

**CONTROL ESTRATIGRÁFICO DE LAS UNIDADES DEL
PALEÓGENO-NEÓGENO EN EL SINCLINAL DE AVECHUCOS, MUNICIPIO
DE ORTEGA (TOLIMA)**

**ADRIANA LIZETH PRADA RUEDA
DIANA VANESSA PEDRAZA CRISTANCHO**

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

2010

**CONTROL ESTRATIGRÁFICO DE LAS UNIDADES DEL
PALEÓGENO-NEÓGENO EN EL SINCLINAL DE AVECHUCOS, MUNICIPIO
DE ORTEGA (TOLIMA)**

ADRIANA LIZETH PRADA RUEDA

DIANA VANESSA PEDRAZA CRISTANCHO

Trabajo de grado para optar el título de Geólogo

DIRECTOR

MARTIN MANTILLA

Geólogo de Exploración

CODIRECTOR

Jairo Clavijo Torres

UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER

FACULTAD DE FÍSICO-QUÍMICAS

ESCUELA DE GEOLOGÍA

BUCARAMANGA

2010

DEDICATORIA

Dedico este triunfo a mis padres por el apoyo, esfuerzo y colaboración durante todo este tiempo, a mi hermano por ser un ejemplo de superación a seguir y a mi hermana por ser mi gran amiga y confidente.

Diana Vanesa Pedraza.

A Dios por haberme dado sabiduría, paciencia y capacidad de entendimiento en el momento que más lo necesite.

A mi madre por haber creído en mí y darme siempre una voz de fortaleza cuando creía estar en momentos de dificultad.

Adriana Lizeth Prada.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos en primer lugar a Dios por habernos guiado por el camino correcto y por brindarnos fortalezas y fuerzas para seguir adelante y no darnos por vencidas ante la adversidad.

A nuestro director de tesis Martin Mantilla por darnos la oportunidad de mostrar nuestros conocimientos y capacidades, y por su apoyo incondicional en este proceso.

También agradecemos a todos aquellos que nos han apoyado de alguna manera: familiares, compañeros de estudio y amigos.

TABLA DE CONTENIDO

INTRODUCCION	19
1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	21
2. OBJETIVOS	23
2.1 Objetivo General	23
2.2 Objetivos Específicos.....	23
3. MARCO GEOLOGICO	24
3.1 Estratigrafía General.....	24
3.1.1 CRETÁCICO.....	24
3.1.1.1 Formación Yaví.....	26
3.1.1.2 Formación Caballos.....	27
3.1.1.3 Grupo Villeta.....	29
3.1.1.4 Grupo Olini.....	31
3.1.1.5 Nivel De Lutitas Y Arena/ Buscavida	33
3.1.1.6 Formación La Tabla.....	33
3.1.2 PALEOGENO- NEOGENO.....	34
3.1.2.1 Formación Guaduala	34
3.1.2.2 Grupo Gualanday	35
3.1.3 PALEOGENO “Oligoceno Superior” –NEOGENO “Mioceno”.....	38
3.1.3.1 Formación Barzalosa.....	38
3.1.3.2 Grupo Honda	39
3.1.4 NEÓGENO “Plioceno”	40
3.1.4.1 Formación Mesa.....	40
3.1.5 DEPOSITOS CUATERNARIOS.....	41
3.2 Marco Tectonico Regional	41
3.2.1 Rasgos Estructurales Del Área.....	46
3.3 ESTUDIOS ANTERIORES	48
4. GENERALIDADES DEL AREA.....	51

4.1 Localización Geológica	51
4.2 Fisiografía.....	52
4.3 Drenaje.....	53
4.4 Clima	54
4.5 Vías de Acceso.....	54
6. METODOLOGIA.....	56
6.1 Fase De Recopilación Bibliográfica	56
6.2 Fase De Campo	58
6.3 Fase De Oficina	59
6.4 NOMENCLATURA	59
6.4.1 Textura	60
6.4.2 Composición	60
6.4.3 Bioturbación.....	61
6.4.4 Espesor de Capas y Láminas.....	61
6.4.5 Tamaño de Grano.....	63
6.4.6 Porosidad Visual.....	64
6.4.7 Consistencia	64
6.5 TERMINOLOGÍA Y REFERENCIAS	65
6.6 METODOLOGÍA PARA LA DEFINICIÓN DE LOS CICLOS ESTRATIGRAFICOS.....	67
7. DESCRIPCION SEDIMENTOLOGICA Y AMBIENTES	69
7.1 Metodología para Clasificación de Facies	69
7.2 Descripción de Facies	70
7.2.1 Facies Conglomeráticas	73
7.2.1.1 Facies Cgc.m: Conglomerados clasto-soportados, masivo	73
7.2.1.2 Facies Cgc.m-a: Conglomerado clasto-soportado, masivo con fragmentos angulares	74

7.2.1.3 Facies Cgc.gn-m: Conglomerados clasto-soportados, masivo en secuencia grano decreciente	75
7.2.1.4 Facies Cgc.gn-m-A.m: Conglomerados clasto-soportado, masivo gradando a arena	76
7.2.2 Facies Arenosas	78
7.2.2.1 Facies A.xa: Arenisca con estratificación cruzada en artesa	78
7.2.2.2 Facies A.lxa-b: Arenisca con laminación cruzada en artesa, bioturbada.....	79
7.2.2.3 Facies A.xa-gn: Arenisca con estratificación cruzada en artesa, granodecreciente al tope	81
7.2.2.4 Facies A.xa-dp: Arenisca con estratificación cruzada en artesa, y deformación penecontemporánea	85
7.2.2.5 Facies A.rlx-gn: Arenisca con relictos de laminación cruzada en artesa, grano decreciente.....	87
7.2.2.6 Facies A.m: Arenisca masiva.....	87
7.2.2.7 Facies A.m-mt: Areniscas masiva, moteada.....	90
7.2.2.8 Facies A.m-gn: Arenisca masiva, con gradación normal.....	91
7.2.2.9 Facies A.lo: Arenisca con laminación ondulosa.....	92
7.2.2.10 Facies A.lp: Arenita con laminación plano paralela	93
7.2.2.11 Facies A.xp: Arenisca con estratificación cruzada planar de alto ángulo.....	93
7.2.2.12 Facies A.dp-L.m: Arenisca con deformación penecontemporánea, intercalada con lodolita masiva.....	94
7.2.2.13 Facies Acg.gn-m: Arenisca conglomerática en secuencia grano decreciente, masiva.....	95
7.2.2.14 Facies Acg.xa-gn: Arenisca conglomerática con estratificación cruzada en artesa, en gradación normal.....	95
7.2.3 Facies Lodosas.....	98
7.2.3.1 Facies L.lo: Lodolita con laminación ondulosa.....	98
7.2.3.2 Facies L.m: Lodolita masiva	98
7.2.3.3 Facies L-m-mt: Lodolita masiva, moteada	99
7.2.3.4 Facies Ls.lp: Lodolita silíceas con laminación plano paralela.....	101
8. ANALISIS DE FACIES E INTERPRETACIÓN AMBIENTAL.....	103
8.1 Asociación Facial 1. (Cgc.m, A.m-mt, Cgc.gn-m-A.m) Abanico Aluvial Medio	103
8.2 Asociación Facial 2. (Cgc.gn-m, A.m; L.m-mt) Abanico Aluvial Distal.	104

8.3 Asociación Facial 3 (L.m-mt; Acg.gn-m, A.m-mt, A.m-gn, Acg.xa-gn) Llanura de Inundación Seca.	104
8.4 Asociación Facial 4 (A.cg.xa-gn, A.xa-gn, A.m-gn, A.xa-dp, A.m, A.rlx-gn, L.m) Desarrollo de Canales Fluviales y Llanura de Inundacion Humeda.....	105
8.5 Asociación Facial 5 (A.xa-gn, A.lo, Acg.xa-gn, L.m-mt) Canales Amalgamados.	106
8.6 Asociación Facial 6 (L.m-mt, A.rxa-gn, A.m, A.xp, A.xa, A.xa-gn, L.lo, Adp-L.m, A.xa-dp, A.lp, A.lo) Zona Pantanosa con Desarrollo de <i>Crevasse Splay</i> y canales de <i>Crevasse</i>	106
8.7 Asociación Facial 7 (Cgc.m-a) Flujos Gravitacionales	107
9. ESTRATIGRAFIA DE SECUENCIAS.....	109
9.1 Definición de Ciclos Estratigráficos.....	109
9.2 Análisis Estratigráfico	109
10. INTEGRACION DE RESULTADOS	117
11. CONCLUSIONES	122
12. RECOMENDACIONES.....	124
13. BIBLIOGRAFIA	125
14. ANEXOS.....	134

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Columna Estratigráfica Generalizada del VSM. Tomada de Mantilla M; Vidal G & de Freitas M. (2009)	25
Figura 2. Extensión de la cuenca en el Mesozoico por Régimen Distensivo, Fallamiento normal direcciones NE-SW (Modificado de Sarmiento, 2001).	42
Figura 3 Sección Cronoestratigrafía NWW-SSE. Se observa el levantamiento de la Cordillera Central y acuñamiento de los estratos hacia la Cordillera. También se evidencia el sistema de Fallas Romeral sirviendo como límite entre Terrenos Alóctonos y Autóctonos, (Tomado de Villamil 1999).....	43
Figura 4 Sección Cronoestratigrafía NWW-SSE en el Paleoceno Temprano. En esta sección se observa el levantamiento de la Cordillera Central produciendo una migración del Eje central de Deposition, también se observa el limite K-T donde ocurre la depositación de sedimentos Fluviales, y el levantamiento incipiente de la Cordillera Oriental. (Tomado de Villamil 1999)	44
Figura 5 Sección Cronoestratigrafía NWW-SSE Eoceno Medio. En esta sección se observa el Máximo levantamiento de la cordillera Central y la exposición a la erosión de unidades del paleoceno producto de la inversión de Fallas. (Tomado de Villamil, 1999)	45
Figura 6 Sección Cronoestratigrafía NWW-SSE del Mioceno. En la sección podemos observar plegamientos con vergencia E y W asociados a fallas inversas y cabalgamientos producto de los levantamientos de la cordillera Occidental, Central y Oriental. También se manifiestan los dos ejes centrales de Deposition. (Tomado de Villamil 1999)	46
Figura 7 Provincias Estructurales del área de Ortega-Tolima. Tomado de Mantilla, Vidal & De Freitas (2009).....	47
Figura 8 Localización Geológica del área de Estudio. Modificado de Ramón & Rosero 2006; Wilson Gil 2007.	51
Figura 9. Mapa Fisiográfico de la Zona. Modificado de Gil, 2007	52
Figura 10 Mapa Hidrográfico del área de Ortega-Tolima. Tomado del mapa topográfico del Área 53	
Figura 11 Vías de Acceso a Ortega-Tolima	54
Figura 12 Mapa geológico del área de estudio. De color rojo se puede apreciar las secciones levantadas para este trabajo. Modificado de Gil, 2007.	57
Figura 13 Clasificación textural, particularmente tamaño de grano, de las rocas siliciclasticas o terrígenas, tomado de Folk 1974.....	60

Figura 15 Grados de bioturbación. Tomado de Taylor y Goldring, 1993.....	60
Figura 16 Clasificación del tamaño de grano según Wentworth (1922).....	61
Figura 17 Representación de un Ciclo Estratigráfico y su Equivalencia con la Terminología de Van Wagoner y otros (1988). Tomado del Informe Evaluación de la Secuencia Terciaria del Valle Medio del Magdalena ICP (1998)	67
Figura 18. Forma y tamaño de los clastos que conforman los conglomerados de esta Facies.	73
Figura 19 Composición de los clastos que constituyen el conglomerado	74
Figura 20 Capa de conglomerados ángulos y su composición.....	75
Figura 21 Secuencia grano decreciente	76
Figura 22. Base de la capa de los conglomerados, donde se muestra la forma y el tamaño de los clastos.....	77
Figura 22a. Parte media de la capa se puede apreciar el cambio en el tamaño de los clastos.....	78
Figura 22b. Se observa como los conglomerados terminan gradando a arena.....	78
Figura 23. Estratificación cruzada en artesa.	79
Figura 24. Detalle del grado de bioturbación que presenta esta Facies	80
Figura 24a. Laminación cruzada en Artesa.....	81
Figura 25. Detalle de la facie A.xa-gn, donde se puede apreciar su geometría canaliforme y la estratificación cruzada en artesa.	82
Figura 25a Detalle de la estratificación cruzada en artesa.....	83
Figura 25b Detalle de los clastos de lidita.....	83
Figura 25c. Detalle de los intraclastos de Lodo.....	84
Figura 25d. Material carbonoso derivado de fragmentos leñosos.....	84
Figura 25e. Impregnación de hidrocarburos, se observa la roca de color gris oscuro.....	85
Figura 26. Deformación Penecontemporánea.	86
Figura 26a. Deformación Penecontemporánea en estratificación cruzada en artesa.....	86
Figura 27. Detalle de la facies A.m	88
Figura 28. Se observa fragmentos de esquistos cuarzomíceos.	89
Figura 29. Cuarzo Fracturado.....	89
Figura 30. Moteamiento de color morado	90

Figura 31. Contacto superior discordante	91
Figura 32. Laminación Ondulosa.....	92
Figura 33. Estratificación cruzada planar.	94
Figura 34. Facies Acg.xa-gn, se aprecia la estratificación cruzada en artesa.....	96
Figura 35. Nódulos de pirita.....	96
Figura 36. Se puede apreciar en la base del canal el tamaño del grano y los Intraclastos para este caso de lodolita	97
Figura 37. Detalle de la Facies Acg.xa-gn. Se observa como la roca se encuentra impregnada por hidrocarburos.....	97
Figura 38. Facies L.m, Lodolitas de color gris azulado.....	99
Figura 39. Facies L.m-mt. Moteamiento Rojizo	100
Figura 39a. Facies L.m-mt Moteamiento morado.....	100
Figura 40. Facies Ld.pp. Geometría tabular de las capas	101
Figura 41. Capas deformadas	102
Figura 42. Modelo de depositación representando las Asociaciones Faciales	107
Figura 43. Asociaciones Faciales y su Relación con Los Ciclos De Caída y Subida Del Nivel Base (A/S).....	108
Figura 44. Representación del Ciclo 1	112
Figura 45. Representación del ciclo 2	114
Figura 46. Representación del ciclo 3	116
.Figura 47. Horizontes Interpretados en la Línea Sísmica	117
Figura 48. Primera etapa del Modelo de depositación.	119
Figura 49. Segunda etapa del modelo de depositación	120
Figura 50. Última etapa del modelo de depositación.	121

LISTA DE TABLAS

Tabla 1 Espesor de las capas. Tomado de Maurice Tucker.....	62
Tabla 2 Terminologías y Referencias utilizadas para este trabajo.....	66
Tabla 3. Nomenclatura de Facies.....	70
Tabla 4 Facies Interpretadas en este estudio.....	71

RESUMEN

TITULO: CONTROL ESTRATIGRÁFICO DE LAS UNIDADES DEL PALEÓGENO-NEÓGENO EN EL SINCLINAL DE AVECHUCOS, MUNICIPIO DE ORTEGA (TOLIMA)*

Autores: Adriana Lizeth Prada
Diana Vanessa Pedraza****

Palabras claves: Discordancia angular, Grupo Gualanday, facies, asociación facial, ciclos estratigráficos, modelo de depósito.

La Subcuenca de Girardot por su importancia en la industria petrolera ha sido objeto de numerosos estudios con el fin de proporcionar un mejor entendimiento en la evolución tectono-estratigráfica para fines exploratorios. Con este trabajo se pretende verificar la existencia del Grupo Gualanday sobre la discordancia angular Eoceno-Oligoceno mediante un control estratigráfico y palinológico en el Sinclinal de Avechucos en el área de Ortega-Tolima, integrando información de superficie con la del subsuelo (datos sísmicos y registros Gamma Ray de pozo). La identificación de facies y el grado de apilamiento facial facilitó la determinación de ciclos estratigráficos los cuales indican periodos de mayor o menor acomodación sugiriendo un modelo depositacional en marcado en tres ciclos estratigráficos. Con base en un modelo de distribución lateral y vertical de las facies y geometría de la cuenca se determinó que para el primer ciclo se tienen dos fuentes de aportes, una de origen fluvial proveniente del Suroccidente y otra de origen aluvial procedente del oriente. En el segundo ciclo, la fuente de aporte es la misma, sin embargo el depocentro migra hacia el oriente, siendo evidente la predominancia de canales y el fuerte retrabajamiento de los materiales gruesos encontrados hacia el Este pertenecientes a los abanicos aluviales marcando su finalización con un máximo de inundación regional. Para el tercer ciclo los depósitos aluviales no están presentes y solamente predominan las corrientes fluviales, continuando con la migración del depocentro hacia el oriente. Al final de este periodo de tiempo se observa el inicio de la somerización de la cuenca.

