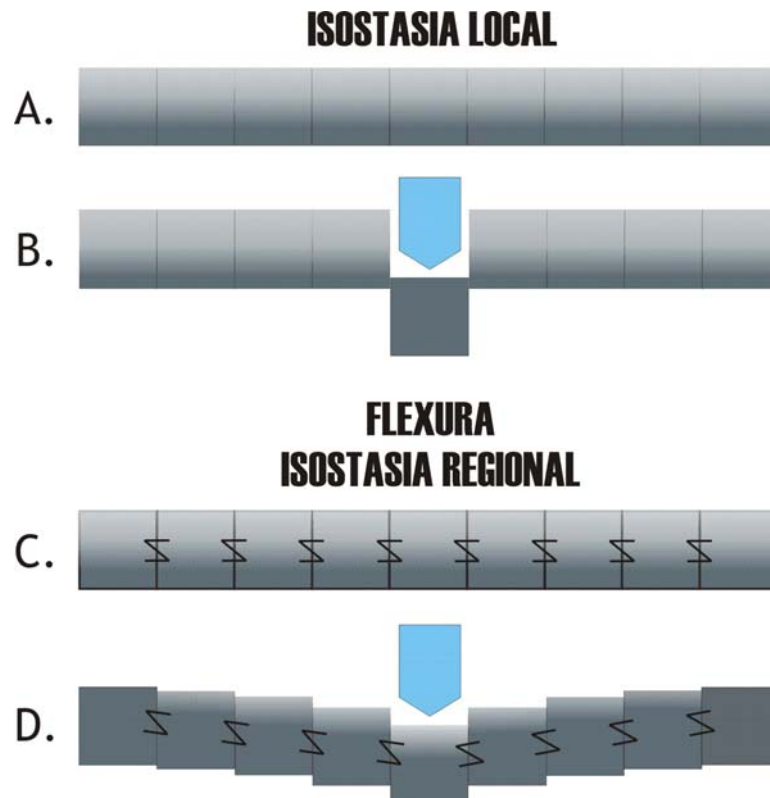
Fuente: Modificado de Antevine et al, 1990

La isostasia será un importante factor en la subsidencia de una cuenca si existe un cambio de espesor o densidad de la columna cortical.

3.2.2 Flexura. La isostasia asume una compensación local como si la tierra estuviera formada por una serie de pistones flotantes independientes (Figura 19 A y B) y los pistones adyacentes son compensados a una profundidad en común. Sin embargo, la litosfera tiene una fuerza finita y por lo tanto, es relativamente

rígida. Cuando una carga es colocada sobre la litosfera, la placa se dobla como un tablón elástico (Figura 19 C y D).

Figura 19. Comparación conceptual de isostasia local versus flexura (isostasia regional).



En isostasia local (A), la litosfera esta compuesta por bloques separados. Al colocar una carga sobre la superficie de la tierra (B), solo el bloque inmediatamente debajo de la carga subsidie. Realmente, la tierra tiene una fuerza lateral (C), como si los bloques estuvieran unidos entre si por resortes. El emplazamiento de una carga sobre la superficie causa subsidencia (D), pero es compensada por un área grande debido a la rigidez de la litosfera.

Fuente: Modificado de Antevine et al., 1990

El manto subyacente es desplazado siguiendo el principio de Arquímedes. La placa doblada es mantenida a flote por el peso del manto desplazado. La región

por debajo de la carga es sostenida por la fuerza de la litosfera circundante, y ésta es mantenida abajo por el peso de la carga. El efecto total es que la región entera se afecta por flexura para estar en balance isostático regional.

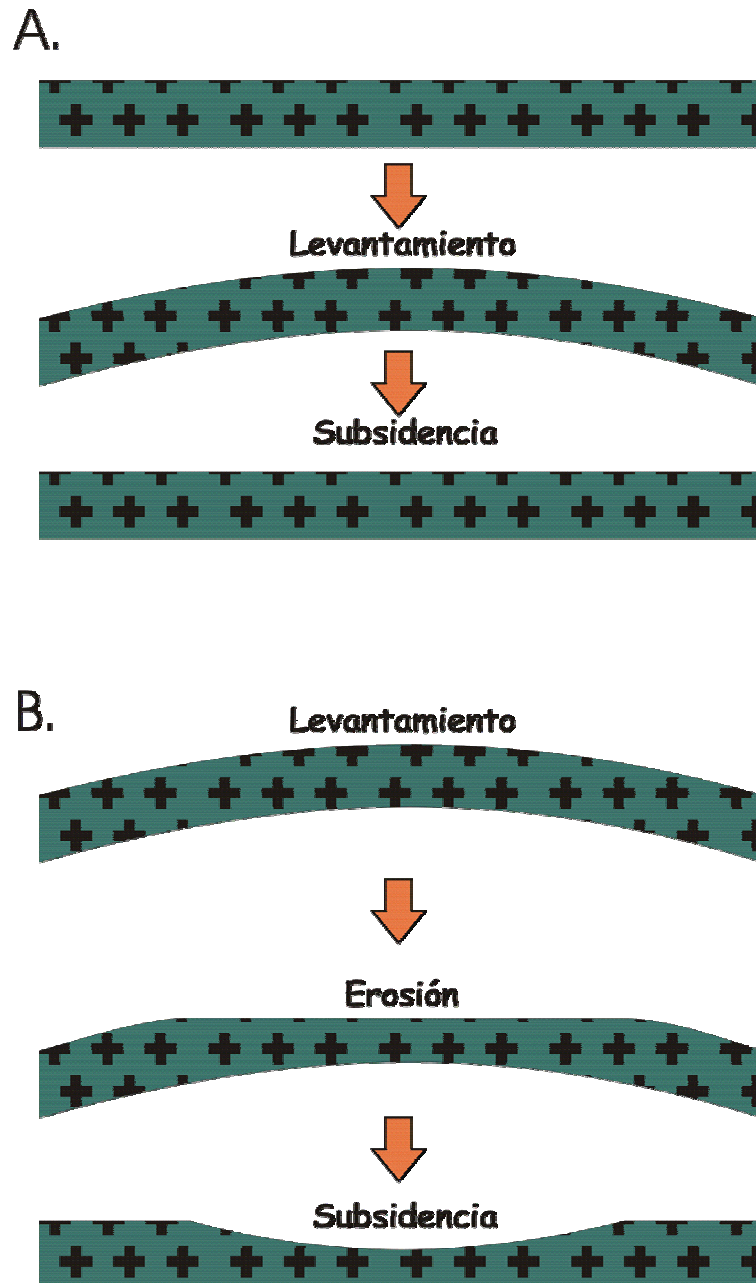
3.2.3 Termal. Los efectos termal permiten la subsidencia por cambio en la densidad de la estructura de la litosfera ocasionando una variación en el balance isostático. La litosfera puede calentarse considerablemente de manera rápida (por intrusiones, por ejemplo) y se enfría lentamente por conducción. Si la conducción es el medio primario de enfriamiento, ésta se enfría primero como una función de la raíz cuadrada del tiempo ($t^{1/2}$), y entonces después de unos décimos de millones de años se enfría de forma exponencial ($e^{-t/\tau}$). Como la litosfera se enfría, subsidencia debido a que la roca más fría es más densa y menos flotante que la roca caliente.

La cantidad total de subsidencia durante el enfriamiento es exactamente igual a la cantidad total del levantamiento al momento del calentamiento. Esto significa que no hay subsidencia neta (Figura 20 A). Otros eventos deben ocurrir para crear una cuenca por procesos termal. Tales procesos incluyen erosión de áreas levantadas (Figura 20 B), espesamiento del manto durante el enfriamiento, o adelgazamiento de la corteza.

3.3 ANÁLISIS GEOHISTÓRICO

La aplicación de técnicas cuantitativas a los análisis geológicos de cuencas sedimentarias, es denominado *análisis geohistórico* (Van Hinte, 1978, en Allen y Allen 1990). Este tiene por fundamento, la decompactación de las unidades estratigráficas a sus espesores correctos en el tiempo de interés.

Figura 20. Aspectos asociados con la Perturbación Termal. (A) Evento Termal solo. (B) Evento Termal con Erosión.



Fuente: Modificado de Antevine et al., 1990

Se parte del hecho que la geohistoria describe la trayectoria de enterramiento de la columna sedimentaria de un pozo con respecto al nivel del mar (*Van Hinte, 1978; Sclater y Christie, 1980, en Guidish et al., 1984*).

Esta trayectoria de enterramiento es deducida de datos de pozo, los cuales incluyen paleobatimetría, litología, profundidad, espesores, y edad de las formaciones perforadas. Se requiere además, un modelo de porosidad respecto a la profundidad de soterramiento para cada unidad litológica puesto que la decompactación de unidades estratigráficas requiere conocer la variación de la porosidad con la profundidad. Los resultados incluyen tanto las tasas de sedimentación como una reconstrucción de la columna estratigráfica a través del tiempo geológico.

El análisis geohistórico se sintetiza en una curva de subsidencia y tasas de acumulación de sedimentos a través del tiempo. Con el fin de obtener dichas curvas, es necesario llevar a cabo tres correcciones a los espesores estratigráficos presentes⁸:

1. Por Decompactación, puesto que los espesores compactados presentes hoy, han experimentado pérdida progresiva de la porosidad con la profundidad de enterramiento.

2. Por Paleobatimetría, considerando que la profundidad del agua al tiempo de depositación de los sedimentos determina su posición relativa respecto a un datum (tal como el nivel del mar de hoy).