*Trabajo de Grado Modalidad Investigación: HOCOL.

**Faculta de Ingenierías Físico-Químicas, Escuela de Geología. Directores: Geólogo Martin Mantilla (HOCOL); Geólogo Jairo Clavijo (UIS).

ABSTRACT

TITLE: STRATIGRAPHIC CONTROL OF THE UNITS OF PALEOGENE-NEOGENE IN THE AVECHUCOS SYNCLINE, ORTEGA-TOLIMA*

Authors: Adriana Lizeth Prada
Diana Vanessa Pedraza****

Key words: Angular unconformity, Gualanday Group, facies, facial association, stratigraphic cycles, deposit model.

The Girardot subbasin by its importance in the petroleum industry has been object of numerous studies to provide a better understanding of the tectono-stratigraphic evolution for exploratory purposes. This paper aims to verify the existence of Gualanday Group on the angular unconformity Eocene-Oligocene through a stratigraphic and palynological control in the Avechucos Syncline in Ortega-Tolima, integrating information of surface and subsurface (seismic data and well logs Gamma Ray). The identification of facies and stacking degree of facies facilitated the identification of stratigraphic cycles which indicate periods of greater or lesser accommodation suggesting a depositional model composite of three stratigraphic cycles. Based on a model of lateral and vertical distribution of facies and geometry of the basin was determined that for the first cycle will have two sources of sediment supply, one fluvial from Southwest and other alluvial from East. In the second cycle, the source of supply is the same, however the depocenter migrated eastward, it was evident the predominance of channels and the strong reworking of coarse materials found to the East, belonging to the fans marking its completion with a regional maximum flood. For the third cycle, the alluvial deposits aren't present and dominate only the streams, continuing migration of depocenter eastward. At the end of this period shows the beginning of the shallowing of the basin.

*Research Project: HOCOL

**Faculty of engineering Physics-chemistry, Geology School. Directors: Geologist Martin Mantilla (HOCOL); Geologist Jairo Clavijo (UIS).

INTRODUCCION

La Cuenca del Valle Superior del Magdalena (VSM), se encuentra ubicada al sur de Colombia en medio de las Cordilleras Central y Oriental; esta cuenca es dividida en dos subcuencas por un alto basamento llamado Alto de Natagaima o Alto de Patá, la subcuenca de Neiva al sur y la subcuenca de Girardot al norte, localizando el área de estudio en el Municipio de Ortega-Tolima el cual se encuentra localizado en la parte suroccidental de esta última subcuenca.

La estratigrafía en la región de Ortega-Tolima exhibe unidades con edades que abarcan desde el Triásico hasta el Cuaternario, esta zona presenta gran interés para la industria petrolera dado que allí se han identificado importantes yacimientos de hidrocarburos, relacionados al Cretácico basal (Formación Caballos y Calizas de Tetuán) y del Cretáceo Superior (Formación La Tabla), siendo la roca Generadora la Formación la Luna y Calizas del Tetuán pertenecientes al Grupo Villeta y como roca sello se ha identificado las lodolitas del Grupo Villeta y las arcillolitas del Grupo Guaduala.

Tectónicamente esta área se encuentra dividida en tres provincias estructurales principales, al oeste el piedemonte de la Cordillera Central, al Este y formando parte del área de la cuenca el Alto de Pata o Natagaima y en medio de estas dos provincias una depresión estructural que corresponde a la zona donde se ubican los principales campos de petróleo productores en el área del Tolima. (Mantilla et al, 2009)

Este trabajo pretende realizar una revisión estratigráfica de las unidades del Paleógeno-Neógeno que se encuentran por encima de la discordancia Eoceno-Oligoceno en la Subcuenca de Girardot en el área de Ortega-Tolima sobre el Sinclinal de Avechucos, mediante la integración e interpretación de las columnas

estratigráficas obtenidas en campo con datos de registro Gamma Ray de afloramiento y datos del subsuelo como información sísmica y de pozo.

1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La cuenca del Valle Superior del Magdalena ha sido dividida en dos subcuencas, la subcuenca de Neiva al Sur y la de Girardot al norte. La nomenclatura estratigráfica utilizada para cada una de estas subcuencas indica la presencia de discordancias angulares en el Eoceno Temprano en la subcuenca de Girardot (Ecopetrol-ICP, (2001). Ramón & Rosero, (2006)) y del Eoceno Tardío-Oligoceno, en la Subcuenca de Neiva (Jaimes y De Freitas, 2006).

Las unidades estratigráficas identificadas en la subcuenca de Neiva muestran que dicha discordancia angular regional sirve de límite superior a rocas del Eoceno, que según Beltrán & Gallo (1968) forman parte del Grupo Chicoral conformado de base a techo por las formaciones Palermo, Baché y Tesalia. Por otra parte sobre la discordancia las rocas más antiguas identificadas corresponden a rocas pertenecientes a la Formación Barzalosa de edad Oligoceno y en algunos casos los conglomerados de la Formación Doima.

En la subcuenca de Girardot las unidades estratigráficas identificadas por debajo de la discordancia angular regional pertenecen al grupo Guaduala de edad Maastrichtiano-Paleoceno, mientras que sobre la discordancia se identifican rocas del Eoceno pertenecientes al Grupo Gualanday conformado por las Formaciones Chicoral, Potrerillo y Doima (Ecopetrol-ICP, 2001. Ramón & Rosero, 2006).

Trabajos realizados recientemente en el área de Ortega-Tolima han suministrado información palinológica (Gil, 2007 y Jaramillo, 2008) que indicarían la presencia de rocas pertenecientes a la Formación Barzalosa de edad Oligoceno-Mioceno descansando directamente sobre la discordancia angular, donde se creía que existían rocas del Eoceno, lo cual daría como resultado que al menos en el área de Ortega-Tolima no se depositaron totalmente las rocas del Grupo Gualanday y que en este caso la discordancia angular tendría un comportamiento

cronoestratigráfico similar al de la subcuenca de Neiva permitiendo mejorar el conocimiento Tectono-estratigráfico de la región.

Para verificar la posición estratigráfica de las rocas ubicadas por encima de esta discordancia angular en la Subcuenca de Girardot se propone el levantamiento de dos columnas estratigráficas detalladas sobre los flancos del sinclinal de Avechuchos, en cercanías a la población de Ortega-Tolima, realizando control palinológico y adquiriendo datos de registro Gamma-Ray de campo para correlacionar con datos de subsuelo.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo General

Verificar la existencia del Grupo Gualanday en la Subcuenca de Girardot mediante un control estratigráfico sobre las unidades aflorantes en el Sinclinal de Avechucos y a su vez correlacionar la información de superficie con datos de pozos de subsuelo para construir un modelo de depositación de esta área.

2.2 Objetivos Específicos

Levantar dos columnas estratigráficas a escala 1:100 de las unidades Paleógeno-Neógeno que afloran sobre los flancos del Sinclinal de Avechucos y que se encuentran por encima de la discordancia Eoceno-Oligoceno en el área de Ortega-Tolima, Subcuenca de Girardot.

Realizar muestreo para palinología de las secciones estratigráficas realizadas con el fin de tener control crono-estratigráfico de las unidades descritas.

Construir un registro litológico que unido a la curva Gamma-Ray de campo permita integrar la información de superficie.

Identificar Facies y Ambientes Sedimentarios.

3. MARCO GEOLOGICO

3.1 Estratigrafía General

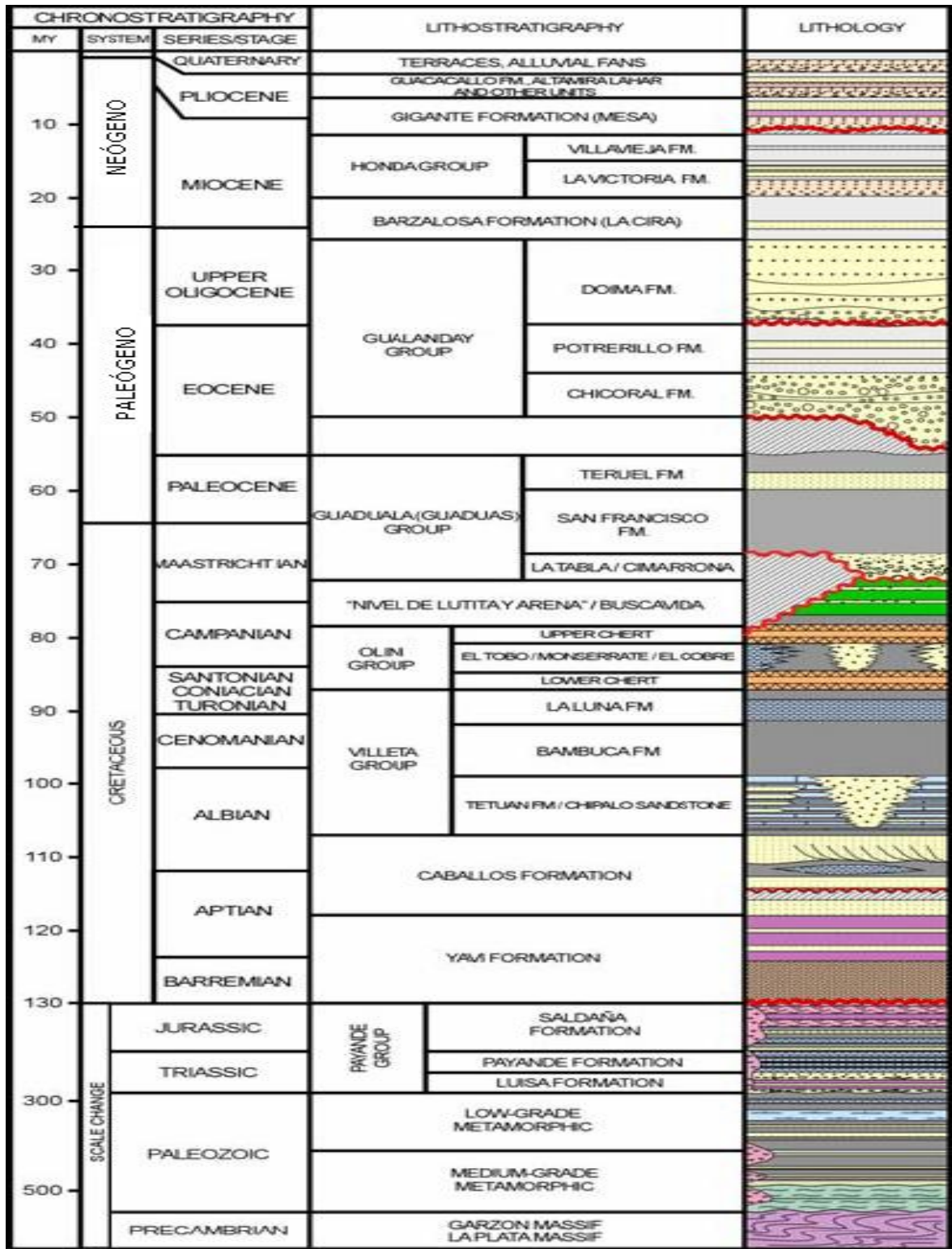
Estratigráficamente la subcuenca de Girardot presenta unidades litológicas que comprenden edades desde el Proterozoico hasta el Neógeno, exhibiendo rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias (Figura 1); en esta subcuenca se identifican unidades contenidas en secuencias mayores separadas por discordancias regionales.

Las rocas de edad proterozoica, paleozoica, Triásico-Jurásico se consideran que hacen parte del basamento económico de la cuenca del VSM y no afloran en el área de estudio, por tal razón no nos centraremos en ellas, por el contrario se realizará la descripción litoestratigráfica de las unidades a partir del Cretácico, ya que estos sedimentos se encuentran aflorando en la zona de interés.

3.1 1 CRETÁCEO

La descripción estratigráfica correspondiente a este intervalo de tiempo se hará desde las unidades más antiguas hasta las más recientes, representado por rocas que muestran según el tipo de litología variaciones de ambientes desde continentales hasta marinos. A continuación se hace una reseña principalmente bibliográfica de las unidades mencionadas.

Figura 1. Columna Estratigráfica Generalizada del VSM. Tomada de Mantilla M. et al (2009)



3.1.1.1 Formación Yaví

El término de Formación Yaví fue propuesto por Bernal et al. (1976), para el conjunto sedimentario que reposa discordantemente sobre la Formación Saldaña e infrayace la Formación Caballos. Esta unidad fue conocida inicialmente como "Unidad Arcósica" (Jimeno & Guevara, 1976) y era considerada integrante de la infrayacente Formación Saldaña. Mojica y Macía (1981) presentan la descripción de la secuencia al sur de Prado, sobre la quebrada Yaví, Renzoni, (1994) presenta una descripción detallada de esta unidad.

Los afloramientos más septentrionales, conocidos hasta el momento en el área del Tolima, se encuentran sobre las carreteras Coyaima–Ataco y Prado-Dolores, los cuales se prolongan hacia el sur, en límites con el Huila. La secuencia se presenta muy bien expuesta en el carretable San Cayetano-Balsillas, que parte de la ya mencionada carretera Coyaima-Ataco. Las exposiciones más occidentales se reportaron al oriente de Planadas (Esquivel et al.1989).

Descripción: La Formación Yaví consta, hacia la base, de conglomerados polimícticos, con cantos de tamaño variado en matriz areno arcillosa; los cantos, en su mayoría, son de rocas piroclásticas, cuarzo lechoso, chert negro y rojo. En la parte media se encuentra una alternancia de areniscas y limolitas de variados colores; las areniscas son de grano grueso a medio; las limolitas presentan diversos colores, predominantemente, pardo, gris, verde y violeta. En la parte superior se encuentra una alternancia de areniscas arcósicas, arcillolitas y limolitas de color variado (Ingeominas, 2001)

El espesor de esta unidad es variable en el sector del camino Bermejo-Alto de las Moras alcanza un espesor de 320m ((Cossio et al. (1995), Viana (1992a)), 357 m en la Quebrada Yaví (Viana, 1992b), 116 m en la Quebrada Carpintero (Viana,

1992b), 160 m en Bocas de San Pedro (Río Saldaña) y 30 m en la carretera Olaya Herrera - El Maco (Renzoni, 1994a).

Ambiente: abanico aluvial drenado por canales trenzados y meándricos que alcanzaron la zona litoral y fueron influenciados por inundaciones de tipo estuarino (Vergara 1994).

Edad: La datación de fósiles realizada por Prössl & Vergara (1993) considera a esta formación de edad Aptiano.

3.1.1.2 Formación Caballos

El nombre de Formación Caballos fue utilizado inicialmente por Corrigan (1967), Beltrán y Gallo (1968) complementan la definición que realizó Corrigan, Renzoni (1994) elaboró un catálogo litoestratigráfico de esta unidad.

La formación aflora en tres sitios principales, que son: Cuchilla Tomogó (Este del Río Cucuana), Vereda Chicuambé (Este de Ortega) y Loma Guacamayas (Suroeste de Ortega), este último sitio puede considerarse como continuación del Cerro Caballos, en donde al parecer fue estudiada inicialmente la secuencia, según Beltrán & Gallo (1968). Esta unidad es considerada uno de los mayores reservorios en la cuenca del Valle Superior del Magdalena. En el área de Ortega es productora en los campos Toy, Toldado, Ortega, Quimbaya, y Pacandé. La Formación Caballos está conformada por tres miembros denominados informalmente de base a techo, Miembro Inferior, Miembro Medio, y Miembro Superior. Yace discordantemente sobre la Formación Yavi y subyace concordantemente al Grupo Villeta.

Descripción: Miembro Inferior: Este intervalo está compuesto por capas gruesas y muy gruesas con geometría cuneiforme de areniscas blancas, amarillentas y ligeramente verdosas, con tamaño de grano fino a muy grueso con frecuentes

granodecrecimiento y composición variando de subarcosa a cuarzoarenitas, internamente las capas muestran laminación inclinada en artesa, ondulada y lenticular. La matriz caolinítica es abundante en las capas más inferiores, la selección es moderada a pobre y la porosidad visual es regular a mala. Son comunes los restos de vegetales carbonizados en toda la secuencia. En menor proporción se interponen capas delgadas de lodolitas grises y conglomerados finos. (Dunia, 2004).

Miembro Medio: está conformado principalmente por interposiciones de capas medias y gruesas de calizas bioclásticas glauconíticas de bivalvos y ostreidos, con lodolitas y limolitas negras a grises y en menor proporción capas medias y delgadas de cuarzoarenitas y subarcosas glauconíticas. Las calizas texturalmente corresponden a packstones y wackestones con lodo mixto calcáreo y terrígeno. Las lodolitas presentan laminación plana paralela a levemente ondulada continua, son de color gris a marrón y contienen fragmentos carbonizados de plantas. Las arenitas varían de cuarzoarenitas a subarcosas, con tamaño de grano medio a grueso, cemento calcáreo; localmente muestran hasta un 10% de bioclastos y concreciones ferruginosas o calcáreas. El contenido de glauconita varía de 5-15%. (Dunia, 2004)

Miembro Superior: este intervalo está conformado por dos conjuntos arenosos espesos separados entre sí por una delgada sucesión de 8 m de espesor donde se interponen calizas y lodolitas. Las calizas son micríticas (mudstone) a Wackestones de color negro y gris, con incipiente laminación ondulada discontinua, se presentan en capas de 10 a 30 cm de espesor separadas por niveles de lodolitas negras localmente calcáreas. El conjunto arenoso inferior está conformado por capas muy gruesas y bancos de hasta 10 m de arenisca de grano medio, con intensa estratificación inclinada curvada, festoneada y tangencial de gran escala. El conjunto arenoso superior se caracteriza por presentar mayor variación en el tamaño de grano ya que varía de fino a grueso, no presentan

estratificación interna diferenciable, aunque hay indicios de bioturbación en la parte inferior; estas arenas son friables. (Dunja, 2004)

Ambiente: Transicional a marino.

Edad: Corrigan (1967) postula un rango que varía desde Aptiano temprano a Albiano, Vergara (1994) basado en un estudio de foraminíferos determinó la edad de Albiano inferior a medio, Renzoni (1994) mediante interpretación paleoambiental la define de edad Aptiano medio a Albiano medio.

3.1.1.3 Grupo Villeta

El término Villeta fue utilizado por Hettner (1892) para describir una secuencia de shales negros, Corrigan (1967) lo usa para definir areniscas de la Formación Caballos y las areniscas del Cretácico superior; De Porta (1965 y 1966), propone utilizar para esta formación los nombres de Formación Hondita y Formación Loma Gorda para esta secuencia y define como sección tipo la zona de Piedras-La Tabla, en el Departamento del Tolima, Patarroyo (1993) sugiere la misma terminología De Porta (1965 y 1966) para la parte occidental del VSM.

El contacto inferior es neto concordante con el tope de la Formación Caballos y concordante con la base de la Lidita Inferior del Grupo Oliní.

Descripción: El Grupo Villeta ha sido subdividido en la industria del petróleo en tres formaciones que de base a techo corresponden a las calizas del Tetuán, Bambucá Shales y la Luna. (Gil, 2007). A continuación se hace una breve descripción de cada una de estas unidades

La Formación Tetuán está conformada por intercalaciones de capas delgadas a gruesas subtabulares a lenticulares de micrita y biomicrita negras a gris claro localmente terrígenas con laminación plana paralela y levemente ondulada y

capas gruesas de lodolitas y arcillolitas calcáreas y fosilíferas y concreciones calcáreas grandes y pequeñas localmente con fósiles de amonitas y bivalvos. Texturalmente la calizas son mudstones, wackstones con fragmentos de bivalvos, amonitas, y algunos foraminíferos. (Dunia, 2004).

La Formación Bambucá está constituido por arcillolitas y lodolitas de color negro a gris oscuro fósiles, con laminación plano paralela continúa; son frecuentes las láminas ricas en partículas fosfáticas dispuestas en forma paralela a la estratificación; predominantemente son lodolitas con cemento calcáreo de menor espesor. Dentro de las capas de lodolitas se presentan concreciones micríticas elipsoidales a esferoidales centimétricas y ocasionalmente capas lenticulares de mudstone de color gris oscuro (Dunia, 2004). El Shale de Bambucá es considerado roca sello para la Formación Caballos.

La Formación la Luna esta constituida por capas medias a gruesas de lodolitas y arcillolitas calcáreas negras a grises, con laminación plano paralela a ondulada, con intercalaciones de capas finas gruesas de micrita y biomicrita con laminación plana paralela. Son características las concreciones calcáreas discoidales y presencia de fósiles de amonitas y bivalvos, además restos fosfáticos de peces y crustáceos. Las lodolitas de la Formación la Luna son consideradas las rocas generadoras de la cuenca, junto a algunos niveles calcáreos de la Formación Tetuán han mostrado producción de aceite a partir de fracturas en los campos Ortega y Pacandé. El espesor de cada uno de los miembros constituyentes es variable y en conjunto pueden sumar alrededor de 200 metros. Cossio et al. (1995) midieron 379 m, en la represa de Hidroprado.

Ambiente: Siendo este grupo fundamentalmente arcilloso, se sugiere un ambiente de plataforma media a externa, con importantes aportes terrígenos y una profundización marina progresiva (Ingeominas, 2002)

Edad: Etayo (1979) por medio de fauna de amonitas sugirió una edad Albiano medio-Coniaciano.

3.1.1.4 Grupo Olini

Este nombre fue utilizado por Petters (1954) para agrupar tres unidades conocidas como "Chert Inferior, Miembro Arenoso y Chert Superior". Hubach (1957) extiende el nombre a la región de Girardot-Guataqui, De Porta (1965) redefine el grupo Oliní como una unidad compuesta por dos niveles silíceos (Liditas) separados por un nivel de lodolitas con arena.

La unidad está expuesta en el SE de la Plancha 263 de Ortega, como una franja de espesor variable entre 100 y 400 m. Aflora en el filo del Gavilán (carretera El Guamo–Ortega), en el filo La Moneda o Loma Larga (Río Cucuana) y en la loma La Guacamaya. La base del Grupo Olini reposa concordantemente sobre el Grupo Villeta en contacto transicional lento. El contacto superior es neto con lodolitas calcáreas de la Formación Buscavida. (Dunia, 2004).

Descripción: El Grupo Olini se dividió en tres unidades cartografiadas denominadas Formación Lidita Inferior, Nivel Intermedio y Formación Lidita Superior.

Formación Lidita Inferior: Está conformada por limolitas silíceas con partición ortogonal, shales gris medio, fosforitas y en menor proporción cherts y calizas micríticas en estratos que varían desde láminas hasta capas medias tabulares con laminación ondulada y plana paralela continua. Ocasionalmente aparecen hacia la base de la Lidita Inferior, concreciones micríticas negras a escala métrica. (Gil, 2007). Son comunes los fósiles de foraminíferos, espinas, vertebras y escamas de peces; los foraminíferos planctónicos son muy abundantes en la unidad y por lo general forman láminas dentro de la roca. (Dunia, 2004)

Nivel Intermedio (Shale de Aico & Arenisca del Cobre): En la parte norte del Bloque Doima, sector de Tomogo, aparecen dentro del Aico una sucesión de lodolitas silíceas grises con intercalaciones de bancos de sublitoarenita maciza, de grano fino (Arenisca del Cobre en Barrio y Coffield, 1992). Avanzando hacia el sur, en el sector de Flautillo, la sucesión que separa las liditas consta de areniscas lodosas con laminación festoneada, fragmentos de troncos, tallos y hojas, al igual que de resinas orgánicas (ámbar). Hacia el Sur, sector de Canali–Balsillas, las Formación Aico está conformada por shales gris oscuros, eventualmente calcáreos, con interposiciones delgadas de areniscas fosfáticas. En la Quebrada Lavapatas, la Arenisca del Cobre está constituida por arcillolitas silíceas con concreciones micríticas y capas de arenisca de grano fino, cuarzosas y líticas, con un nivel de conglomerado arenoso bioturbado que infrayace a la Formación Lidita Superior. (Gil, 2007)

Formación Lidita Superior: Constituida por intercalaciones de capas delgadas y muy delgadas tabulares de liditas y limolitas silíceas con delgadas láminas arcillosas y concreciones calcáreas hacia la base. El material silíceo es más abundante que en la Lidita Inferior y presenta laminación plano paralela en bandas de color claro y oscuro con presencia abundante de foraminíferos. Son importantes algunos niveles de caliza en la parte media y superior de la formación, contenido foraminífero planctónico. (Dunja, 2004)

Ambiente: Esta unidad se depositó en un ambiente de sedimentación de plataforma externa a interna.

Edad: con base en microfósiles Vergara (1994) asignó al Grupo Olini una edad Santoniano-Campaniano, Jaramillo & Yepes (1994) por palinoestratigrafía determinaron una edad entre final del Coniaciano y final del Campaniano, Tchegliakova & Mojica (2001) con base en un estudio de foraminíferos asignaron una edad Coniaciano Tardío a Campaniano Tardío.

3.1.1.5 Nivel De Lutitas Y Arenas/ Buscavida

Corrigan (1967) utiliza este nombre para referirse a las lutitas grisáceas con bancos y lentes de arenitas, que estratigráficamente se encuentran encima de la Formación Lidita Superior y debajo de la Formación la Tabla.

Las mejores exposiciones se presentan en la carretera que comunica a Ortega con el Campo Ortega y en la carretera que de San Luis lleva a la vereda Tomogó. El espesor es variable entre 300 y 600 m.

Descripción: Esta unidad consiste de una alternancia de lutitas grises físis calcáreas con bancos de arenitas a veces en forma de lentejones (Ingeominas, 2001). Se diferencian unos niveles delgados de fosforitas y concreciones calcáreas pequeñas. Hacia el tope de la unidad afloran cuarzoarenitas lodosas de grano fino con intercalaciones de caliza arenosa de color gris a amarillento; texturalmente varían de calizas detríticas a areniscas calcáreas, con un 5% de glauconita. (Dunia, 2004)

Ambiente: Esta unidad se depositó en un ambiente de plataforma externa

Edad: El Nivel de Lutitas y Arenas es ubicado por Etayo (1994), en el lapso Campaniano – Maastrichtiano.

3.1.1.6 Formación La Tabla

De Porta (1965) definió originalmente la Formación La Tabla en la sección tipo ubicada en el camino que conduce de Piedras a La Tabla, en el Municipio de Piedras (Tolima). El mejor sitio de afloramiento es la Vereda Pocara, al SW de Ortega.

La base está en contacto neto, erosivo, marcado por un cambio energético fuerte, el techo es marcado por la aparición, en forma transicional y concordante, de los primeros niveles arcillosos del Grupo Guaduala.

Descripción: Esta unidad está conformada por capas medias a muy gruesas y masivas, de geometría cuneiformes a lenticulares de conglomerados arenosos y clasto-soportados y areniscas conglomeráticas localmente con cemento calcáreo y fragmentos de conchas; los clastos son de cuarzo, con algunos escasos fragmentos de chert y cuarcitas. Las arenitas son cuarzosas de grano medio con variación entre fino y grueso. Ocasionalmente contiene glauconita. (Dunia, 2004). El espesor total de la formación no sobrepasa los 120 m. La Formación La Tabla representa la culminación de la sedimentación marina del Cretácico en la cuenca del Valle Superior del Magdalena.

Ambiente: Depositada en un ambiente de abanico deltaico

Edad: Etayo (1994) ubica, al igual que De Porta (1965), la Formación La Tabla en el Cretácico Superior (Maastrichtiano).

3.1.2 PALEOGENO- NEOGENO

3.1.2.1 Formación Guaduala

Hubach (1957) inicialmente asignó este nombre a una secuencia de carácter netamente arcilloso, que aflora sobre la carretera El Guamo–Ortega, entre Los Mangos y la entrada a la población de Ortega, De Porta (1965) la denomina Formación Seca (Norte de Honda), Beltrán y Gallo (1968) la elevan a rango de Grupo Guaduala, INTERCOL divide el grupo Guaduala en las formaciones San Francisco y Teruel.

Por lo regular ocupa áreas planas a ligeramente onduladas del valle del Magdalena, como se puede observar en la carretera Guamo-Ortega, entre el río

Ortega y el municipio de Ortega; en la zona de Cunira, al oriente del Municipio de Coello y entre Payandé-Valle de San Juan y el Río Cucuana.

El contacto inferior es concordante neto con los conglomerados de la Formación La Tabla y el superior es discordante angular con la Formación Chicoral (Dunia, 2004).

Descripción: consta principalmente de arcillolitas y lodolitas de tonos rojizos y marrónes; estos niveles se presentan en paquetes y capas gruesas hasta de 10 m de espesor, es común que estos niveles presenten internamente mezcla de granos arenosos de grano fino a grueso con los materiales arcillosos correspondiendo texturalmente a grawacas; en menor proporción se interponen capas delgadas y medias de litoarenita de color verde oscuro, amarillo y rojizo, con tamaño de grano variando desde fino a medio y abundante matriz arcillosa, con estratificación cruzada planar, en artesa de bajo ángulo y plana paralela continua. (Dunia, 2004)

Ambiente: Fue depositada en un ambiente de llanura de mareal (Base) a llanuras aluviales (Tope)

En la Formación Guaduala se observa una tendencia en general de somerización (disminución en el régimen de energía) en el ambiente de sedimentación hacia el techo. (Ecopetrol, 2000)

Edad: Van der Hammen (1958) con base a estudios paleontológicos consideró el Grupo Guaduala de edad Maastrichtiano a Paleoceno.

3.1.2.2 Grupo Gualanday

Scheibe y Codazzi en 1918 mencionaron inicialmente el termino de Gualanday, Hubach (1931) identificó las rocas a los alrededores de la población Gualanday (Tolima), Scheibe(1934) define la unidad con el nombre de “Piso del Gualanday”,

Téllez y Navas (1962) y Van Houten y Travis (1968) definen la unidad con rango de grupo y la subdividen en las Formaciones Gualanday Inferior (Chicoral), Gualanday Medio (Potrerillo) y Gualanday Superior (Doima).

Las mejores exposiciones se conocen en la localidad tipo, alrededores de Gualanday Tolima, en la vía Coyaima-Chaparral, en el sitio conocido como El Túnel, en la vía Carmen de Apicalá-Cunday y en los alrededores de la represa de Hidroprado (Ingeominas, 2001). En el área de estudio los mapas geológicos indican su presencia sobre los flancos del Sinclinal de Avechucos, y corresponden a las unidades objeto de este estudio.

A continuación se describen lo que la literatura dice acerca de las formaciones que lo conforman.

Formación Chicoral: Chenevart (1963) la definió inicialmente en los alrededores de la población Chicoral.

Esta conformada por conglomerados con clastos de cuarzo y chert. El tamaño de los clastos varía desde grava fina hasta gruesa, la matriz es arenosa y arcillosa de la misma composición de los fragmentos gruesos y el color dominante es amarillo a pardo oscuro. Tiene intercalaciones menores de arcillolitas, limolitas y areniscas de colores rojizo, violáceo y blanco, que separan los paquetes de conglomerados (Ingeominas, 2001). Bürgl (1961) describe un espesor de 300 m en la perforación del pozo Ortega 8, ubicada entre los Ríos Ortega y Cucuana, que disminuye a 150 m, tanto al Norte como al Sur.

Ambiente: sedimentos acumulados sobre el cuerpo y pie interno de abanicos aluviales. Los depósitos de cabecera se depositan discordantemente sobre las unidades infrayacentes mientras que los depósitos de pie cambian fácilmente a depósitos de llanura de inundación (Caicedo & Roncanc, 1994).

Edad: Beltrán & Gallo (1968) citan una edad eoceno superior para la Formación Chicoral.

Formación Potrerillo: Fue definida originalmente por geólogos de la Richmond Petroleum Company, en 1938, sin mencionar sección tipo, Beltrán y Gallo (1968) identifican esta formación en la localidad de Neiva

El contacto inferior con la Formación Chicoral es estructuralmente concordante de acuerdo con las observaciones realizadas al Este del Cerro Caballos, sin embargo es posible que pueda existir una discordancia en este límite debido a la forma como la Formación Potrerillo recubre y fosiliza algunas estructuras que afectan a la Formación Chicoral como lo son el anticlinal y Falla de Luaní y al contacto discordante identificado entre la Formación Potrerillo y la Formación Caballos en el falco occidental del Anticlinal del Azucaral y en las quebradas Macule y Chipalo.(Dunia, 2004).

Consta de arcillolitas de colores rojo, amarillo, azul, gris y gris púrpura, con intercalaciones menores de limolitas, areniscas y lentes de conglomerados.