3. Por las Fluctuaciones absolutas del nivel del mar, que tienen que ver con los cambios en el paleonivel del mar respecto a hoy y por lo tanto también

⁸ ALLEN, Allen, 1990, Basin Analysis, Blackwell Scientific Publications, Oxford London, pág. 264.

necesitan ser consideradas.

Esto requiere conocer la densidad de volumen promedio de la columna de sedimentos como una función del tiempo.

El componente tectónico de la subsidencia puede ser calculado a partir de la subsidencia decompactada corregida por paleobatimetría y variaciones eustáticas, siempre y cuando la litosfera este en isostasia local tipo Airy. Esto supone una compensación local como respuesta debido a una carga vertical.

3.4 SUBSIDENCIA TECTÓNICA DEL POZO PIVIJAY-1

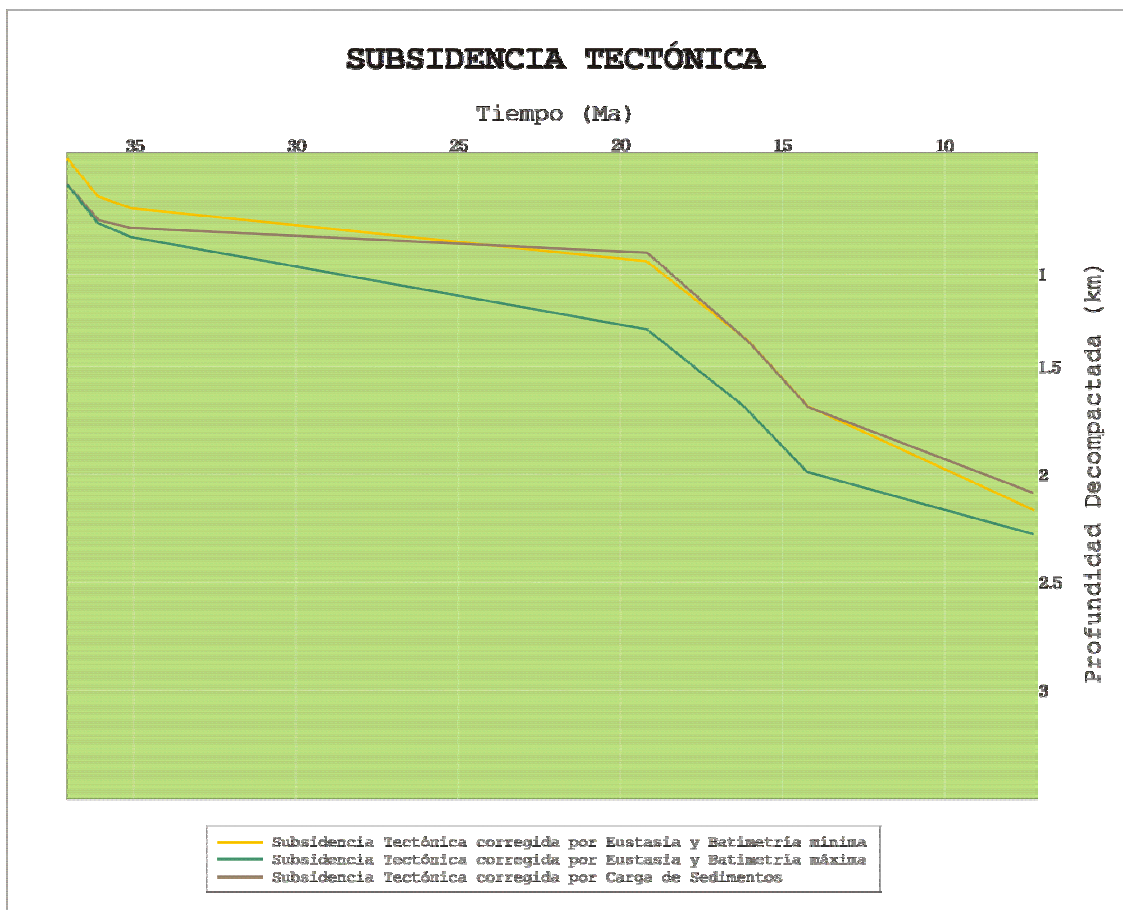
El método usado para estimar las curvas de subsidencia del basamento a partir de pozos individuales, es basado en un análisis del enterramiento y de la geohistoria de la columna sedimentaria perforada (*Watts and Ryan, 1976; Watts y Steckler, 1979; y Sclater y Christie, 1980, en Guidish et al., 1984*)². Este método es conocido como Backstripping, el cual remueve sucesivamente la capa más superior de la columna geológica definida para el pozo y recupera la profundidad de enterramiento y el espesor decompactado para cada una de las unidades sedimentarias remanentes a través del tiempo.

El *input* para este cálculo consiste en las profundidades de las etapas geológicas y sus edades absolutas y un modelo de la dependencia de la porosidad sobre la profundidad de enterramiento para las unidades litológicas encontradas. Esto es requerido para simular la compactación.

Conociendo las profundidades de las etapas geológicas a través del tiempo y la profundidad del agua (como la determinada a partir de indicadores paleobatimétricos), es posible entonces calcular la profundidad del basamento como una función del tiempo geológico.

Para estudiar el componente de la subsidencia asociado con el tectonismo y los cambios del nivel del mar, es necesario primero que todo remover el componente de subsidencia causado por la carga sedimentaria (Figura 21). Este puede ser llevado a cabo en un modelo de equilibrio mediante la aplicación del modelo isostático de Airy G., (1855).

Figura 21. Ejemplo Curva Subsidencia Tectónica Corregida por Eustasia, Batimetría y Carga de Sedimentos.



Fuente: Software SEDMOD-1D 2005

La isostasia tipo Airy es basada en el principio de Arquímedes y considera la corteza terrestre como una boya en un medio de alta densidad. La profundidad a la cual la corteza terrestre se hunde dentro del manto, es determinada por la carga sobre la corteza. Si se fuera a remover la columna sedimentaria manteniendo el mismo nivel del mar, el manto rebotaría y la profundidad del agua se reajustaría, y entonces, el peso de la columna suprayacente permanecería constante a la profundidad de compensación siempre y cuando los efectos de flexura de la litosfera fuesen ignorados³.

3.4.1 Información Requerida por SEDMOD-1D para la Obtención de las Curvas. SEDMOD – 1D, es una herramienta software que permite calcular la subsidencia tectónica en una dimensión, de una columna estratigráfica. Emplea la técnica Backstripping tipo Airy (es decir, Backstripping en una dimensión) que consiste en determinar la profundidad a la que estaría el basamento en ausencia de carga de agua y de sedimentos, teniendo en cuenta la compactación, los cambios batimétricos y la eustasia (*Watts 2001, en Allen y Allen 1990*).

La ecuación matemática en la cual se sustenta el Backstripping, es la siguiente:

$$\therefore Y = S \left[\frac{(\rho_m - \bar{\rho}_s)}{(\rho_m - \rho_w)} \right] - \Delta_{SL} \left[\frac{\rho_w}{(\rho_m - \rho_w)} \right] + [W_d - \Delta_{SL}]$$

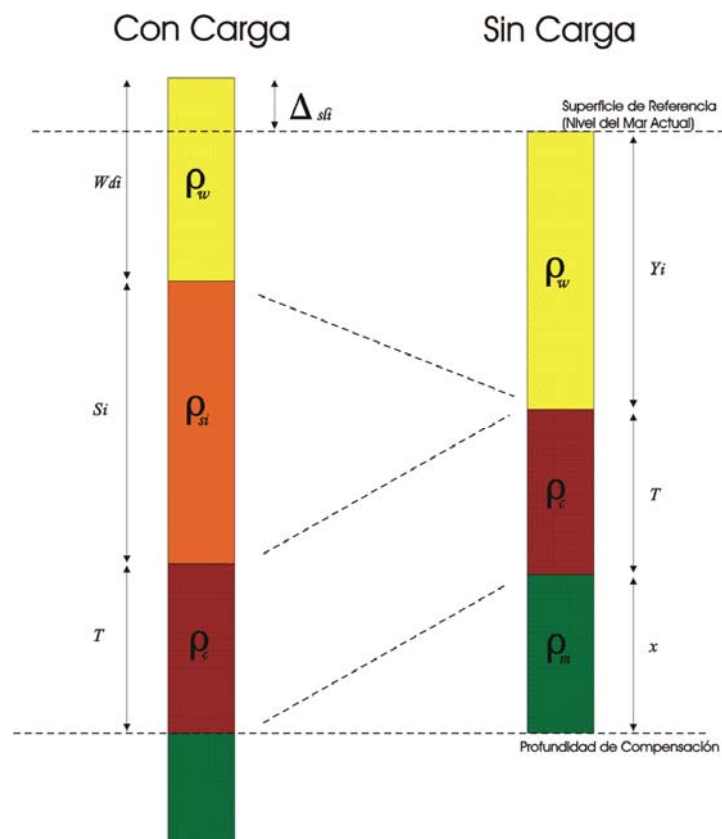
La ecuación anterior se obtiene de la siguiente información:

Se considera dos columnas compuestas por corteza y manto superior, antes y después de aplicar Backstripping, respectivamente, y en equilibrio isostático, como se muestra en la Figura 22.

W_{di} , S_i y Y_i son la batimetría, el espesor decompactado de los sedimentos y la subsidencia tectónica de la capa i , respectivamente. T y ρ_c son el espesor

medio de la corteza y la densidad promedio de la corteza, respectivamente (ambos son asumidos constantes durante la carga y descarga). ρ_w , ρ_m y $\bar{\rho}_{si}$ son las densidades de agua, manto y sedimentos decompactados, respectivamente.