Ambiente: Corresponde a acumulaciones de sedimentos en los planos de inundación cerca a las zonas terminales del abanico. El gran espesor indicaría condiciones de alta subsidencia (sección sobre la Quebrada Aico) (Caicedo & Roncancio, 1994)

Edad: de acuerdo con Beltrán & Gallo (1968) la Formación Potrerillo es Eoceno Superior

Formación Doima: Fue determinada por los geólogos de la Richmond Petroleum Company en 1939 y su localidad tipo está ubicada en los cerros de la localidad de Doima, en el municipio de Ibagué, departamento del Tolima y luego Beltrán y Gallo (1968) extienden su nombre en el sector de Neiva donde está constituida por conglomerados potentes, areniscas e intercalaciones menores de lodolitas.

Conforma los cerros y filos más destacados en la región Sureste de la Plancha 263 de Ortega. Según Ingeominas, (1984) esta presente en los Cerros de los Avechucos.

La Formación Doima consiste de conglomerados rojizos, con forma de rellenos de canal y clastos hasta de 20 cm de lodolita silíceo y chert, principalmente con cuarzo, rocas ígneas y metamórficas en forma subordinada, están soportados por matriz arenosa con fragmentos de la misma naturaleza, en menor proporción se presentan capas delgadas de arcillolitas y areniscas de tono amarillento y verdoso. (Ingeominas, 2001)

El espesor de la formación es de aproximadamente 150 a 200 m en la región de los Avechucos. (Ingeominas, 1984)

Ambiente: indica un retorno a las condiciones de pie interno y externo de abanicos con desarrollo de barras y depósitos de desborde hacia el techo. Hay algunas evidencias de removimiento de los materiales por corrientes trenzadas. (Sección sobre la quebrada Aico) (Caicedo & Roncancio, 1994)

La Formación Doima suprayace en discordancia paraconforme (Figura 1) sobre la Formación Potrerillo.

Edad: Beltrán & Gallo (1968) establecen edad Oligoceno–Mioceno Inferior para esta formación.

3.1.3 PALEOGENO “Oligoceno Superior” –NEOGENO “Mioceno”.

3.1.3.1 Formación Barzalosa

El nombre de Formación Barzalosa fué originalmente empleado por (Wheeler 1935, en De Porta 1974) siendo más conocida la redefinición hecha por Raasveldt & Carvajal (1957) quienes al Noreste de Chaparral aplicaron este término a unas arcillas azulosas, rojas, o abigarradas con pocas areniscas de grano fino. Horizontes margosos y calcáreos de color gris-azul con abundantes moluscos y afirman que esta unidad descansa sobre el Gualanday superior e infrayace a la Formación Honda.

Esta unidad se ha encontrado asociada al Sinclinal de Chiquinima en la parte noroccidental (Mesa de Ortega) y en el sector de El Maco en una pequeña franja por debajo de la Formación Honda (Gil, 2007).

Descripción: Intercalaciones de capas medias y gruesas de lodolitas y arcillolitas con capas medias y delgadas de areniscas y areniscas conglomeráticas, son comunes las secuencias granodecrecientes desde areniscas gruesas hasta arcillolitas, en la parte inferior de la unidad predominan las arcillolitas y en la parte superior las arenitas conglomeráticas. Es característico un nivel fosilífero de máximo 1 metro de espesor interpuesto dentro de las lodolitas, son capas de wackestone a grainstone de conchas de bivalvos de 0,5 a 1 cm (Reportadas por la cartografía realizada por Dunia en el 2004, los afloramientos se encuentran al oeste del Anticlinal del Azucaral y del Sinclinal de Chiquinima (Estribaciones del Río Cuacuana)) (Gil, 2007).

3.1.3.2 Grupo Honda

Hettner (1892) usa por primera vez este nombre y propone como área tipo para la unidad en los alrededores de la población Honda en el Departamento del Tolima, Butler (1942) la redefine en el sector de San Antonio-Departamento de Cundinamarca, fue redefinida por Royo & Gómez (1942) quienes afirman que el Grupo Honda se encuentra limitado por dos discordancias, a la base con la Formación Gualanday en la base y al tope con la Formación Mesa.

Descripción: En Avechucos, sector del Pozo Don Pedro 1, el Grupo Honda inicia con cerca de 30 metros de conglomerados clastosoportados polimícticos, con fragmentos de material ígneo, correspondiendo un 30% a fragmentos de bombas de 10-20 cm de diámetro, 10% a bloques de lavas andesíticas, granitoides y fragmentos de neises, 60% de los clastos de origen sedimentario (chert-lidita. Sobre este nivel yacen casi 200 metros de capas muy gruesas de conglomerados

con clastos de sedimentitas (chert negro 30%, lidita 40%, cuarzo + cuarzoarenitas 20%), interpuestos con cuarzoarenitas lodosas y capas delgadas de lodolitas gris clara con moteado rojo. (Gil, 2007)

3.1.4 NEÓGENO “Plioceno”

3.1.4.1 Formación Mesa

Hettner (1892) describió la Formación Mesa refiriéndose a las capas horizontales que se encuentran al oeste de la localidad de Honda, Butler (1942) indica como localidad tipo de la unidad la sección que se encuentra al NW de Honda. Pero en general se considera que fue Weiske (1926, 1938) el autor de este término. De Porta (1965) propone como sección de referencia el camino que de Mariquita conduce al Cerro Lumbí, en donde destaca de base a techo tres miembros: Las Palmas, Bernal y Lumbí, con un espesor total de 431 m.

Descripción: De acuerdo con la descripción de De Porta (1965), el miembro inferior consta de bancos de gravas arenosas formadas por cantos de rocas volcánicas dacíticas y andesíticas (65%), cantos de rocas metamórficas, plutónicas, cuarzo y chert (35%), con algunos bancos de arenas tobáceas y arcillas caoliníticas blancas. El Miembro Bernal está constituido por bancos de gravas y gravas arenosas con predominio de cantos de rocas efusivas (70%) y gravas con cantos de pumitas que, en muchas ocasiones, son el constituyente único. El miembro superior o Lumbí, consiste en bancos de arenas tobáceas, con lentejones a manera de rellenos de canal de pómez, y algunos bancos de arcillas blancas, caoliníticas. (Ingeominas, 2001)

3.1.5 DEPOSITOS CUATERNARIOS.

El Cuaternario está representado por abundantes depósitos recientes producto de la erosión y transporte que ejercen los ríos, de la actividad volcánica y del movimiento de fallas activas.

3.2 Marco Tectónico Regional

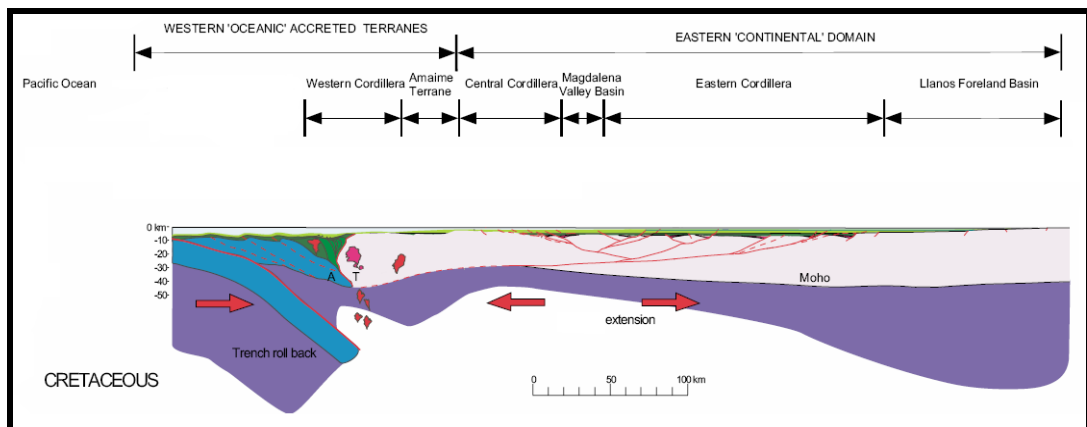
La tectónica del Noreste Colombiano es afectada por un régimen transpresional, producto de la convergencia entre la Placa Caribe y la Placa Sur Americana (Pindell, 1993; Taboada et al. 2000; Villamil, 1999)), viendose reflejado en la cuenca del VSM con sus múltiples deformaciones. Este régimen está controlado por un sistemas de fallas transcurrentes sinistral y dextrales relacionados a procesos de subducción, colisión y acreción entre Placas Caribe, Suramericana, y la de Farallones (esta última dividida en Placa Nazca y Placa Cocos en el Oligoceno Tardío-Mioceno (Taboada et al. 2000)).

La orogenia andina fue el producto de la subducción de la Placa Nazca sobre la Suramericana, esta convergencia de placas generó un régimen compresivo marcando el inicio de la orogenia. (Pindell & Erickson, 1993)

La formación de la cuenca del Valle Superior del Magdalena está estrechamente relacionada con el origen de las Cordilleras Central y Oriental (Anderson, 1972; Van der Wiel, 1992, Caicedo & Roncancio, 1992; Villamil, 1999; Gómez, 2001; Sarmiento, 2001). Esta cuenca se caracteriza por diferentes eventos tectónicos que tuvieron lugar desde el Triásico hasta el reciente. A continuación se describen los episodios más representativos de la evolución geológica en Colombia y sus grandes zonas de deformación o límites tectónicos:

- Para el Mesozoico dominaron procesos distensivos los cuales originaron un Rift Continental, produciendo adelgazamiento cortical y fallamiento normal con direcciones NE-SW, este evento tuvo lugar en el Triásico-Jurásico.
- En el Cretácico continuo el margen distensivo, creando un graben permitiendo la depositación de sedimentos marinos (Sarmiento, 2001), para el Aptiano-Albiano el fallamiento normal se detuvo y se alcanzó la máxima transgresión marina por un aumento eustático global (Turoniano). (Figura 2).
- Guerrero (2001) le atribuye edad Cretácica-Albiana a la elevación de la Cordillera Central debido a que las arenas de la Formación Caballos son mejor desarrolladas cerca a la Cordillera Central y las limolitas de la Formación Villeta se encuentran adelgazándose hacia el oeste, esta idea es apoyada por análisis petrográficos. Para Gómez (2001) le asigna edad Campaniano-Maestrichtiano se inicia la actividad orogénica que formó la cordillera occidental produciendo una nueva fase de levantamiento en la Cordillera Central la cual culminó en el Eoceno Temprano.

Figura 2. Extensión de la cuenca en el Mesozoico por Régimen Distensivo, Fallamiento normal direcciones NE-SW (Tomado de Sarmiento, 2001).

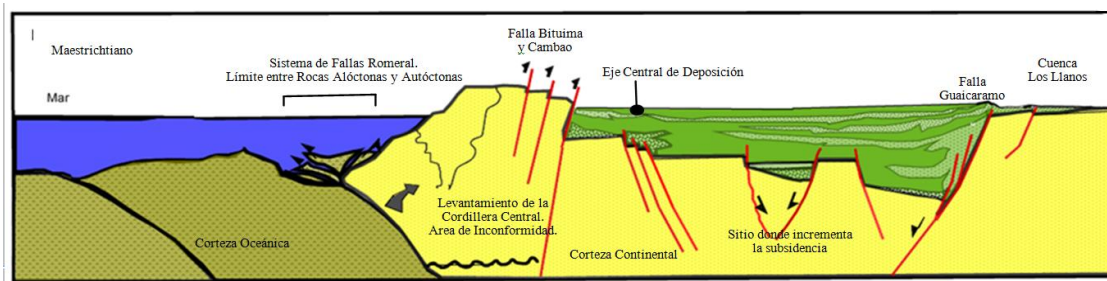


- En el Maestrichtiano Tardío-Paleoceno Temprano se presentan continuos levantamientos de la Cordillera Central, con su flanco occidental mas empinado

que su flanco oriental, esta asimetría fue sugerida por la asociación de facies observadas sobre rocas de la misma edad en los flancos de la cordillera, siendo las facies hacia el Oeste de Turbiditas de aguas-profundas (Duque-Caro, 1980, 1984; Molina, 1986) y por sistemas deltáicos costeros al lado Este, esta asimetría en la Cordillera Central es atribuida a la convergencia de la corteza oceánica y continental (Figura 3). Las facies derivadas al Oeste corresponden a la Formación Guaduas. Los estratos de esta edad muestran un decrecimiento en el espacio de acomodación, mostrando un adelgazamiento en su espesor hacia la Cordillera Central. (Villamil, (1999); Radic & Jordan, 2004).

-

Figura 3 Sección Cronoestratigrafía NWW-SSE. Se observa el levantamiento de la Cordillera Central y acuñaamiento de los estratos hacia la Cordillera. También se evidencia el sistema de Fallas Romeral sirviendo como límite entre Terrenos Alóctonos y Autóct

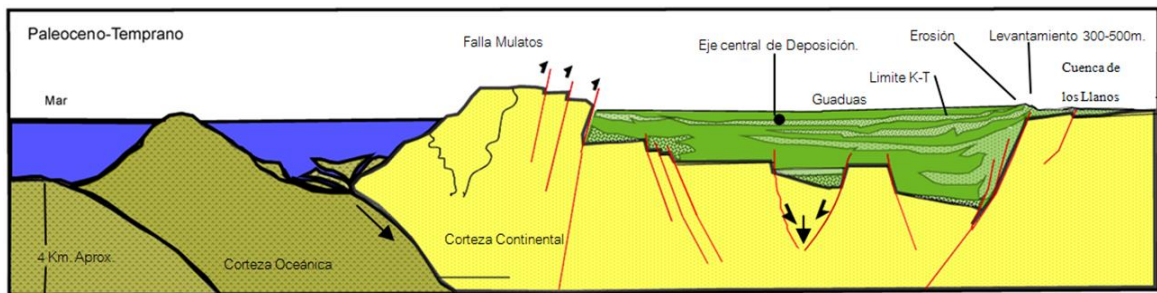


- Tras el pulso levantamiento de la Cordillera Central en el límite K-T, hubo un periodo de relajación cortical (Paleoceno Tardío–Eoceno Temprano) que generó espacio de acomodación y permitió la depositación de unidades fluviales de grano grueso sobre la discordancia (Campbell, 1968; Díaz, 1994; Sarmiento 1994).

- Durante el Paleógeno las fallas extensionales preexistentes se invierten, desarrollando estructuras compresionales (Sarmiento, 2001). La discordancia Paleoceno-Eoceno en la cuenca del VSM puede presentarse como discordancia angular, por la pérdida superficial de facies en algunas regiones (Radic & Jordan 2004), al contrario ocurre en la Sabana de Bogotá donde la discordancia se

expresa como una paraconformidad entre los sistemas fluviales y costeros. (Villamil 1999, Gómez 2001, De Porta 1974). (Figura. 4). Para el Paleoceno producto del levantamiento de la Cordillera Central se produjo la migración del eje central de depositación hacia el Este. (Villamil, 1999; Campbell, 1968) (Figura.4)

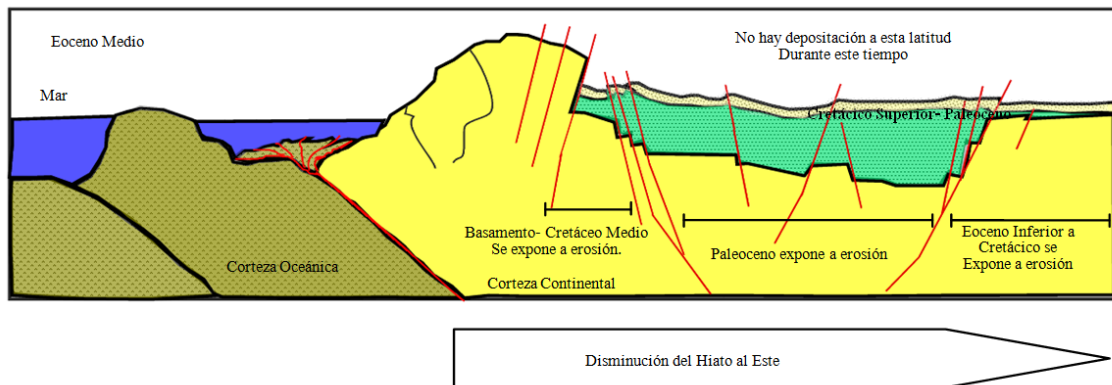
Figura 4 Sección Cronoestratigrafía NWW-SSE en el Paleoceno Temprano. En esta sección se observa el levantamiento de la Cordillera Central produciendo una migración del Eje central de Depositación, también se observa el limite K-T donde ocurre la deposit



- En el Eoceno Medio ocurre el máximo clímax de la orogenia, ocasionando la máxima elevación de la Cordillera Central, esta continuó con el suministro de sedimentos hacia el Este y Noreste del eje central de depositación e igualmente hacia el Oeste. Los datos sísmicos permitieron determinar los sistemas de fallas con vergencia opuesta.
- La discordancia angular del Eoceno es producto del levantamiento de la Cordillera Central y fue reconocida por Hubach 1957, Duque-Caro 1980, Villamil et al. 1995, entre otros. Esta discordancia angular es muy conocida debido a su clara expresión angular en datos sísmicos. La estratigrafía del Eoceno en el Valle Superior del Magdalena se compone principalmente por depósitos de molasa de grano grueso al occidente y de algunos altos estructurales asociados a la inversión tectónica sufrida por las cuencas ubicadas al este de la Cordillera Central. Estos conglomerados suprayacen la discordancia haciendo Onlap al Oeste y Downlap al Este.(Villamil, 1999)

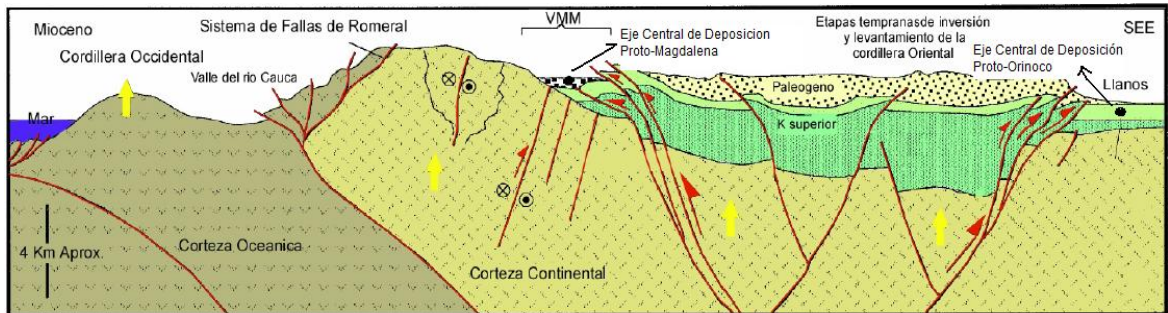
- La etapa inicial del levantamiento de la Cordillera oriental sucedió durante el Oligoceno Tardío dando origen al nacimiento de dos sistemas de ríos, el Proto-Orinoco con movimiento al Este de la Cordillera Oriental y el Proto-Magdalena moviéndose al Oeste de la Cordillera Oriental, proporcionando así dos ejes centrales de deposición (Villamil (1999), Gómez et al. (2005)). (Ver Figura 5)

Figura 5 Sección Cronoestratigráfica NWW-SSE Eoceno Medio. En esta sección se observa el Máximo levantamiento de la cordillera Central y la exposición a la erosión de unidades del paleoceno producto de la inversión de Fallas. (Tomado de Villamil, 1999)



- Para el Mioceno Tardío la colisión y acreción del Bloque Chocó (Acreción del terreno oceánico según Toussaint, 1995 a, b) con el margen Nor-occidental de América del Sur (Duque-Caro, 1990) pudo haber contribuido a la carga e iniciación de la deformación de la Cordillera Oriental. El levantamiento de la cordillera Oriental fue fuerte y rápido caracterizándose por el relleno sedimentario de la cuenca Foreland con depósitos fluviales y aluviales producto de procesos erosivos. (Villamil (1999), Radic & Jordan (2004)). (Figura 6)

Figura 6 Sección Cronoestratigrafía NWW-SSE del Mioceno. En la sección podemos observar plegamientos con vergencia E y W asociados a fallas inversas y cabalgamientos producto de los levantamientos de la cordillera Occidental, Central y Oriental. También

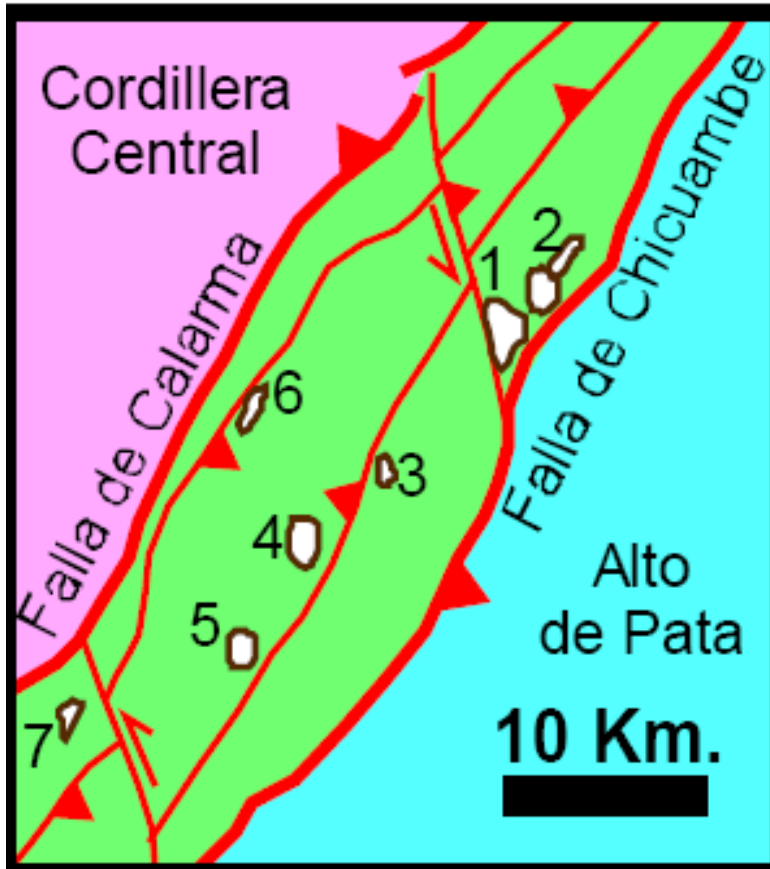


- El Alto de Patá que divide la cuenca del Valle Superior del Magdalena en dos subcuencas; subcuenca de Neiva y subcuenca de Girardot, se cree que es de edad oligocena según (Schamel, 1990) aunque Mojica y Franco sugieren edad Miocena.

3.2.1 Rasgos Estructurales Del Área

La subcuenca de Girardot en el área de Ortega-Tolima está influenciada por diversos episodios tectónicos sucedidos desde el Jurásico hasta el reciente, que han generado en esta área tres provincias estructurales (Figura 7), al oeste limita con el Piedemonte de la cordillera central el cual se encuentra levantado al oriente por el sistema de fallas inversas de Calarma que vergen hacia el sureste, al este se ubica el Alto de Patá (Veloza et al, 2006) ó Alto de Natagaima (Ecopetrol-ICP-2001) limitado por el sistema de fallas inversas de Chicuambe con vergencia al Noreste; y en medio de estas dos provincias se produce una depresión estructural originada por una serie de bloques estructurales que forman altos y bajos limitados por fallas inversas orientadas en dirección Noreste-Suroeste asociados al basamento y limitados cada uno de ellos por fallas que muestran vergencias similares a las definidas por las fallas que limitan las dos provincias anteriormente mencionadas. Estos bloques estructurales con orientación Noreste-Suroeste se encuentran cortados y desplazados por fallas inversas con componente de rumbo orientadas en dirección Nor-Noreste Sur-Sureste.

Figura 7 Provincias Estructurales del área de Ortega-Tolima. Tomado de Mantilla et al (2009)



Campos

1. Ortega
2. Pacande
3. Tetuán
4. Toldado
5. Quimbaya
6. Toy
7. Pauta

3.3 ESTUDIOS ANTERIORES

La cuenca del Valle Superior del Magdalena ha sido objeto de estudio por muchos autores los cuales han realizado diversos e interesantes trabajos entre los cuales se destacaron los siguientes principalmente relacionados al área de la Subcuenca de Girardot:

- Caicedo & Roncancio (1992). Realizaron un análisis facial detallado de seis secciones estratigráficas del Grupo Gualanday localizadas en el área de Ortega, Coyaima y Chaparral, a partir de este análisis explican la relación existente entre el ambiente de depositación y los diferentes pulsos tectónicos que actuaron y afectaron esta unidad durante el Paleógeno.
- Montes et al. (2003) desarrollaron un modelo tridimensional de las estructuras y cinemática del cinturón plegado Piedras-Girardot, usando análisis de esfuerzos, interpretación sísmica, retro-deformación.
- Mantilla et al. (2009). Realizaron la evaluación geológica y geofísica de los campos Ortega y Pacandé, desde el punto de vista de yacimientos naturalmente fracturados en las formaciones Cretácicas Caballos (areniscas y calizas) y caliza del Tetuán, teniendo en cuenta zonas afectadas estructuralmente como fallas y plegamientos.
- Ramón & Rosero (2006) utilizaron información de geología de campo y datos sísmicos del subsuelo para entender la geometría y evolución Tectono-Estratigráfica de la subcuenca de Girardot del Cretácico Tardío hasta el presente.
- Radic & Jordan (2004) Interpretan la evolución geológica de la subcuenca de Girardot entre las edades Cretácico Tardío-Cenozoico, determinando

principalmente tres eventos Tectono-Sedimentarios y estableciendo tres secuencias estratigráficas en la subcuenca.

- Radic (2004) Dividió la subcuenca de Girardot en tres unidades Tectono-estratigráficas usando datos de afloramiento, información sísmicas, datos de pozo, patrones de inconformidades y estratos de crecimientos observados en el área de estudio.
- Villamil (1999) Interpreta la evolución de los ejes de deposición para las cuencas cretáceas y terciarias Colombia y al occidente de Venezuela, haciendo un análisis tectono-estratigráficas sobre el comportamiento de estas cuencas.
- Jaimes & De Freitas (2006) Establecen a partir de datos de pozos, sísmica 2D y 3D, geología de superficie, datos bioestratigráficos e información de huellas de fisión, que el Grupo Villeta se depositó bajo condiciones tectónicas tranquilas en un ambiente de margen pasivo que predominó en la región Noroeste de Sur América y presenta evidencias del tectonismo intra-Villeta durante el Albiano-Cenomaniano en partes del Valle Superior del Magdalena y la Cordillera Oriental, desarrollando fallas transpresionales, cabalgamientos y una discordancia antes no reportada. Además con datos geocronológicos como trazas de fisión sugiere cambios en el régimen de subducción ocasionando deformación compresiva en algunas partes y distensiva en otras.
- Vergara (1995) Presenta un trabajo de estratigrafía definiendo facies y biofacies del Cretáceo (desde Albiense hasta Maastrichtiano) de la cuenca del Valle Superior del Magdalena y caracteriza unidades como La Formación Hondita (Albianense medio-Turonense) colocándola en el tope de la Formación Caballos y separándola de la Formación Loma Gorda (Turonense Tardío-Santonense Temprano) por una unidad de chert dentro de una sucesión de lodolitas oscuras depositadas en la plataforma externa. El Grupo Oliní (Santonense Temprano-

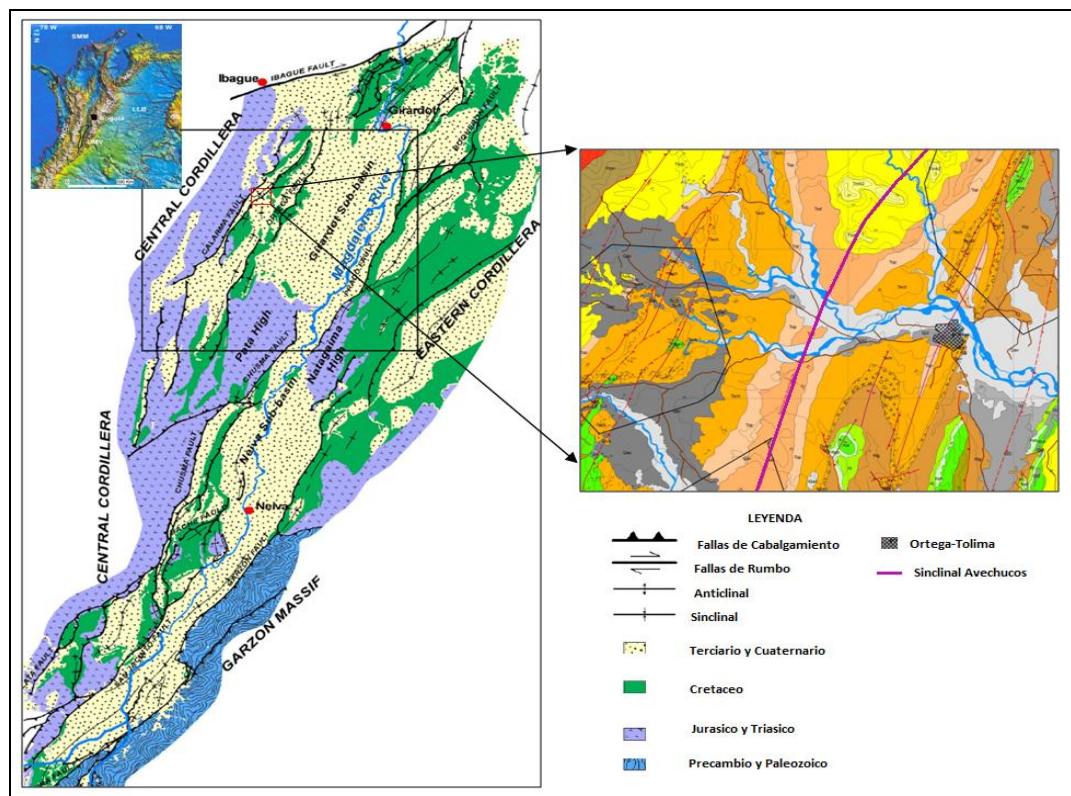
Campaniense Tardío) está conformado por dos unidades de chert (Lidita Inferior y Superior) suprayacidas por el Nivel de Lutitas y Arenas (Maastrichtiense temprano). La Formación La Tabla y Seca (Maastrichtiano) representan sedimentación litoral a finales del cretáceo. Ocurriendo la mayor y máxima inundación del mar en la Formación Hondita durante el Cenomaniense.

4. GENERALIDADES DEL AREA

4.1 Localización Geológica

La cuenca del Valle Superior del Magdalena (VSM) se localiza en la parte sur de Colombia, limitada al Oeste por afloramientos del basamento Precámbrico de la Cordillera Central y al Este por afloramientos del Precámbrico y Jurásico de la Cordillera Oriental. El Alto de Patá o también llamado Alto de Natagaima correspondiente al basamento económico, se encuentra ubicado en la parte central del VSM dividiendo la cuenca en dos subcuencas: Girardot al norte y Neiva al Sur. El presente trabajo se realizó en la parte Suroccidental de la subcuenca de Girardot en el Municipio de Ortega-Tolima sobre el Sinclinal de Avechucos. (Figura 8)

Figura 8 Localización Geológica del área de Estudio. Modificado de Ramón & Rosero 2006, y Wilson Gil 2007.

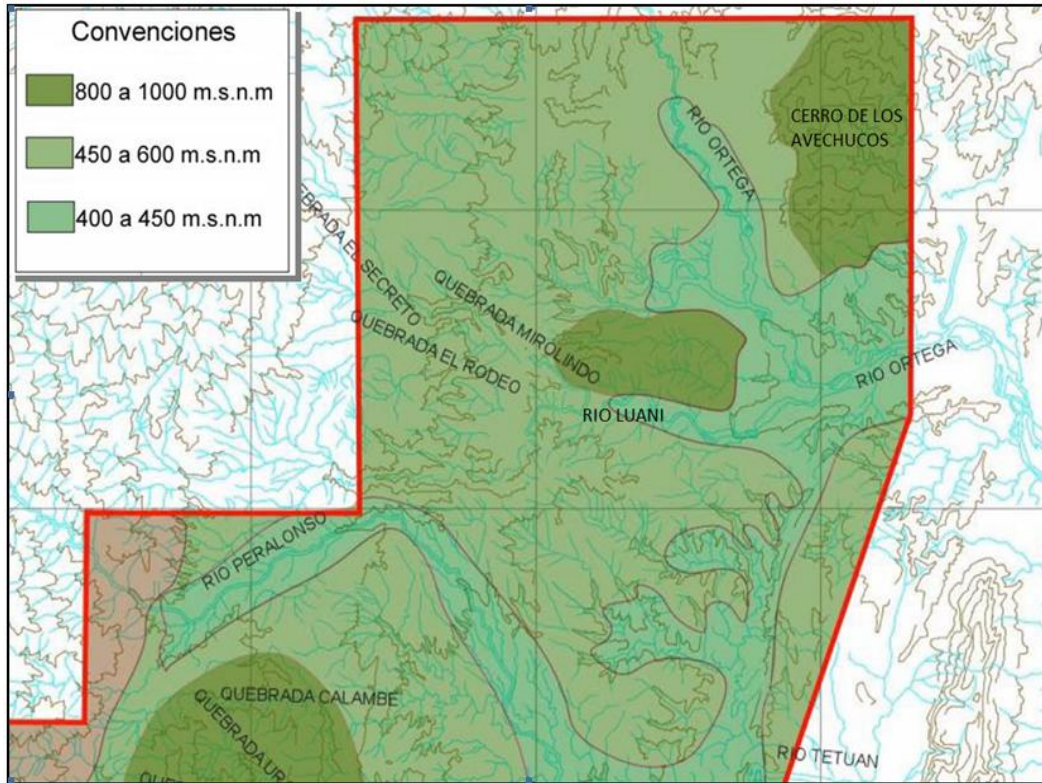


4.2 Fisiografía

El área de Ortega-Tolima presenta alturas entre 400 y 1000 m.s.n.m. destacando principalmente sobre el área de trabajo tres características geomorfológicas generales (Figura 9):

- Zonas altas de los valles del río Ortega, compuestas principalmente por El Cerro de Avechucos, presentando altitudes entre los 800 y 1000 msnm.
- Zonas con altitudes intermedias entre los 450 y 600 m.s.n.m., estas altitudes representan la topografía predominante en el área (morfología ondulada), se componen por rocas Cretácicas, Terciarias y depósitos recientes (Abanicos Aluviales).
- Zonas con altitudes entre los 400 y 450 m.s.n.m., comprenden áreas planas de valles aluviales, principalmente en el Río Ortega y Luaní.