Figura 22. Parámetros para obtener la ecuación Backstripping,



Fuente: Modificado de http://www.earth.ox.ac.uk/~tony/watts/teaching/geophys_processes/backstripping.pdf

Balanceando la presión a la base de las dos columnas, resulta:

$$\rho_w g W_{di} + \bar{\rho}_{si} g S_i + \rho_c g T = Y_i \rho_w g + \rho_c g T + x \rho_m g$$

$$x = W_{di} + S_i + T - (Y_i + \Delta_{sli} + T)$$

$$\therefore Y = S \left[\frac{(\rho_m - \bar{\rho}_s)}{(\rho_m - \rho_w)} \right] - \Delta_{SL} \left[\frac{\rho_w}{(\rho_m - \rho_w)} \right] + [W_d - \Delta_{SL}] \text{ Ecuación Backstripping}$$

El primer término, se refiere a la corrección de la subsidencia por carga de sedimentos. Los términos W_{di} y Δ_{sli} indican las correcciones por profundidad del agua (corrección paleobatimétrica) y por paleonivel del mar (corrección eustática) de la unidad estratigráfica i , respectivamente.

Es importante tener presente, que tanto los espesores como la densidad de una unidad estratigráfica necesita incluir los efectos de los procesos post-depositacionales tales como la de-compactación.

3.4.2 Datos. Los datos empleados para la obtención de la curva de subsidencia tectónica, fueron los siguientes (Tabla 1):

Tabla 1. Parámetros de Entrada para el cálculo de la curva de Subsidencia Tectónica.

TOPE (Pies)	BASE (Pies)	EDAD TOPE (Ma)	EDAD BASE (Ma)	LITOLOGÍA				Rho	C	Phi	W mín. (m)	W máx. (m)	Ds (m)
				Shale (%)	Shale Arenoso (%)	Arena (%)	Caliza (%)						
2110	5367	7,0	11,6	78,7	11,0	10,2	0,0	2705,7	0,5	0,6	100	200	10
5367	6820	14,6	15,7	16,6	9,8	73,6	0,0	2664,6	0,3	0,5	200	500	140
6820	9192	15,7	16,5	33,9	14,3	38,6	13,3	2688,7	0,4	0,5	200	500	140
9192	9320	16,5	17,5	0,0	0,0	0,0	100,0	2710,0	0,7	0,5	100	200	100
9320	10053	19,0	21,5	44,7	3,8	51,5	0,0	2682,4	0,4	0,6	200	500	105
10053	10630	36,0	37,2	35,5	3,8	60,7	0,0	2676,0	0,4	0,5	100	200	130
											100	200	150

Fuente: Modificado Duque-Caro. 2000

Cada color representa un conjunto de datos específicos requeridos como input por el software SEDMOD-1D para correr las curvas (Ojeda y Pinilla, 2005). Esta información tuvo la siguiente procedencia:

Los datos de *tope* y *base* de las unidades estratigráficas y sus respectivas *edades*, fueron tomados de las dataciones bioestratigráficas obtenidas por Duque-Caro (2000) para el pozo.

La *litología* comprende los porcentajes de las litologías (%arcilla, %limo, %arena, %caliza) identificadas para cada unidad estratigráfica (definidas para el pozo por H. Duque-Caro) con base en la descripción sedimentológica de los ripios para cada intervalo.

Los parámetros *Rho*, *C*, y *Phi*, fueron obtenidos a partir de las siguientes ecuaciones:

$$Rho = (\%Arcilla * 2720 + \%Limo \text{ (o Shale arenoso)} * 2680 + \%Arena * 2650 + \%Caliza * 2710) / 100$$

$$C = (\%Arcilla * 0,51 + \%Limo \text{ (o Shale arenoso)} * 0,39 + \%Arena * 0,27 + \%Caliza * 0,71) / 100$$

$$\Phi_o = (\%Arcilla * 0,63 + \%Limo \text{ (o Shale arenoso)} * 0,56 + \%Arena * 0,49 + \%Caliza * 0,70) / 100$$

Los valores constantes corresponden a los parámetros de porosidad – profundidad para las litologías en la cuenca del Mar del Norte (Tabla 2).

W representa los datos paleobatimétricos máximo y mínimo, según los ambientes definidos por Duque-Caro (2000) para el pozo (Tabla 3).

Tabla 2. Parámetros de Porosidad – Profundidad para litologías en la cuenca del Mar del Norte.

Litología	Porosidad en Superficie Φ_0	Coefficiente Inverso de la rata de cambio Porosidad-Profundidad c (km ⁻¹)	Densidad de Grano de los Sedimentos ρ_{gs} (kg m ⁻³)
Shale	0,63	0,51	2720
Arenisca	0,49	0,27	2650
Caliza	0,70	0,71	2710
Arenisca Lodosa	0,56	0,39	2680

Fuente: Modificado de Allen y Allen, 1990

Tabla 3. Ambientes para el Pozo Pivijay-1 según Duque-Caro (2000).

Unidad	Techo	Base	Ambiente
1	400	5367	Plataforma Externa
2	5367	6820	Talud Superior
3	6820	9192	Talud Superior
4	9192	9320	Plataforma Externa
5	9320	10053	Talud Superior
6	10053	10630	Plataforma Externa

Fuente: Duque-Caro 2000

Finalmente D_s , es el nivel eustático del mar para el tiempo en millones de años. El tiempo en millones de años fue obtenido a partir de la correlación entre las zonas planctónicas definidas para el pozo por H. Duque-Caro (Tabla 4) y el esquema de Correlación de Zonas Bioestratigráficas de Bolli et. al., 1989⁹ (Figura 23).

⁹ BOLLI, H. M., Saunders, J. B., Perch, K., 1989, Plankton Stratigraphy, V1, Cambridge University Press, Cambridge, pág. 6.

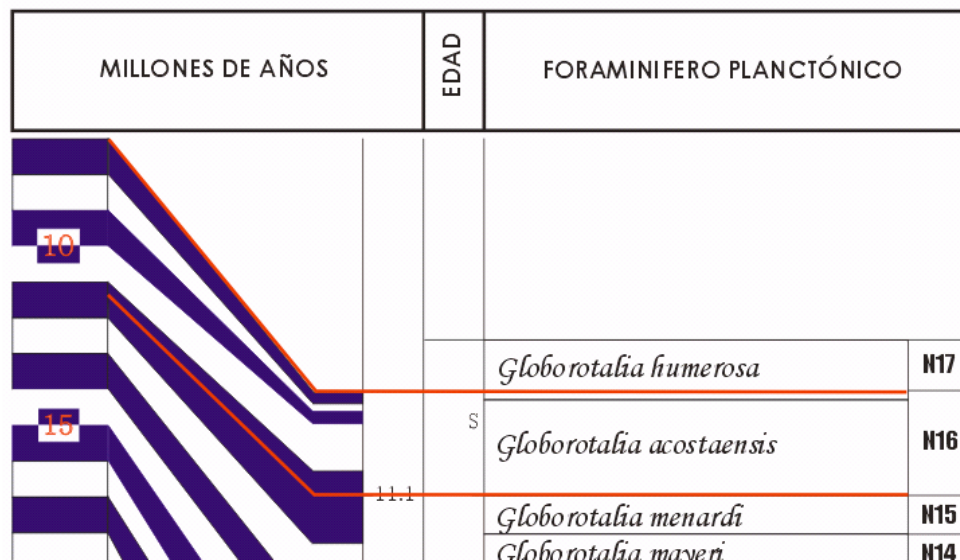
Tabla 4. Zonas Planctónicas para el Pozo Pivijay-1 según Duque-Caro (2000).

Unidad	Techo	Base	Zona Planctónica
1	400	5367	N. 16
2	5367	6820	N. 9 - N. 10
3	6820	9192	N. 8
4	9192	9320	N. 7
5	9320	10053	N. 5?
6	10053	10630	P. 17

Fuente: Duque-Caro 2000

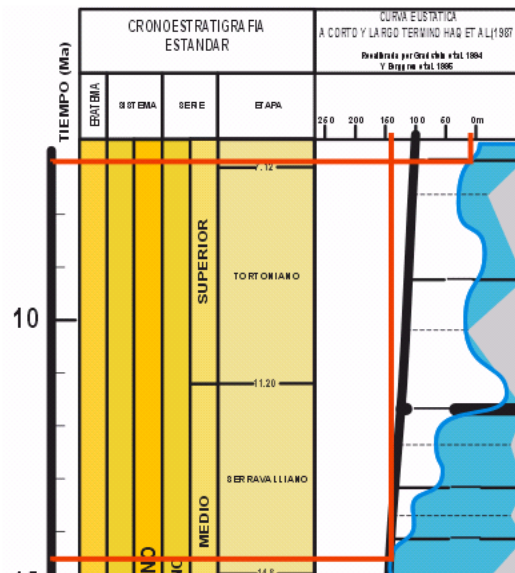
Una vez fueron determinadas las edades aproximadas en millones de años para los topes de las unidades, se proyectaron en la curva de Cambios en el Nivel Eustático del Mar de Vail/Haq (1987), con el fin de estimar el nivel eustático para cada una de las unidades (Figura 24).

Figura 23. Proyección sobre el 'Esquema de Correlación de Zonas Bioestratigráficas de Bolli' de la Zona Planctónica para Determinar la Edad en Ma.



Fuente: Modificado de Bolli 1989

Figura 24. Proyección de la Edad en Ma de los Topes sobre la Curva Eustática del Mar de Haq/Vail (1987) para el Terciario.