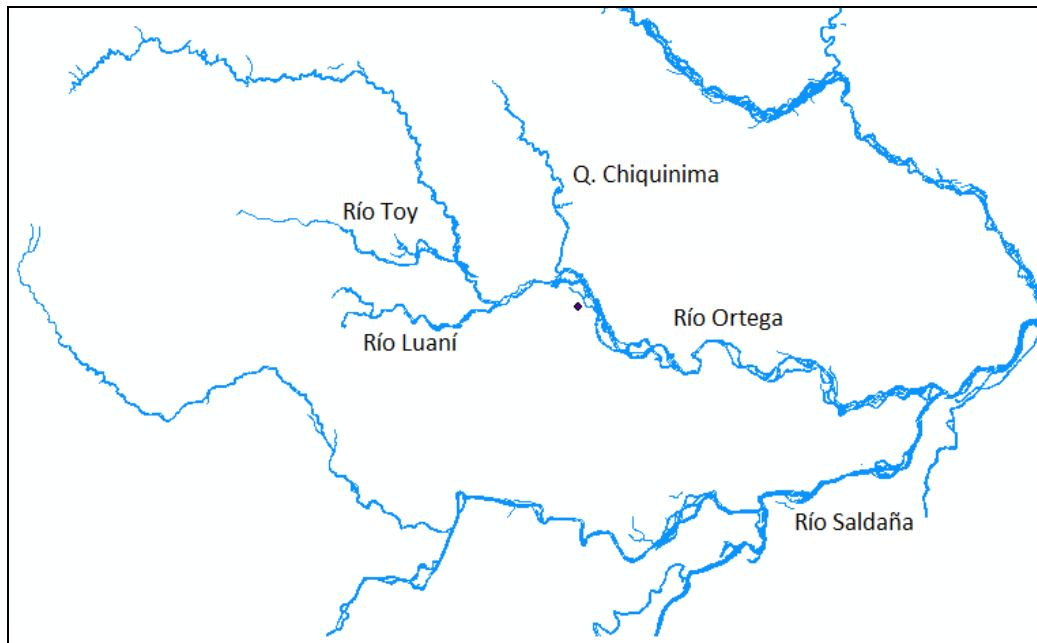
Figura 9. Mapa Fisiográfico de la Zona. Modificado de Gil, 2007



4.3 Drenaje

El área de estudio es controlada hidrogeológicamente por los Ríos Luaní, Toy y la Quebrada Chiquinima tributarios del Río Ortega que a su vez desemboca en el Río Saldaña, siendo todos estos afluentes del Río Magdalena. (Figura 10)

Figura 10 Mapa Hidrográfico del área de Ortega-Tolima. Tomado del mapa topográfico del Área



4.4 Clima

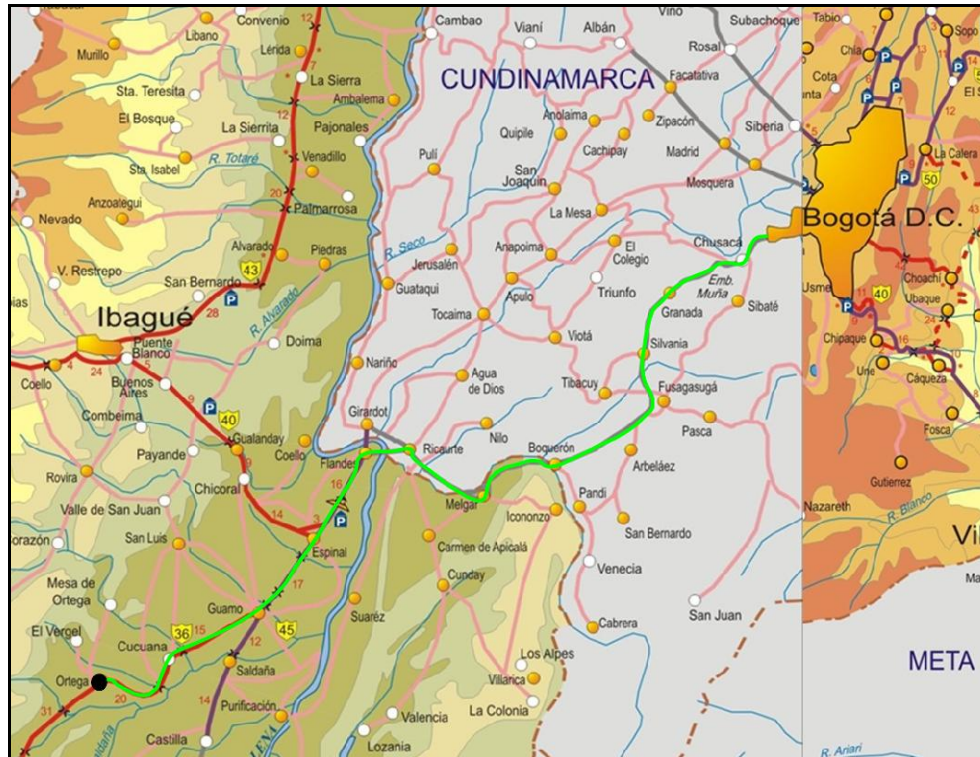
El Municipio de Ortega-Tolima presenta zonas de clima cálido a templado, hacia la parte plana del pueblo muestra una temperatura promedio de 27 grados centígrados alcanzando valores máximos de 35 grados centígrados. En esta zona los meses de mayor calor son Enero, Febrero, Junio, Julio, Agosto y Diciembre.

4.5 Vías de Acceso

Para llegar al Municipio de Ortega-Tolima se ingresa por la carretera que conduce de Bogota-Ibagué, ya en el Municipio del Espinal se toma el desvío hacia Neiva y en el municipio de el Guamo se toma un desvío hacia el oeste hacia el municipio de Ortega sin continuar para Ibagué, desviamos al costado izquierdo al Municipio

del Guamo pasando por el Municipio de Cucuana hasta llegar a la zona Urbana de Ortega. (Figura 11)

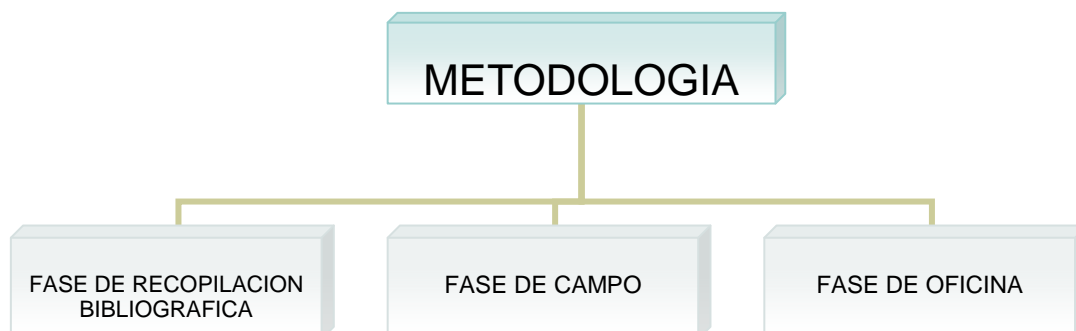
Figura 11 Vías de Acceso a Ortega-Tolima (Línea Verde). Tomado de www.invias.gov.co



Una vez se llega al Municipio de Ortega las zonas carreteables para acceder al área de trabajo son las siguientes:

- Para ingresar al flanco oriental del sinclinal de Avechucos es necesario tomar las calzadas que conducen a la Estación Santa Rita y al Pozo Don Pedro CPI
- Para el flanco occidental del sinclinal se toma la carretera que conduce a Vergel llegando solo hasta tres esquinas.

6. METODOLOGIA



La metodología que se tuvo en cuenta para el desarrollo de este proyecto comprendió las siguientes fases:

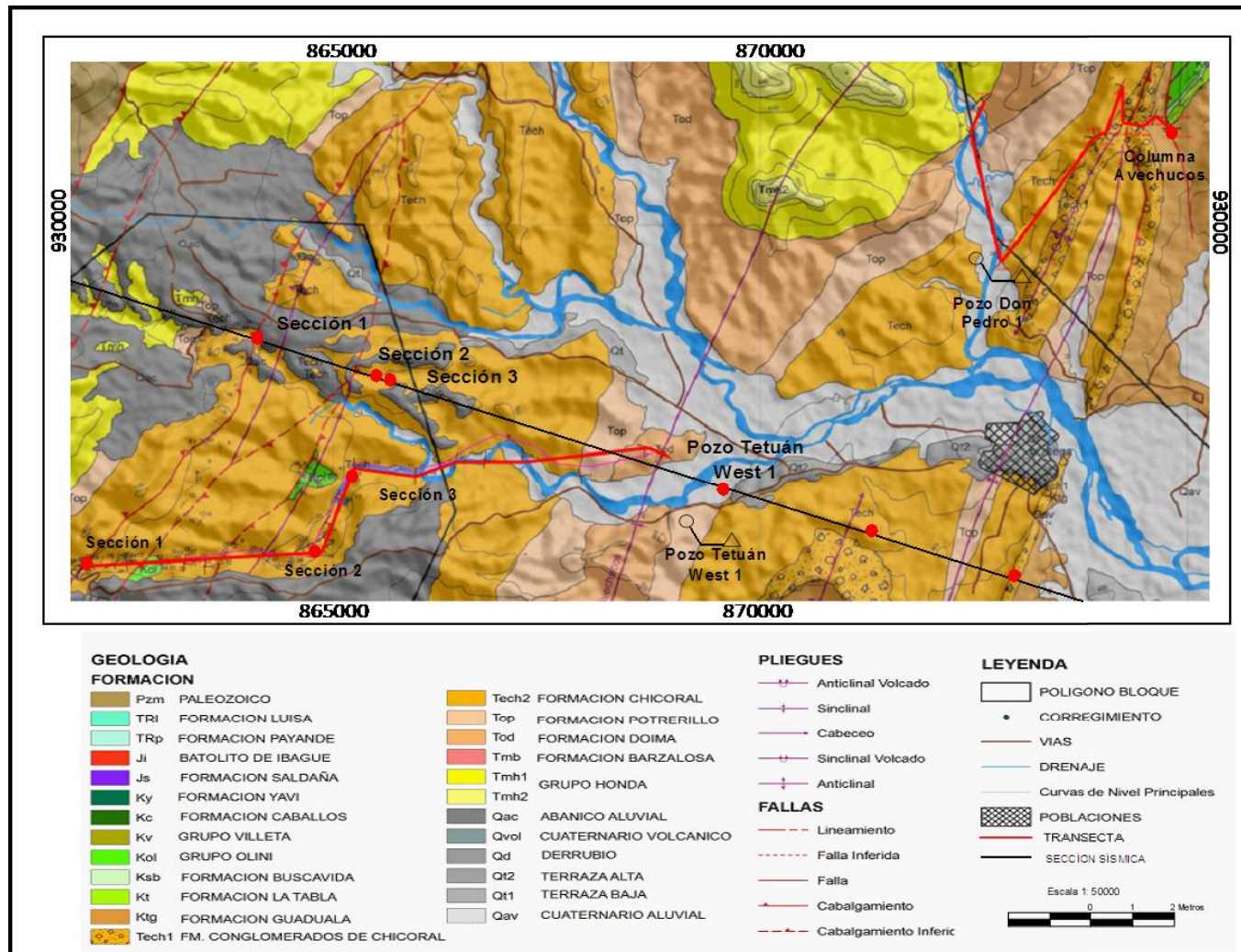
6.1 Fase de Recopilación Bibliográfica

Para esta primera fase se realizó la recopilación de la información existente sobre la Subcuenca de Girardot con un enfoque estratigráfico de las unidades del Paleógeno – Neógeno. Una vez terminada esta primera etapa se desarrolló una fase de campo y otra fase de oficina.

En esta fase también se tuvo en cuenta la preparación del trabajo de campo con base en el mapa geológico preexistente del área de Ortega-Tolima y sus bases topográficas, para esto se revisaron y se verificaron las zonas de mejor exposición y accesibilidad a las unidades de interés en este estudio.

A continuación se mostrará en el mapa geológico preexistente del área los recorridos que fueron seleccionados para el trabajo de campo y en el cual fueron levantadas las secciones (Figura 12).

Figura 12 Mapa geológico del área de estudio. De color rojo se puede apreciar las secciones levantadas para este trabajo.
Modificado de Gil, 2007



6.2 Fase De Campo

Esta fase comprendió dos salidas de campo con una duración de 12 días cada una; en estos dos periodos se llevó a cabo un control estratigráfico sobre los flancos del Sinclinal de Avechucos en el área de Ortega-Tolima y fueron utilizados los materiales de trabajo como el mapa geológico preliminar del área de estudio, martillo geológico, brújula, lupa de mano, GPS, cámara fotográfica, bastón de Jacob, formatos de descripción sedimentológica suministrado por Hocol, iPAQ, Manual de descripción para Rocas Sedimentaria e Igneas, tabla granulométrica, gotero con HCl, cinta métrica, bolsas de polietileno calibre grueso, cinta de enmascarar y computador portátil.

En la primera salida se ejecutó el primer control estratigráfico sobre el flanco oriental del sinclinal de Avechucos haciendo énfasis en el reconocimiento de las unidades estratigráficas Cretácicas-Terciarias para verificar el tipo de contacto discordante se realizó el levantamiento de una columna estratigrafica a escala 1:100, donde se tuvo en cuenta el tipo de litología, estructuras sedimentarias y biogénicas, grado de bioturbación, toma de rumbos, buzamiento, diaclasas y el reconocimiento de pliegues y fallas.

En la siguiente salida de campo se realizó un segundo control estratigráfico sobre el flanco occidental del Sinclinal de Avechucos, en el Río Luaní, allí se tuvo en cuenta la misma metodología citada anteriormente. Adicionalmente se desarrollo una tercera salida de campo en la cual se llevo a cabo la toma del registro Gamma Ray de afloramiento sobre las columnas estratigráficas tomando datos cada pie.

En las dos primeras salidas de campo se tomaron muestras de mano de arcillolitas y limolitas que no estuvieran afectadas por procesos pedogénicos, con el fin de realizarles análisis palinológicos.

6.3 Fase De Oficina

En esta fase se realizaron las siguientes actividades:

- Se digitalizaron las columnas estratigráficas levantadas en campo con su respectivas poligonales georeferenciadas y a su vez se construyó la curva del registro Gamma Ray.
- Una vez digitalizada y organizada la información de campo, se analizaron y definieron las facies, sucesión de facies y ambientes de depositación.
- Igualmente se efectuó la correlación del registro Gamma Ray de afloramiento con la curva granulométrica generada en las columnas estratigráficas para verificar la información obtenida en campo. Una vez correlacionadas estas curvas se amarró esta información con registros de pozo cercanos y a una línea sísmica seleccionada la cual se localiza sobre el sinclinal de Avechucos.
- Finalmente se elaboró un informe en el cual se dio a conocer todos los resultados obtenidos de este trabajo.

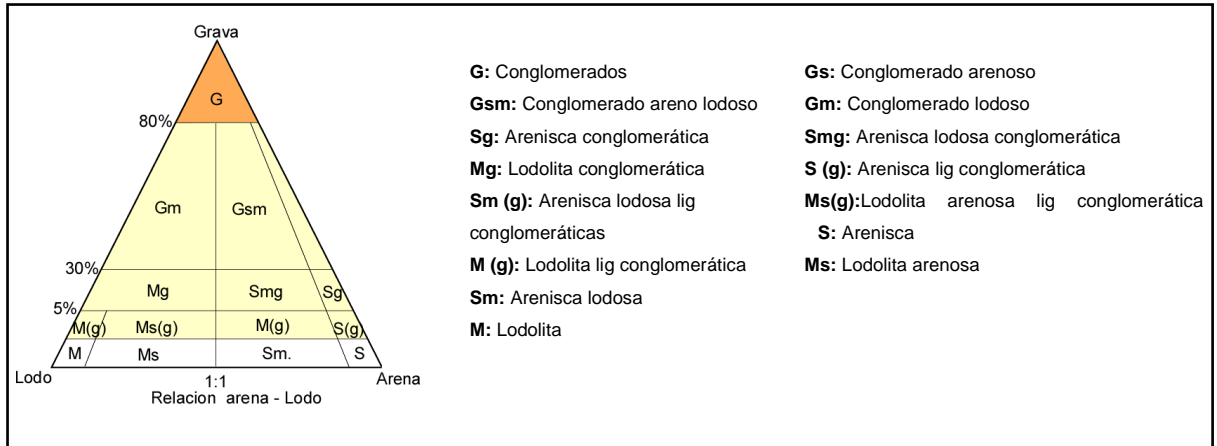
6.4 NOMENCLATURA

Los criterios que se tuvieron en cuenta para la realización de este proyecto serán descritos a continuación.

6.4.1 Textura

Se tomó como base la clasificación según Folk 1974 (Figura 13)

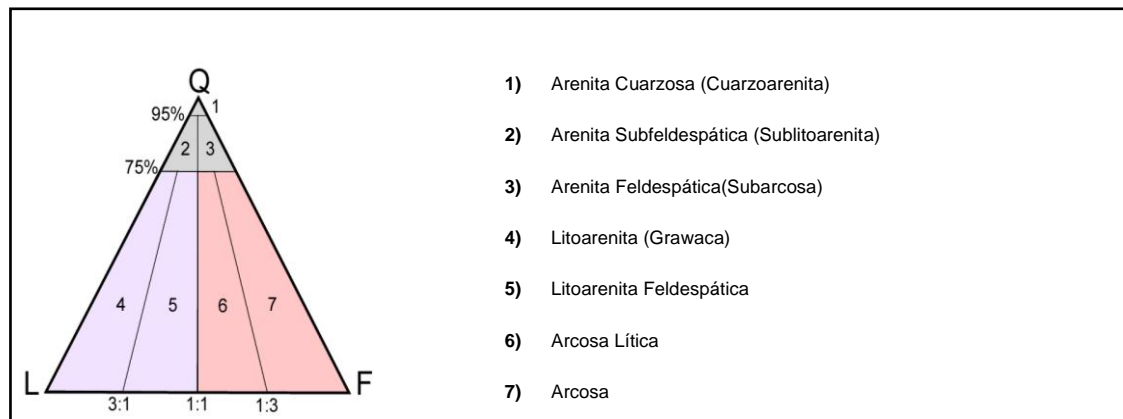
Figura 1 Clasificación textural, particularmente tamaño de grano, de las rocas siliciclasticas o terrígenas, Tomado de Folk 1974



6.4.2 Composición

Composicionalmente las rocas fueron clasificadas según el diagrama triangular de folk (1954), así como también las subdivisiones composicionales realizadas por Pettijohn, Potter y Sievers, (1973), (Figura 14)

Figura 2 Clasificación composicional de rocas sedimentarias. Modificado de Folk, (1954) y Pettijohn, Potter y Sievers, (1973): Q (Cuarzo), F (Feldespatos), L (Líticos)

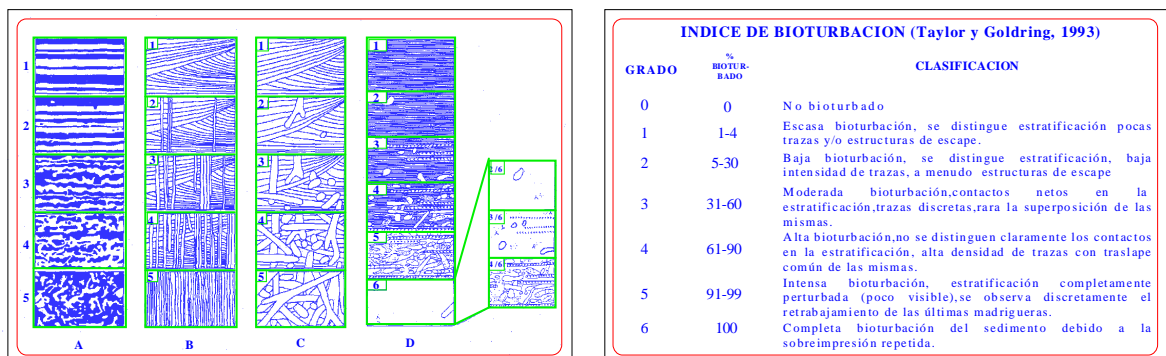


6.4.3 Bioturbación

Los diferentes grados de bioturbación fueron determinados según la clasificación de Reineck, 1967 (Figura 15). Estos seis grados se resumen a continuación para hacer el trabajo más práctico.

- Muy alta (Grados 5 y 6)
- Alta (Grado 4)
- Media (Grado 3)
- Baja (Grados 0 y 1)

Figura 15 Grados de bioturbación. Tomado de Taylor y Goldring, 1993



6.4.4 Espesor de Capas y Láminas

La clasificación utilizada en campo fue la propuesta por Maurice Tucker, en su libro *Sedimentary Rocks in the Field*. A continuación se describe la terminología del espesor de las capas. (Tabla 1).

Tabla 1 Espesor de las capas. Tomado de Maurice Tucker

Estrato muy grueso	> Mayor a 100 cm
Estrato grueso	30cm a 100 cm
Estrato mediano	10 cm a 30 cm
Estrato delgado	3 cm a 10 cm
Estrato muy delgado	1 cm a 3 cm
Lamina gruesa	3 mm a 10 mm
Lamina delgada	1 mm a 3 mm

6.4.5 Tamaño de Grano

El tamaño de las partículas se determinó según la clasificación definida por Wentworth, (1922). (Figura 16)

Figura 16 Clasificación del tamaño de grano según Wentworth (1922). Tomado libreta de Campo de Ingeominas 2003.

CLASES DE TAMAÑO DE PARTÍCULAS					
	NOMBRE	MILIMETROS	TAMAÑO EN MICRONES	PHI	PRODUCTO LITIFICADO
GRAVA	Bloque	256.0		- 8.0	Conglomerado
	Guijarro	64.0		- 6.0	Conglomerado
	Guijo	4.0		- 2.0	Conglomerado
	Gránulo	2.0		- 1.0	Conglomerado
ARENA	Arena muy gruesa	1.0		0.0	Arenita muy gruesa
	Arena gruesa	0.5	500.0	1.0	Arenita gruesa
	Arena media	¼	250.0	2.0	Arenita media
	Arena fina	1/8	125.0	3.0	Arenita fina
	Arena muy fina	1/16	62.5	4.0	Arena muy fina
LODO	Limo grueso		31.0	5.0	Limolita
	Limo medio				
	Limo fino				
	Limo muy fino	1/256	3.9	8.0	
	Arcilla	< 1/256			Arcillolita

6.4.6 Porosidad Visual

La porosidad visual determinada en campo fue medida cualitativamente, se determinó teniendo en cuenta parámetros de compactación de la roca y absorción de una gota de agua sobre esta. La clasificación se realizó de la siguiente manera:

- Muy buena: La roca absorbe con rapidez la gota de agua en un lapso de tiempo corto, el grado de compactación es muy bajo.
- Buena: La gota de agua es absorbida por la roca fácilmente.
- Media: El medio poroso absorbe la gota de agua sin dificultad en un periodo de tiempo corto.
- Mala: El grado de compactación de la roca es medio a alto, impidiendo que la gota de agua se absorba fácilmente. El tiempo de absorción es mas largo.
- Nula: La roca presenta un grado de compactación muy alto impidiendo que la gota de agua sea absorbida.

Nota: La porosidad visual fue medida subjetivamente.

6.4.7 Consistencia

Los parámetros cualitativos empleados en campo para establecer la consistencia de la roca fue la compactación de la roca y el grado de disgregación, para esto se realizó la siguiente clasificación.

- Muy dura: Los granos no se separan con facilidad utilizando el punzón y requiere de un golpe muy fuerte con el martillo para poderse romper, dando como resultado fragmentos de roca muy pequeños y astillados.
 - Dura: Los granos de la roca son difíciles de separar con un punzón y la roca es difícil de romper con un martillo.
 - Firme: Los granos se pueden separar de la roca con un punzón y la muestra se rompe con facilidad cuando es golpeada con un martillo.
 - Friable: Al frotar con los dedos la roca se disgrega con facilidad y libera los granos. Al golpearla con el martillo la muestra es fácilmente desintegrada.
- Nota: La consistencia se midió subjetivamente.

6.5 TERMINOLOGÍA Y REFERENCIAS

Para el desarrollo de este trabajo se tuvieron en cuenta conceptos básicos los cuales fueron empleados en la descripción sedimentológica de los afloramientos encontrados en campo. Las terminologías y sus autores se citan en la siguiente Tabla 2

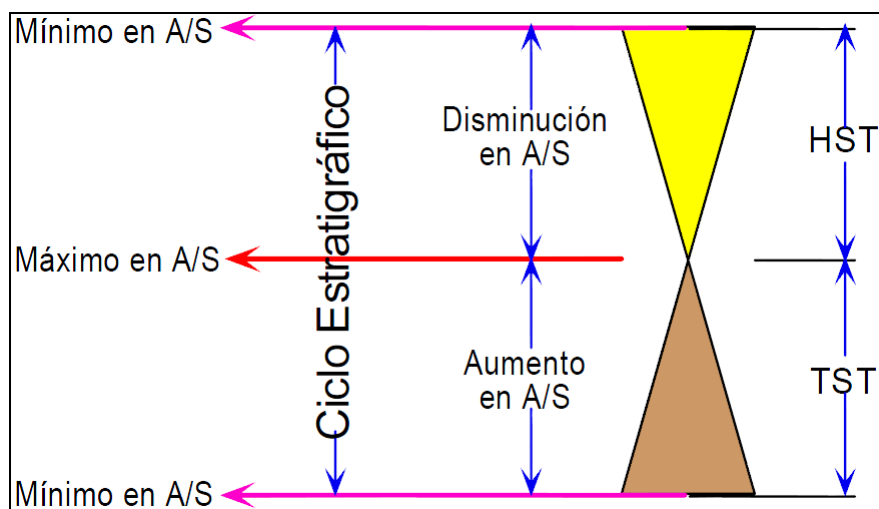
Tabla 2 Terminologías y Referencias utilizadas para este trabajo.

Terminologías	Autor
Tamaño de Grano	Wentworth(1922)
Grado de Redondez y Esfericidad	Powers 1953
Calibrado de las Partículas	Pettijohn, et al. (1973)
Composición de los granos	Folk, (1954)
Estructuras Sedimentarias	Nichols, (1999)
Estructuras Biogénicas	James A, et al. (2009)

6.6 METODOLOGÍA PARA LA DEFINICIÓN DE LOS CICLOS ESTRATIGRAFICOS

La identificación de los ciclos estratigráficos se llevó a cabo por medio del reconocimiento de tendencias unidireccionales de aumento o disminución en la relación espacio de acomodación (A) contra suministro de sedimento (S), también fue necesario entender que un ciclo estratigráfico completo, cualquiera que sea la frecuencia, registra tanto el tiempo de incremento como el de disminución en A/S (Figura 17).

Figura 17 Representación de un Ciclo Estratigráfico y su Equivalencia con la Terminología de Van Wagoner y otros (1988). Tomado del Informe Evaluación de la Secuencia Terciaria del Valle Medio del Magdalena ICP (1998)



Los ciclos han sido divididos o separados en tres tipos de frecuencias. Esta separación se ha definido de mayor a menor frecuencia como ciclos de alta, media y baja frecuencia respectivamente. Los ciclos de alta frecuencia muestran la variación del nivel base teniendo en cuenta su asociación de facies. El ciclo de frecuencia media indica el progresivo aumento o disminución de elementos geomorfológicos o variedad de facies preservadas y el ciclo de baja frecuencia

identifican zonas de mayor acomodación (máxima relación A/S o máxima inundación) o de menor acomodación (menor relación A/S).

7. DESCRIPCION SEDIMENTOLOGICA Y AMBIENTES

7.1 Metodología para Clasificación de Facies

Para describir los diferentes tipos de facies se utilizó la nomenclatura de códigos de **Miall, 1985** que permite la identificación e interpretación facial, incluyendo información litológica, composicional, estructuras internas y accesorios. Esta nomenclatura abrevia las características principales de cada facies usando parámetros como punto (.) o guiones (-)

Para separar el tipo de roca de la estructura interna se utilizará el punto (.) y para indicar la coexistencia de varios accesorios o estructuras presentes en la facies se empleará el guión (-). (Tabla 3)

Por ejemplo: conglomerado clasto-soportado, masivo con gradación normal a arenita masiva Cgc.gn-m-A.m

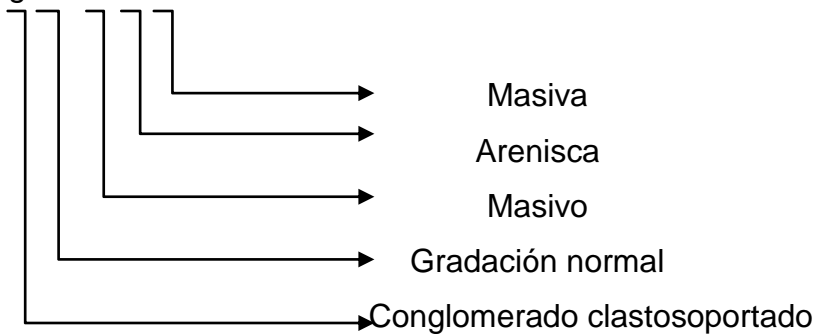


Tabla 3. Nomenclatura de Facies

Código	Significado/variaciones
A	Arenita Acg= Arenita conglomeráticas
L	Lodolita-Limolita y Arcillolita
Cg	Conglomerado Cgc= Conglomerado clasto-soportado Cgca= Conglomerado clasto-soportado con fragmentos angulares
Estructura interna	
lp	laminación plano paralela
lo	laminación ondulosa
b	Roca bioturbada
xa	estratificación cruzada en artesa
gn	gradación normal
m	capas masivas (sin estructura interna aparente)
dp	deformación penecontemporánea
gf	gránulos en los foresets
rx	relictos de estratificación cruzada en artesa
xp	Estratificación cruzada planar de alto ángulo

7.2 Descripción de Facies

La identificación de las diferentes facies presentes en el flanco Oriental y Occidental del Sinclinal de Avechucos en el área de Ortega-Tolima se realizó teniendo en cuenta las características sedimentológicas y estratigráficas observadas en los afloramientos durante el levantamiento de la columna

estratigrafica en la fase de campo. Para el flanco Oriental ubicado en el sector de Santa Rita-Pozo Don Pedro CPI-Hacienda los cerros y para el flanco Occidental localizado en el Río Luaní se interpretaron en total veintidos facies las cuales se señalan en la siguiente (Tabla 4).

Tabla 4 Facies Interpretadas en este estudio.