Fuente: Modificado de Haq / Vail, 1987

4. RESULTADOS

4.1 DESCRIPCIÓN DE LAS MUESTRAS

Los resultados de la descripción de cada intervalo de 30 pies se presentan en el Anexo 1. En los párrafos a continuación se resumen estos resultados, agrupados por intervalos mayores.

4.1.1 Intervalo 2110' -5360'. Los fragmentos de roca comprendidos entre los 2110' y los 5360' se caracterizan por presentar tonalidades gris verdosas a pardo verdosas y algunas rojizas. Las arcillolitas varían a arcillolitas limosas, son micáceas, friables a macizas, éstas últimas con fractura concoidea. Muestran un contenido de granos (entre 5 y 20%) de cuarzo, feldespato, chert, clorita, glauconita, materia orgánica, fragmentos ígneos verdosos y negros (volcánicos) con brillo sedoso, hasta tamaños arena fina con buena y mala selección.

En todo el intervalo se encuentran foraminíferos completos, muy pocos *in situ*. Ligera laminación incipiente se identificó. Laminas considerables de materia orgánica piritizada, son comunes. Concreciones arcillosas *in situ* y nódulos piritosos y ferruginosos, se presentan aunque en pocas proporciones. A los 4000', la arcillolita es crema. Únicamente a ésta profundidad se registra esta arcillolita con este color.

Las limolitas por su parte, presentan las mismas tonalidades de las arcillolitas, varían a arenosas, micáceas también, friables, blandas y macizas, con concreciones *in situ*, laminación incipiente en algunas. Contienen cuarzo, feldespato, chert, y materia orgánica, principalmente. Contienen cuarzo, feldespato, chert, y materia orgánica, principalmente.

Las arenitas gris verdosas a pardo verdosas, varían a lodosas, son finas a muy finas, bien seleccionadas, ligeramente cementadas, contienen cuarzo hasta un 70%, y varían a feldespáticas (30%), chert, micas, glauconita, biotita. Algunas presentan láminas de materia orgánica.

La respuesta del registro GR frente a las litologías encontradas, se observa en la Figura 25. El SP se mostró con el objeto de corroborar la interpretación a partir del GR. Donde no concuerdan los dos registros, la información suministrada por el SP se consideró poco confiable.

4.1.2 Intervalo 5360'- 7280'. Las características sedimentológicas de los fragmentos son similares al intervalo anterior. Predominan las limolitas arenosas sobre las arcillolitas y las limolitas. Presentan mala a moderada selección, son friables, y contienen principalmente micas, materia orgánica y chert. Localmente, feldespato, glauconita, clorita, biotita, fragmentos volcánicos (andesita). Las arcillolitas y las limolitas a medida que se profundiza, son fisiles con brillo sedoso y perlado. Las arenitas algunas no cementadas, son de tamaño medio, con mala a moderada selección, granos angulares a subangulares. Contienen cuarzo lechoso y transparente, materia orgánica, micas, glauconita, feldespato plagioclasa, fragmentos volcánicos (andesita) calcáreos, de concreciones ferruginosas, clorita.

Se observan láminas de moscovita tamaño arena gruesa, fragmentos de concreciones arcillosas y de nódulos ferruginosos. Nummulites, discociclinas y otros foraminíferos bien conservados fueron encontrados sueltos. En los registros eléctricos *Gamma Ray* y SP, las curvas en este intervalo se caracterizan por ser de mayor amplitud que en el intervalo superior (Figura 26).

4.1.3 Intervalo 7280' - 9330'. Predominan las arcillolitas con brillo perlado y fractura concoidea. Las arenitas por su parte, son de grano muy fino a medio, con moderada selección y granos subangulares a subredondeados. Contienen

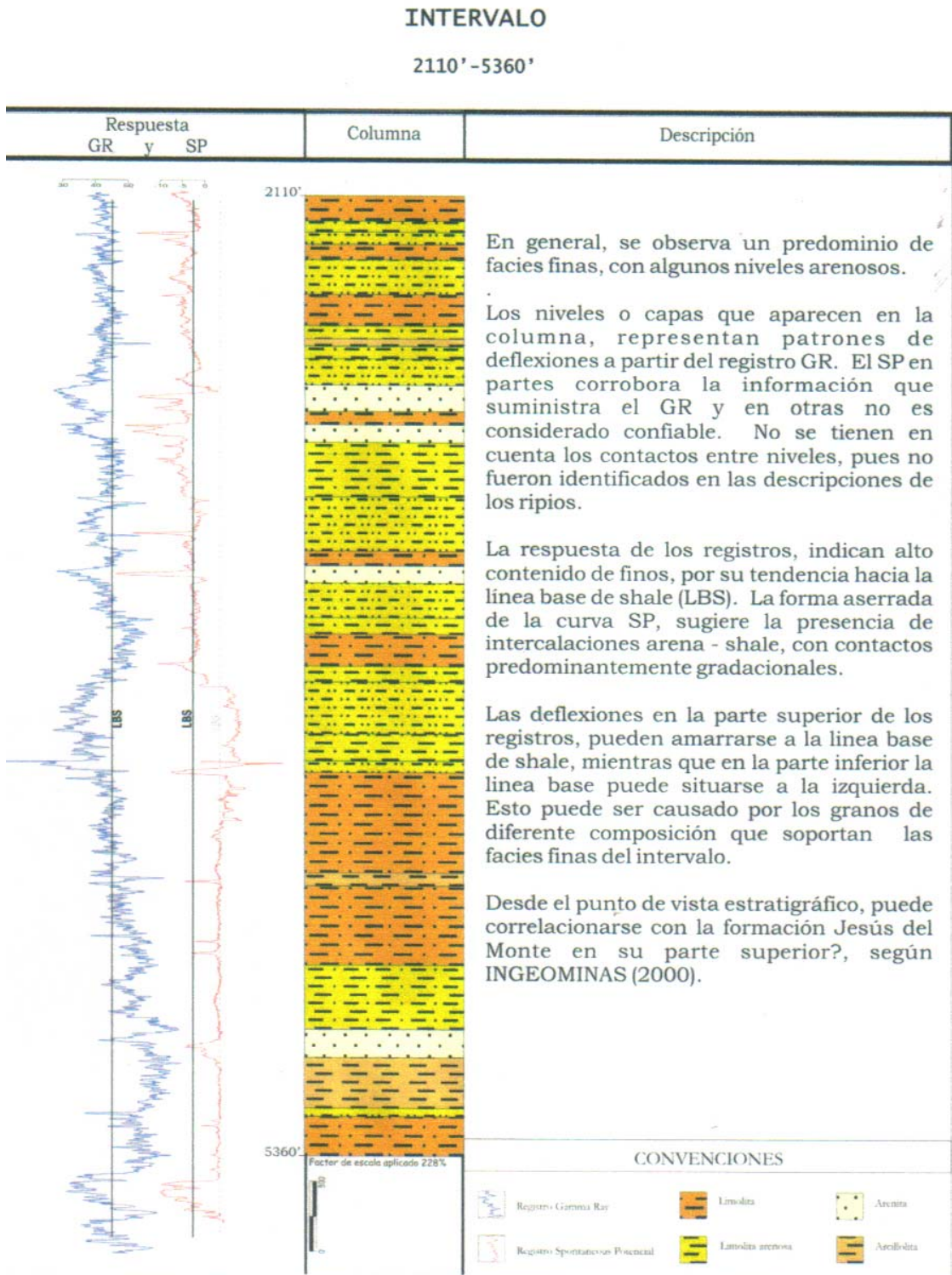
materia orgánica, chert, feldespato plagioclasa principalmente. A mayor profundidad, las arenitas son menos cementadas. A partir de 8870', no hay muestras de zanja seca (Figura 27).

4.1.4 Intervalo 9330' – 10680'. De 9330' a 9600' no hay muestras de zanja seca. En adelante, los colores son gris verdosos a blancuzcos, la arenita varía a calcárea, es completamente suelta y contiene cuarzo, líticos sedimentarios (carbón) e igneos (andesita), glauconita, feldespato y materia orgánica piritizada. Las arcillolitas y limolitas tiene brillo sedoso y perlado, respectivamente, ligeramente físis. Composicionalmente, varía de sublitarenita a subarcosa.

A los 10300' se encontró un nivel calcáreo en el que un morfotipo de foraminífero es predominante. Este foraminífero no se identificó a nivel de especie. Aproximadamente el 50% de la muestra correspondía a ejemplares de este foraminífero. En ningún caso se encontró el foraminífero formando parte de la roca, sino que se encontró a manera de granos aislados. A partir de los 10300', los colores varían entre gris verdosos blancuzcos y gris amarillentos hasta pardo rojizos. El tamaño de grano es arena fina en la parte superior, y media a gruesa hacia la base. Los granos son subangulares a subredondeados.

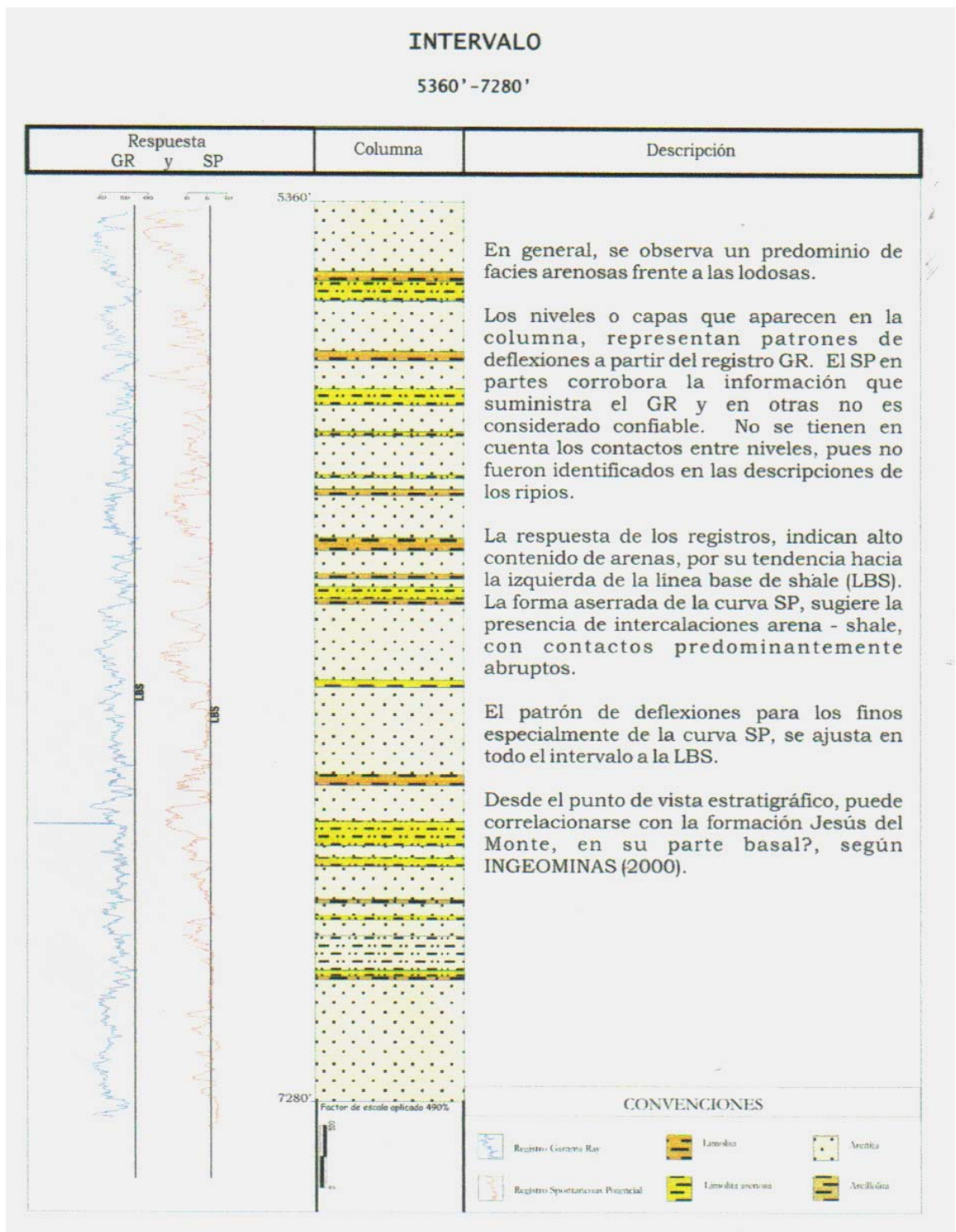
La respuesta del registro GR frente a las litologías encontradas, se observa en la Figura 28.

Figura 25. Amarre Registro GR - Litología para el Intervalo 2110'-5360'.



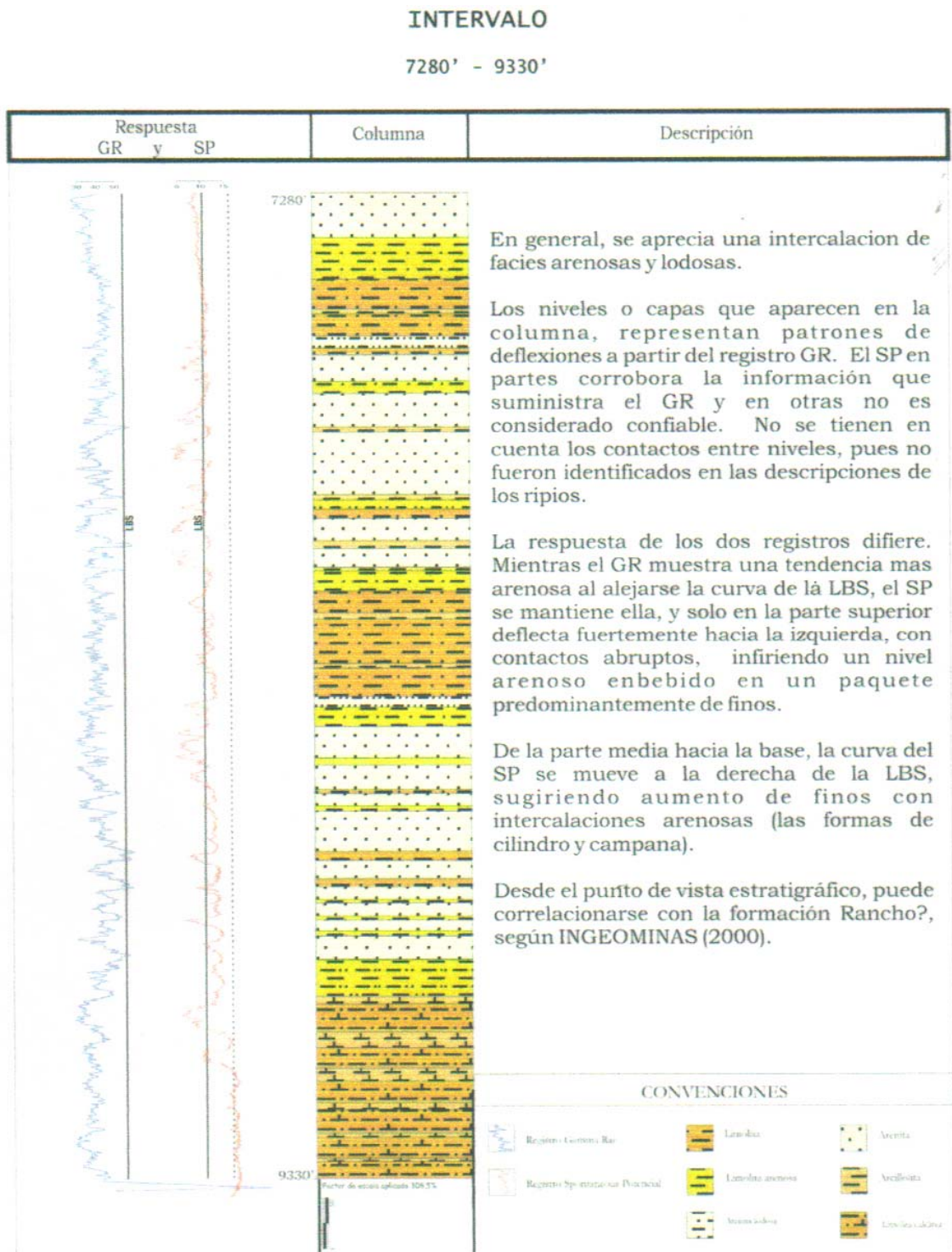
Fuente: Autora del Proyecto

Figura 26. Amarre Registro GR - Litología para el Intervalo 5360 – 7280’.



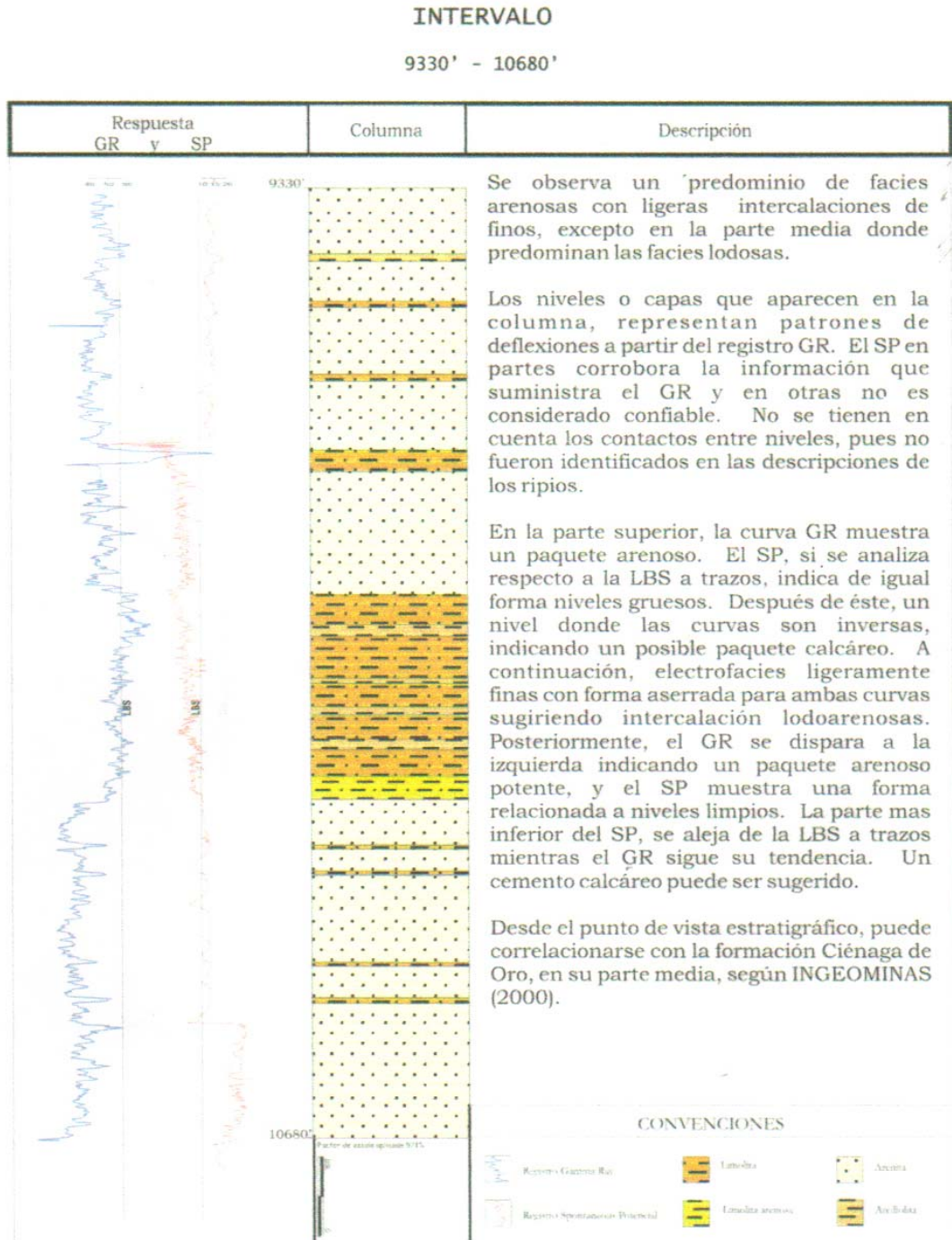
Fuente: Autora del Proyecto

Figura 27. Amarre Registro GR - Litología para el Intervalo 7280 – 9330’.



Fuente: Autora del Proyecto

Figura 28. Amarre Registro GR - Litología para el Intervalo 9330 – 10680'.



Fuente: Autora del Proyecto

4.1.5 Intervalo 10683' – 10700'. El basamento comprende de los 10683' a los 10700', y fue corazonado en su totalidad. En general, se trata de una roca de color verde, blanco y negro (Figura 29). Presenta un 85% de plagioclasa, 10% de cuarzo, 8% de hornblenda y 2% de biotita, minerales arcillosos producto de alteración, costras piritosas y trazas de calcopirita. Su textura es afanítica. Se observaron venas con cristales de cuarzo (vidrio?), los cuales muestran caras cristalográficas bien definidas y, venas cuarzofeldespáticas. Los contactos entre coloraciones son netos y se encuentra altamente fracturado en muchas direcciones. Esta roca se clasifica como una Andesita.

Figura 29. Tonos verdes, blancos y negros del Basamento Corazonado.



Fuente: Litoteca Nacional de Colombia en Piedecuesta, Santander

4.2 ANÁLISIS FACIAL DE LAS MUESTRAS DE ZANJA

En cada uno de los intervalos definidos arriba se llevó a cabo la descripción sedimentológica usando litofacias. Se definieron ocho facies y las sucesiones faciales para cada uno de los intervalos. Las facies descritas a continuación están identificadas en el Anexo 1.

4.2.1 Flrl: Facies Lodosa con Relictos de Laminación. Arcillolita limosa a limolita arcillosa, ligeramente arenosa. Gris verdosa a pardo verdosa. Varía a tonalidades amarillentas y rojizas. Maciza a blanda, friable. Se observan relictos de laminación plana paralela. En general es micácea. Contiene chert y materia orgánica principalmente. Ocasionalmente fósiles y concreciones arcillosas. Calciesferas (nódulos esféricos recubiertos por carbonato de calcio). Presenta cuarzo, clorita, biotita, feldespato plagioclasa y glauconita, mal seleccionados, granos subangulares a angulares no esféricos.

4.2.2 Flf: Facies Lodosa con Fósiles. Arcillolita limosa a limolita arcillosa, gris verdosa a pardo verdosa. Varía a tonalidades amarillentas y rojizas. Friable. Micácea. Contiene chert y materia orgánica principalmente. Se observan fósiles de foraminíferos bien preservados.

4.2.3 Fll: Facies Lodosa Laminada. Arcillolita limosa a limolita arcillosa, gris verdosa a pardo verdosa. Varía a tonalidades amarillentas y rojizas. Friable. Micácea. Contiene chert y materia orgánica principalmente. A diferencia de la anterior, en esta facies se observa laminación plana paralela. Se observan fósiles de foraminíferos bien preservados.

4.2.4 Al: Facies Arenosa Laminada. Arenita de grano fino a medio, gris verdoso variando a tonalidades pardo amarillentas y rojizas, con moderada a buena selección, granos subangulares a subredondeados, subesféricos. Se encuentra

localmente laminada con materia orgánica. Composicionalmente varía entre sublitarenita y subarcosa. Se aprecia chert, principal lítico sedimentario, moscovita, biotita, clorita, feldespato plagioclasa, glauconita, como minerales secundarios. Localmente es ligeramente calcárea.

4.2.5 Am: Facies Arenosa Masiva. Arenita de grano muy fino a medio, gris verdoso que varía a pardo rojizo, moderada selección, granos subredondeados a subangulares, subesféricos a esféricos.

Composicionalmente, varía entre sublitarenita y arcosa. Presenta materia orgánica, chert, biotita, ocasionalmente clorita y glauconita.

Se observa un contenido lodoso entre el 15 y el 50%. Varía a limolita arenosa.

4.2.6 Flc: Facies Lodosa con Partición Concoidea. Arcillolita limosa a limolita arcillosa, gris verdosa a púrpura rojiza. Maciza y masiva en general, aunque presenta cierta fisibilidad asociada a los mas finos. Brillo perlado y sedoso según si es más limosa o arcillosa, respectivamente.

4.2.7 Alc: Facies Arenosa ligeramente Calcárea. Arenita de grano fino a grueso, gris verdosa a blancuzca, localmente gris amarillenta a rojiza con moderada selección, granos subangulares a subredondeados, subesfericos.

Composicionalmente es una sublitarenita que varía a subarcosa. Se aprecia glauconita, biotita, clorita, chert, carbón, moscovita, calcita, fragmentos igneos (andesita) como minerales secundarios. Varía a arenita calcárea.

4.3 INTERPRETACIÓN AMBIENTAL

La descripción de los fragmentos permitió la determinación de características texturales y composicionales principalmente. Las estructuras sedimentarias primarias identificadas fueron muy escasas pues los tamaños de los ripios no presentan las dimensiones apropiadas para esto. Basado en las consideraciones de Reineck, (1985) para la definición de ambientes de depositación, se proponen los siguientes:

4.3.1 Bahía (Delta Submarino?). El intervalo 2110'- 2730' se caracteriza por un tamaño de grano fino, y relictos de estratificación plana-paralela. Este intervalo se interpreta como depositado en un ambiente Bahía? o en un delta submarino?, el cual puede haber sido el resultado del paleo-delta del Rio Magdalena.

4.3.2 Plataforma Interna? Se propone este ambiente para el intervalo 2730'-5360'. Presenta un predominio de material limoarenoso, con laminación plano paralela, con concreciones arcillosas y foraminíferos *in situ*, como características generales. Los rasgos texturales y composicionales son similares a los encontrados en los niveles suprayacentes. La diferencia consiste en los parámetros estructurales identificados y la respuesta de los registros GR y SP (Figura 25).

4.3.3 Plataforma Externa? Este ambiente es propuesto para el intervalo entre los 5360' y los 9330'. Estos depósitos desde el punto de vista composicional, se caracterizan por presentar cuarzo, plagioclasas, micas y fragmentos de roca. Las areniscas varían entre subgrauwacas y grauwacas principalmente, y areniscas con alto contenido de cuarzo.

Están presentes concreciones o nódulos que se generan por disolución de restos fósiles. El cemento principal es lodoso, y pueden presentar glauconita. Este ambiente pudo ser debido a la última regresión marina.

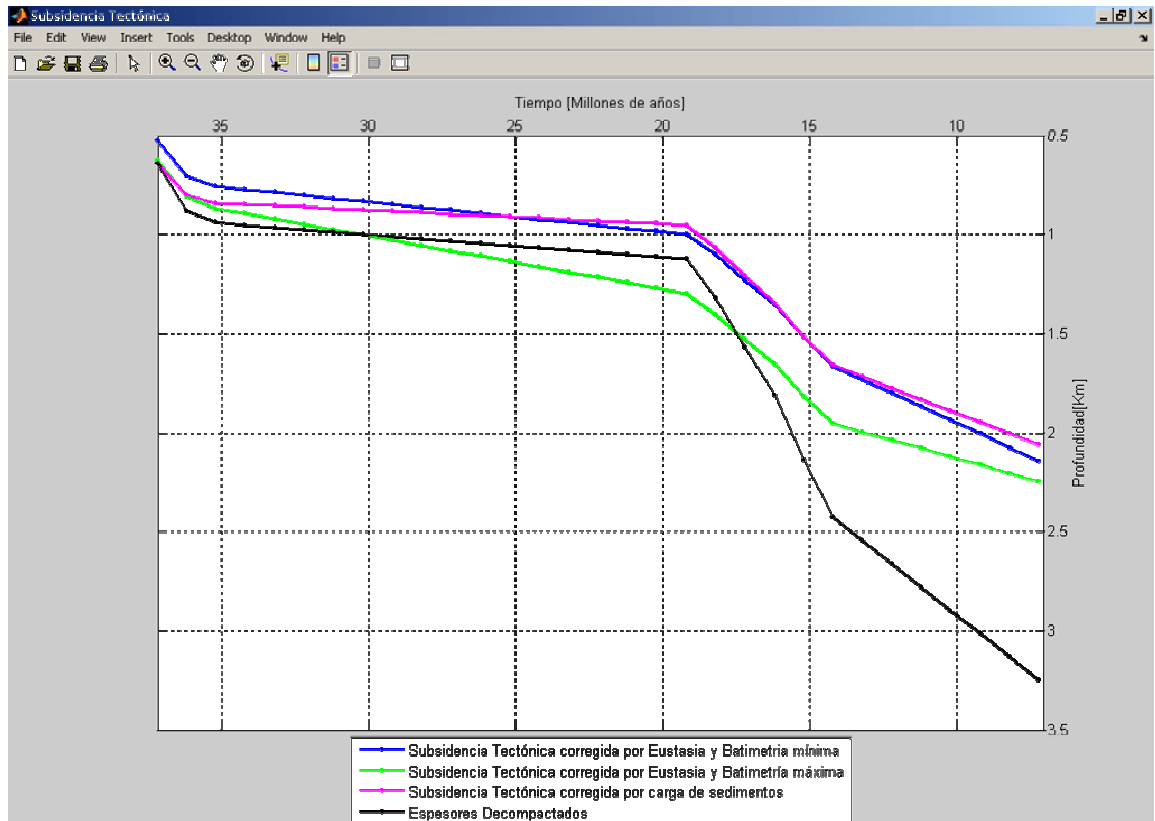
4.3.4 Plataforma Interna? Este ambiente es interpretado para el intervalo entre 9330' y 10680'. El tamaño de los sedimentos varía entre arena fina a gruesa, los granos son subangulares a subredondeados, subesféricos. Composicionalmente, es una sublitarenita que varía a subarcosa, lo cual significa que el área fuente de aporte se encontraba relativamente cerca. Se presentaron las condiciones para la acumulación mecánica de fragmentos de fósiles, tales como los foraminíferos sueltos (no *in situ*) encontrados en una capa dentro de este intervalo.

La no posible identificación de estructuras sedimentarias hace que las pocas características con las cuales se contaron para la definición de los ambientes, se presten para múltiples interpretaciones. Los ambientes propuestos hacen parte de una gama de ambientes que cumplen las mismas características texturales y composicionales. Minimizar la incertidumbre asociada, constituyó la razón para la definición de ambientes generales.

4.4 CURVA DE SUBSIDENCIA

La curva de subsidencia tectónica corregida por eustasia, batimetría máxima y mínima, y carga de sedimentos, generada por el software SEDMOD-1 (Ojeda y Pinilla, 2005) a partir de los datos consignados en el capítulo 4, revela cuatro episodios marcados de subsidencia, a saber (Figura 30):

Figura 30. Curva de Subsistencia Tectónica Corregida por Eustasia y Batimetría para el Pozo Pivijay-1.



Fuente: SEDMOD-1D 2005

Un primer episodio antes de 36 Ma, con una tasa de subsistencia de 17m/Ma.

Un segundo episodio entre 35,1 Ma y 19,1 Ma. Es el episodio más largo y lento que se registra, con una tasa de subsistencia promedio de 27 m/Ma.

Un tercer episodio entre 19,1 Ma y 14,2 Ma. Presenta la tasa de subsistencia más alta, con un promedio de 142,1 m/Ma.

El cuarto y mas reciente que inicia a los aproximadamente 14,2 Ma, y continúa hasta hoy (?), con una tasa de subsidencia promedio de 55,8 m/Ma.

Es importante notar que la forma de la curva de subsidencia tectónica es claramente cóncava hacia abajo. Esta forma es típica de cuencas que se formaron por efecto de flexión litosférica debida a una carga tectónica (*Allen P., et al., 1990*). Este tipo de cuencas se denominan 'cuencas de foreland' o cuencas de antepaís (*Karner G., et al., 1988; Allen y Allen, 1990*). Ejemplos actuales de este tipo de cuencas son las que se desarrollaron al oriente de la Cordillera de los Andes, las cuales son conocidas también como 'Cuencas Subandinas'. En Colombia y Venezuela, por ejemplo, se desarrolló un sistema de cuencas de antepaís como respuesta a la flexión litosférica debida a la sobrecarga por el levantamiento de los Andes en el Cenozóico (Mioceno), conocidas como Cuenca de los Llanos en Colombia y de Barinas en Venezuela.

La forma de la curva de subsidencia tectónica del pozo Pivijay-1 sugiere entonces que la Subcuenca de Plato se formó como resultado de una carga tectónica que debió actuar hace unos 19 millones de años, cuando la tasa de subsidencia tectónica aumentó de 27 m/Ma a 142 m/Ma. Para que la tasa de subsidencia de una cuenca aumente abruptamente por un factor de más de 5 veces, como lo evidencia la Figura 30, es necesario que haya habido un pulso tectónico igualmente drástico. Este pulso debió tener un efecto significativo sobre los ambientes sedimentarios dominantes, pues asumiendo un aporte de sedimentos constante, incrementaría la relación A/S por un factor de 5.

4.5 RELACIÓN ENTRE LAS HISTORIAS DE DEPOSITACIÓN Y DE SUBSIDENCIA

Fue posible establecer una relación entre los ambientes de depositación y la subsidencia tectónica. La subsidencia tectónica contribuyó a la generación del

espacio de acomodación para la depositación de los sedimentos, en forma diferencial, en unos ambientes más que en otros.

4.5.1 Antes de 35 Ma. Los ambientes someros producto de un reducido espacio de acomodación, se asocian a una tasa de subsidencia relativamente baja (Anexo 2). Esto pudo estar relacionado a eventos registrados a finales del Eoceno como fue el cambio de dirección de movimiento hacia el este de la Placa Caribe debido al choque con la Plataforma de las Bahamas (Placa Norteamericana) (*Pindell y Dewey, 1982, en Reyes et al., 2000*) y el origen de un cambio tectónico regional con pulsos de levantamiento en la Serranía de Perijá y en los Macizos de Santander y Santa Marta, con presencia de intrusivos en éste último (*Mattson, 1984, en Reyes et al., 2000*).

Respecto a la sedimentación, facies pertenecientes a un ambiente de plataforma interna se depositaron sobre el basamento, caracterizadas por arenas de grano medio a grueso, con moderada selección, granos subangulares a subredondeados, de composición sublitarenita a subarcosa, y niveles arcillosos de espesor considerable producto de un leve aumento en el espacio de acomodación (Anexo 2).

4.5.2 35 Ma – 19,1 Ma. Para este tiempo, la tasa de colisión y desplazamiento de la Placa Caribe con respecto a la Suramericana fue relativamente baja permitiendo el desarrollo de plataformas calcáreas.

El espacio de acomodación posiblemente no varió, mientras que la tasa de subsidencia disminuyó. En este intervalo se mantuvo un ambiente de condiciones similares al anterior. La curva de cambios eustáticos de Haq y Vail, 1987, muestra entre el Eoceno Superior y el Oligoceno inferior, un ascenso de 50 metros. Probablemente esta situación creó las condiciones para un aumento en el espacio

de acomodación permitiendo la depositación de espesores representativos de material fino como se muestra en el Anexo 2.

4.5.3 19,1 Ma -14,2 Ma. Para este tiempo, se inició una alta tasa de subsidencia y depositación en las cuencas del norte de Colombia, con desarrollo local de plataformas calcáreas (*Reyes et al., 2000*). El mar cubrió completamente las Subcuencas de Plato, San Jorge y el Alto de Cicuco, depositando materiales finos. Posteriormente, el primer pulso de la Orogenia Andina, iniciando el levantamiento de la Sierra Nevada de Santa Marta, Serranía de Perijá, y las Cordilleras Central y Oriental (*Kellogg, 1984, en Reyes et al., 2000*).

El espacio de acomodación aumenta considerablemente debido a la alta tasa de subsidencia que se registró (Anexo 2). Se presenta un predominio de material arenoso-limoso, mal seleccionado e inmaduro texturalmente, debido a una mayor influencia de la subsidencia sobre la sedimentación, que de la eustasia mostrada para este tiempo (Anexo 2).

4.5.4 14 Ma en adelante. Se registró para el Mioceno medio un segundo pulso tectónico el cual marca el fin de la alta tasa de subsidencia disminuyéndola de manera considerable (*Reyes et al., 2000*). Este episodio da paso a la somerización de los ambientes.

El espacio de acomodación disminuye debido a un descenso en la tasa de subsidencia (Anexo 2). La curva eustática de Haq y Vail (1987), muestra un descenso considerable del paleonivel del mar. La sedimentación es propia de ambientes someros (plataforma interna – deltaico submarino?).

Las características generales de la relación entre las historias de depositación y subsidencia, se sintetizan en la Tabla 5.

Tabla 5. Características Generales de la Depositación para cada Episodio de Subsistencia registrado en el pozo Pivijay-1.

Edad (Ma)	Tipo de Sedimentación Predominante	Ambiente Propuesto	Tasa de Subsistencia Promedio
14,2 en adelante	Limoarenosa	<ul style="list-style-type: none"> • Delta Submarino • Plataforma Interna 	Media
19,1-14,2	Areno-limosa	<ul style="list-style-type: none"> • Plataforma Externa 	Muy Alta
35-19,1	Arenosa	<ul style="list-style-type: none"> • Plataforma Interna 	Baja
Hasta 35	Arenosa	<ul style="list-style-type: none"> • Plataforma Interna 	Relativamente Baja

Fuente: Autora del proyecto

De la relación entre depositación y subsidencia tomando el nivel del mar constante, es posible afirmar que en términos de espacio de acomodación fue la subsidencia la responsable de la generación del mismo y que los ambientes variaron de someros a profundos con una tasa de subsidencia baja y alta, respectivamente.

5. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Difícilmente es posible definir ambientes de depositación a partir de ripios. Sin embargo, una aproximación es suficiente si el objetivo es aplicar la técnica de Backstripping para calcular la subsidencia tectónica. Aunque el Backstripping considera parámetros propios de márgenes pasivos, los resultados obtenidos pueden suministrar una idea del ambiente tectónico que dio lugar a la creación del espacio de acomodación, el tipo de margen asociado a la cuenca y los pulsos de deformación que afectaron la secuencia. De igual forma, requiere datos bioestratigráficos lo cual implica que los resultados obtenidos sean una aproximación.

La técnica del Backstripping, no ha sido aplicada a otros pozos en Colombia. Esto constituye un aporte importante y un primer paso para estudiar e incluir correcciones propias debido a ambientes tectónicos particulares, como es el caso de la Cuenca del Valle Inferior del Magdalena.

CONCLUSIONES

- La curva de subsidencia tectónica del pozo Pivijay-1 tiene una forma cóncava hacia abajo la cual es característica de cuencas que se formaron por efecto de flexión litosférica debido a una carga tectónica (cuencas de foreland). Esta curva sugiere entonces que la Subcuenca de Plato se formó como resultado de una carga tectónica que debió actuar hace unos 19 millones de años, cuando la tasa de subsidencia tectónica aumentó de 27 m/Ma a 142 m/Ma.
- Durante los últimos 19 Ma, el área de Pivijay experimentó un descenso relativo del nivel del mar de 100 metros (Haq y Vail, 1987). En este mismo intervalo, el área de Pivijay experimentó una subsidencia tectónica de aproximadamente 1000 metros. Es evidente entonces, que la paleobatimetría estaba siendo principalmente controlada por la subsidencia tectónica.
- Los ambientes de depositación variaron como respuesta a cambios en la tasa de subsidencia tectónica principalmente. La subsidencia más que la eustasia fue el factor que suministró el espacio de acomodación para la depositación de los sedimentos.
- El aumento en la tasa de subsidencia de 27 m/Ma a 142 m/Ma se reflejó en la profundización de los ambientes, los cuales pasaron de Plataforma Interna a Plataforma Externa.
- Las áreas fuentes de aporte de sedimentos hacia el sitio de depósito de Pivijay-1 estuvieron representadas por paleoaltos existentes que se vieron afectados por eventos erosivos producto del levantamiento de la Orogenia Andina.

- La sedimentación ocurrida entre 19 Ma y 14 Ma puede ser considerada como depósitos sintectónicos (es decir, depósitos acumulados durante un período de alta subsidencia tectónica) los cuales fueron el producto de las condiciones registradas para este intervalo de tiempo.

BIBLIOGRAFÍA

ALLEN P., y ALLEN J., 1990, Basin Analysis Principles and Applications, Blackwell Scientific Publications.

ANGEVINE C., HELLER P., PAOLA C., 1990, Quantitative Sedimentary Basin Modeling, AAPG, Tulso, Oklahoma.

BOLLI H., SAUNDERS J., PERCH K., 1989, Plankton Stratigraphy, V1, Cambridge University Press, Cambridge, New York.

BOND G., and KOMINZ M., 1984, Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning, Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 155–173.

CROSS T., 1992, Sequence Concepts and Applications in Petroleum Exploration and Production, ECOPETROL-ICP.

CRUZ L., y MIER R., 2001, Sedimentología para Ingenieros de Petróleos Prácticas de Laboratorio, UIS, Bucaramanga.

DUQUE-Caro H., 2000, Análisis Bioestratigráficos de 400 muestras de 34 pozos y 16 muestras de superficie de las cuencas de San Jorge, Sinú, Plato y Barranquilla, en el Valle Inferior del Magdalena, Informe Confidencial Preparado para Ecopetrol Por Duque-Caro y Compañía Ltda Consultoría Geológica.

DUQUE-Caro H., 1979, Major structural elements and evolution of northwester, In J. S. Watkinsd, L. Mondater, and P. W. Dickerson, eds, Geological and

Geophysical Investigations of Continental Margins: AAPG Memoir 29, 1979, p 329-351.

FLINCH J., 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 79, p. 776-796.

GUIDISH T., Lerche I., KENDALL C., O'Brien J., 1984, Relationship Between Eustatic Sea Level Changes and Basement Subsidence, AAPG Bulletin V. 68, No.2, p. 164-177.

GUMATI Y., y KANES W., 1985, Early Tertiary Subsidence and Sedimentary Facies – Northern Sirte Basin, Libya, AAPG Bulletin V. 69, No.1, p. 39-52.

HAQ B., y VAIL P., 1987, Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic (250 Myr ago to present), Science, 235, p. 1156-1167.

HEGARTY K., WEISSEL J., MUTTER J., 1988, Subsidence History of Australia's Southern Margin: Constrains on Basin Models, AAPG Bulletin V. 72, No. 5, p. 615-633.

HERNÁNDEZ M., MALDONADO I., GONZÁLEZ J., MARTÍNEZ H., CLAVIJO J., REYES G., 2003, Geología de las Planchas 25 Fundación, 32 Monterrubio y 39 El Difícil, Memoria Explicativa, Escala 1:100000, INGEOMINAS, Bogotá, D.C.

HERNÁNDEZ R., RAMIREZ V., REYES J., 2003, Evolución Geohistórica de las Cuencas del Norte de Colombia, ECP, VII Simposio Bolivariano-Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, 8, págs. 256-263.

PACHÓN Z., BENAVIDES C., MONTENEGRO G., 2001, Aplicación de una Nueva Metodología para la Diferenciación de las Unidades Porquero y Ciénaga de Oro de la Cuenca del Valle Inferior del Magdalena, IX Congreso Colombiano del Petróleo organizado por ACIPET, Bogotá D.C. Colombia.

PETTIJOHN F., 1975, Sedimentary Rocks, 3rd ed., Harper & Row Publishers, New York.

REINECK H., y SINGH I., 1980, Depositional Sedimentary Environments, 2nd ed, Springer, New York.

REYES A., MONTENEGRO G., GÓMEZ P., 2000, Evolución Tectonoestratigráfica del Valle Inferior del Magdalena Colombia, Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, 7, Bogotá, p. 293-309.

REYES G., ZAPATA G., 2001, Geología de la Plancha 24 Sabanalarga, Escala 1:100.000, Memoria Explicativa, INGEOMINAS, Bogotá, D.C.

REYES J., REYES A., RANCEL A., GIRALDO B., MESA A., MANTILLA M., GÓMEZ P., GONZÁLEZ S., RUIZ C., MONTENEGRO G., DUQUE H., LUNA O., 2000, Evaluación Integrada del Valle Inferior del Magdalena Oportunidades Exploratorias, ECOPETROL-ICP, Colección de Artículos.

RUEDA M., REYES J., MANTILLA M., GÓMEZ P., 2001, Evaluación del Sector Atlántico y su Prospectividad, ACIPET, IX Congreso Colombiano del Petróleo, Bogotá D.C. Colombia.

SCHLUMBERGER, 1989, Log Interpretation Principles/Applications, Houston, Texas.

SELLEY R., 1978, Concepts and Methods of Subsurface facies analysis, Amer. Assoc. Petroleum Geol., Continuing Education Course Note Series 9.

SCHLUNEGGER F., LEU W., MATTER A 1997, Sedimentary Sequences, Seismic Facies, Subsidence Análisis, and Evolution of the Burdigalian Upper Marine Molasse Group, Central Switzerland, AAPG Bulletin V. 81, No. 7, p. 1185-1207.

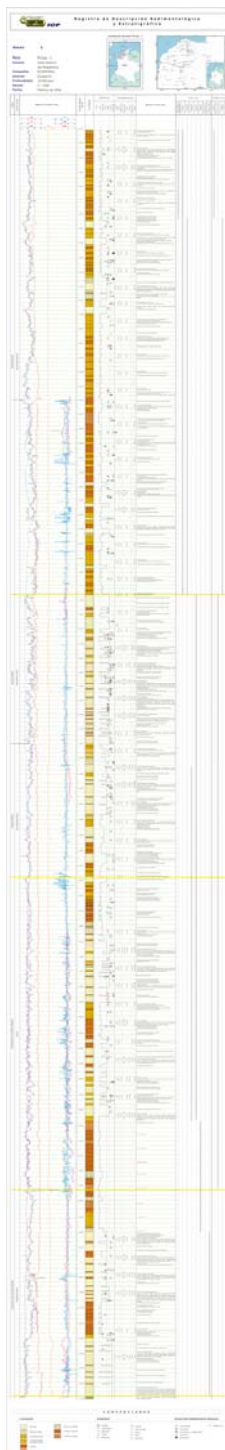
SERRA O., 1985, Sedimentary Environments from Wirelines Logs, Schlumberger, Houston, Texas.

STECKLER M., y WATTS A., 1978, Subsidence of the Atlantic-Type Continental Margin Off New York, Earth and Planetary Science Letter, 41, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Printed in The Netherlands, p. 1-13

WALTER R., 1984, Facies Models, 2nd ed, Geoscience Canada, reprint series I,

ANEXOS

Anexo 1. Registro de Descripción Sedimentológica y Estratigráfica



Anexo 2. Relación Depositación – Subsistencia para el pozo Pivijay-1

Anexo 2. Relación Depositación - Subsistencia para el pozo Pivijay - 1.