CONGLOMERADOS	
Cgc.m	Conglomerados clasto-soportados, masivo
Cgc.m-a	Conglomerado clasto-soportado, masivo, con fragmentos angulares
Cgc.gn-m	Conglomerados clasto-soportados, masivo granodecreciente al tope.
Cgc.gn-m-A.m	Conglomerados clasto-soportado, masivo gradando a arena.
ARENA	
A.xa	Arenisca con estratificación cruzada en artesa
A.lxa-b	Arenisca con laminación cruzada en artesa, bioturbada
A.xa-gn	Arenisca con estratificación cruzada en artesa, granodecreciente al tope
A.xa.dp	Arenisca con estratificación cruzada en artesa, y deformación penecontemporanea

A.rlx-gn	Arenisca con relictos de laminación cruzada en artesa, gradación normal
A.m	Arenisca masiva.
A.m-mt	Arenisca masiva, moteada
A.m-gn	Arenisca masiva, con gradación normal
A.lo	Arenisca con laminación ondulosa
A.lp	Arenisca con laminación plano paralela
A.xp	Arenisca con estratificación cruzada planar, de alto ángulo
A.dp-L.m	Arenisca con deformación penecontemporánea, intercalada con lodolita masiva
Acg.gn-m	Arenisca conglomeráticas en secuencia grano decreciente, masiva
Acg.xa-gn	Arenisca conglomerática con estratificación cruzada en artesa, gradación normal
LODOLITA	
L.lo	Lodolita con laminación ondulosa
L.m	Lodolita masiva
L.m-mt	Lodolita masiva, moteada
Ls.lp	Lodolita Silíceas con laminación plano paralela

7.2.1 Facies Conglomeráticas

7.2.1.1 Facies Cgc.m: Conglomerados clasto-soportados, masivo

Son capas muy gruesas (Tabla 1) de conglomerados, con geometrías lenticulares, clasto-soportados, oligomícticos, masivos, de color beige a pardo, mal seleccionados, con presencia de guijos (tamaños de 4 cm) y guijarros (tamaños entre 6 y 10 cm) (Figura 18), subredondeados, compuesto por chert negro y café (80%) (Figura 19), cuarzo lechoso (10%), fragmentos de rocas sedimentarias de grano fino (10%), contiene un 30% de matriz lodosa; ocasionalmente hacia la base se observa imbricación de los clastos. El contacto inferior es discordante o erosivo con los depósitos infrayacentes y netos con los depósitos suprayacentes (Ver Anexo 4)

Esta facies se encuentra en el flanco oriental del Sinclinal de Avechucos y asociada con las facies Cgc.gn-m-A.m y A.m-mt.

Figura 18. Forma y tamaño de los clastos que conforman los conglomerados de esta Facies.



Figura 19 Composición de los clastos que constituyen el conglomerado



7.2.1.2 Facies Cgc.m-a: Conglomerado clasto-soportado, masivo con fragmentos angulares

Capa mediana de conglomerado oligomórficos de geometría lenticular, color gris claro, clasto-soportado, mal seleccionado, masivos, con guijos de 3cm y guijarros de 15 cm, compuestos casi en su totalidad por fragmentos angulares de lilitas de color beige (80%) y cuarzo (20%), con matriz lodosa (20%) (Figura 20). Esta facies se encuentra en contacto superior e inferior erosivo presentándose con frecuencia en el flanco occidental del sinclinal, en las columnas levantadas sobre el Rio Luaní (Ver Anexo 1, 2 y 3)

Estos conglomerados fueron descritos en trabajos anteriores por Gil, 2007 y Dunia, 2004 como brechas sedimentarias teniendo en cuenta el grado de

angularidad, pero en este caso se clasificaron como conglomerados de acuerdo a su nivel energético, condiciones de depositación y transporte.

Figura 20 Capa de conglomerados ángulos y su composición.



7.2.1.3 Facies Cgc.gn-m: Conglomerados clasto-soportados, masivo en secuencia grano decreciente

Se compone de capas gruesas (Tabla 1) de conglomerados clasto-soportados oligomícticos, de geometría subtabular, color café claro y estructura masiva, mal seleccionados, los clastos varían en tamaño desde guijos de 6 cm y guijarros entre 10 y 15 cm, subredondeados a redondeados, compuesto por chert negro y café (80%), cuarzo lechoso (10%), fragmentos de rocas sedimentarias de grano fino (10%), presenta matriz de arena fina (30%), color café claro, hacia el tope disminuye el tamaño de los clastos predominando entre 4 a 5 cm (Figura 21).

Estos conglomerados se encuentran en la parte oriental del sinclinal observándose en contacto inferior erosivo y contacto superior cubierto por vegetación (ver Anexo 4.sobre el metro 112)

Figura 21 Secuencia grano decreciente



7.2.1.4 Facie Cgc.gn-m-A.m: Conglomerados clasto-soportado, masivo gradando a arena

Secuencia grano-decreciente de capas gruesas (ver tabla..) de conglomerados clastosoportados oligomícticos, masivos de color rojizo su geometría es subtabular, con guijos y guijarros mal seleccionados que varían de tamaño entre 12 cm y 1 cm, los clastos son subredondeados a redondeado; se compone básicamente de chert negro (10%) y café (70%), cuarzo lechoso(10%), fragmentos de rocas sedimentarias de grano fino (10%), presentan matriz de arena fina,

moderadamente seleccionada; hacia el tope estos conglomerados clastosoportados gradan a arena conglomerática y por último a litoarenita (Figuras 22 , 22a y 22b).

El contacto superior e inferior de esta facies no se encuentran expuestos debido a la presencia de vegetación.

Este depósito aflora solo en la parte oriental del sinclinal.

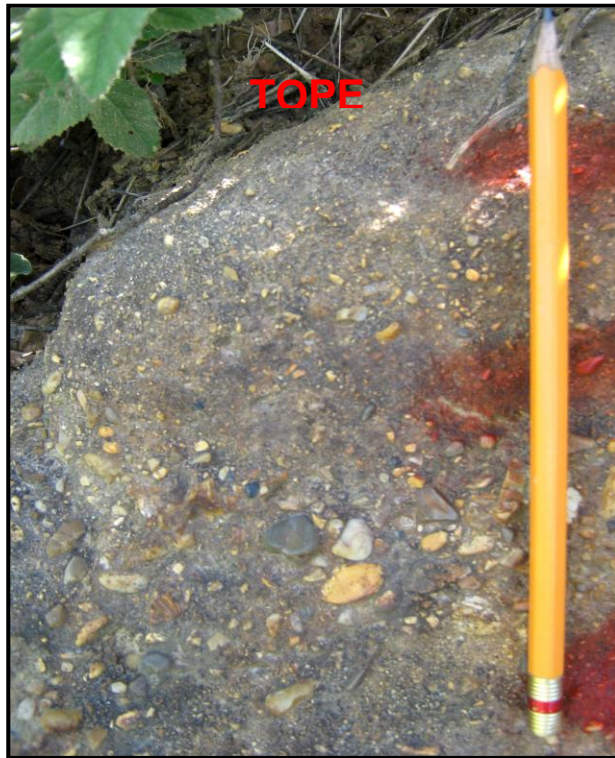
Figura 22. Base de la capa de los conglomerados, donde se muestra la forma y el tamaño de los clastos



Figura 22a. Parte media de la capa, se puede apreciar el cambio en el tamaño de los clastos.



Figura 22.b. Se observa como los conglomerados terminan gradando a arena



7.2.2 Facies Arenosas

7.2.2.1 Facies A.xa: Arenisca con estratificación cruzada en artesa

Capas medianas, tabulares, de arcosa lítica, variando composicionalmente a litoarenita feldespática de color amarillo-grisáceo con estratificación cruzada en artesa (Figura 23), granos redondeados a subredondeados, bien seleccionados, presenta matriz arcillosa (35%), compuesta por cuarzo 40%, feldespatos 15% y líticos 45% (minerales ferromagnesianos, biotita y fragmentos de chert negro). El contacto superior e inferior de estas areniscas es neto encontrándose asociada con las facies L.lo y aflorando en los dos flancos del Sinclinal.

Figura 23. Estratificación cruzada en artesa.



7.2.2.2 Facies A.Ixa-b: Arenisca con laminación cruzada en artesa, bioturbada

Esta facies se encuentra constituida de capas muy gruesas de litoarenita de color amarillo grisáceo, de geometría tabular, con laminación cruzada en artesa (Figuras 24 y 24a), granos subredondeados a redondeados, moderadamente seleccionada, compuesta composicionalmente por cuarzo 50%, feldespatos 5% y líticos 45% (minerales ferromagnesianos y chert negro). Se observan madrigueras verticales reflejando actividad orgánica en el sustrato, sugiriendo un régimen de energía alto. Esta facies se ve reflejada solo en la parte oriental del sinclinal, en donde su contacto inferior es neto y el superior no se encuentra aflorando (Ver Anexo 4 sobre el metro 233)

Figura 24. Detalle del grado de bioturbación que presenta esta Facies.



Figura 24a. Laminación cruzada en artesa.



7.2.2.3 Facies A.xa-gn: Arenisca con estratificación cruzada en artesa, granodecreciente al tope

Constituida por capas muy gruesas, canaliformes (Figura 25) de litoarenitas feldespáticas y sublitoarenitas con estratificación cruzada (Figura 25a) en artesa, de color gris, grano decreciente al tope variando el tamaño de grano de muy grueso a fino, los granos son redondeados a subangulares, moderadamente seleccionados; localmente presenta en la base clastos de lilitas angulares (Figura 25b) e intraclastos de lodo (Figura 25c), y a su vez imbricación de clastos de cuarzo de 2 a 4 cm de diámetro.

Ocasionalmente hacia la base muestra gránulos flotantes de cuarzo orientados en la dirección de la estratificación y se observan fragmentos carbonosos derivados de material leñoso de color negro de formas irregulares, algunas veces orientadas en la dirección de la estratificación (Figura 25d). Esporádicamente presenta alta impregnación de hidrocarburos, tornando la roca a un color más oscuro casi negra (Figura 25e).

Cuando esta facies se encuentra asociada con la facies L.m y L.m-mt, su contacto superior es neto e inferior erosivo, en algunas ocasiones este depósito presenta contactos superior e inferior erosivos si no se preserva la facies L.m siendo apreciable en el sector del Río Luaní. (Ver Anexo 1, 2 y 3)

Figura 25. Detalle de la facies A.xa-gn, donde se puede apreciar su geometría canaliforme y la estratificación cruzada en artesa.



Figura 25a. Detalle de la Estratificación Cruzada en Artesa.



Figura 25b. Detalle de los Clastos de lidita



Figura 25c. Detalle de los Intraclastos de lodo



Figura 25d. Material carbonoso derivado de fragmentos leñosos



Figura 25e. Impregnación de hidrocarburos, se observa la roca de color gris oscuro



7.2.2.4 Facies A.xa-dp: Arenisca con estratificación cruzada en artesa, y deformación penecontemporánea

Capas muy gruesas con geometrías canaliformes, de Litoarenita Feldespática , color crema, granos subredondeados, bien seleccionados, matriz arcillosa 30%, grano decreciente hacia el tope variando de grano grueso a muy fino, con estratificación cruzada en artesa, compuesta composicionalmente por líticos 20%(minerales ferromagnesianos, óxidos y chert negro), Cuarzo 65%, Feldepatos 15%. Localmente presenta estructuras de deformación penecontemporánea

(Figura 26 y 26a) hacia la base o en la parte media de las capa, posiblemente por el alto contenido de agua que contenía el sistema.

Esta facies se encuentra asociada con las facies L.m-mt correspondiente a ambientes de depósito de canal y *crevasse* desarrollado en zonas pantanosas, y con las facies A.rlxa-gn, A.xa-gn, A.m, L.m, A.xa-dp y A.m-gn, pertenecientes a desarrollo de canales y llanuras de inundación.

Figura 26. Deformación Penecontemporánea.

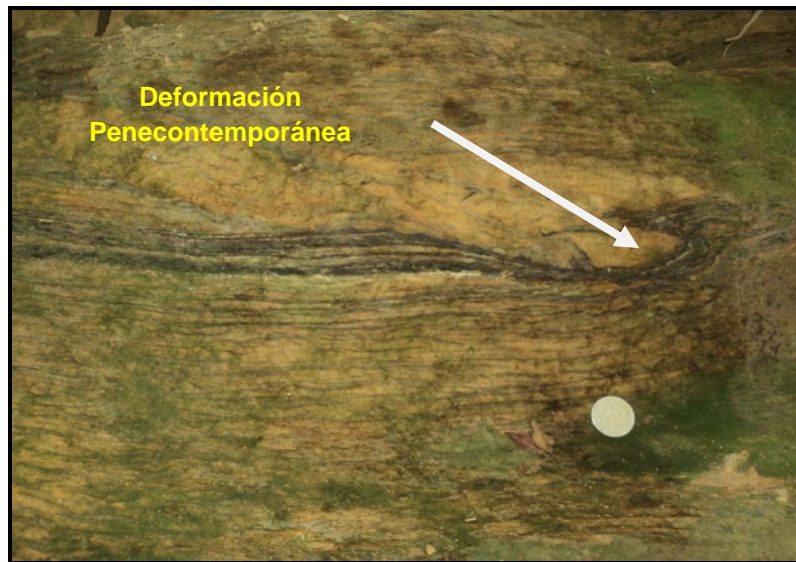
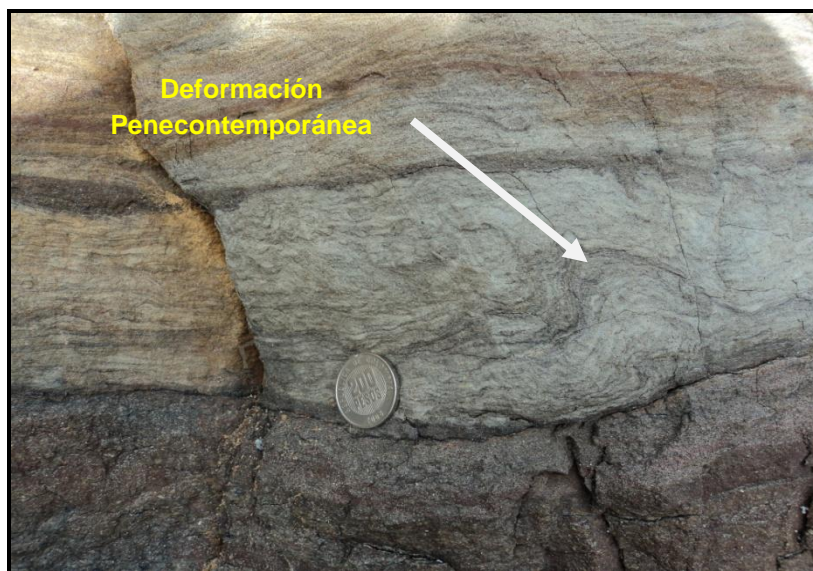


Figura 26a. Deformación Penecontemporánea en estratificación cruzada en arcilla.



7.2.2.5 Facies A.rlx-gn: Arenisca con relictos de laminación cruzada en artesa, grano decreciente.

Constituida por capas muy gruesas de litoarenita de color gris, de geometría canaliforme, con relictos de laminación cruzada en artesa, cemento Calcáreo, granos subredondeados, bien seleccionados, grano decreciente al tope variando en tamaño de grano de fino a muy fino; compuesta por cuarzo 40%, feldespatos 15% y líticos 45% (minerales ferromagnesianos, biotita y fragmentos de chert negro); muestra alto moteamiento de color morado y ocre, indicando que este depósito estuvo expuesto subaéreamente permitiendo la actividad de organismos y plantas.

Esta facies presenta contacto inferior erosivo y superior neto con la facies L.m-mt. Además se encuentra asociada con las facies A.xa-gn, A.m, L.m, A.xa-dp y A.m-gn, observadas solo en el flanco Oriental de Sinclinal (Ver Anexo 3 sobre el metro 182)

7.2.2.6 Facies A.m: Arenisca masiva

Son capas muy gruesas y delgadas, tabulares a subtabulares, que varían composicionalmente de litoarenita, litoarenita feldespática y sublitoarenita, sin estructura interna definida, localmente se encuentra como arenisca lodosa y en algunas ocasiones el porcentaje de matriz es nulo. El contacto superior e inferior son netos o concordantes (Figura 27)

De esta facies se tomaron tres muestras en el sector del Río Luaní, a los que se le realizaron sección delgada para mejorar la descripción hecha en campo, pues inicialmente fue descrita en la fase de campo como caliza. Una vez obtenidos los resultados de la petrografía se determinó que las 3 muestras corresponden a un solo tipo de roca, perteneciente a una sublitoarenita con cemento calcáreo de

origen ortoquímico, de tamaño de grano fino, subangulares a subredondeados, moderadamente seleccionados; se observan líticos de chert negro con bandas blancas, chert volcánico e ígneo, fragmentos de esquistos cuarzo micáceos (Figura 28), óxidos de hierro y cuarzo monocristalino altamente fracturado (Figura 29) con extinción fuertemente ondulosa, pocos granos de cuarzo policristalino con extinción fuertemente ondulosa y contactos muy crenulados.

Esta facies se encuentra asociada con las facies L.lo, L.m, A.rxa-gn, L.m-mt depositadas en un ambiente de llanura de inundación húmeda.

Figura 27. Detalle de la facies A.m



Figura 28. Se observa fragmentos de esquistos cuarzomicaáceos.

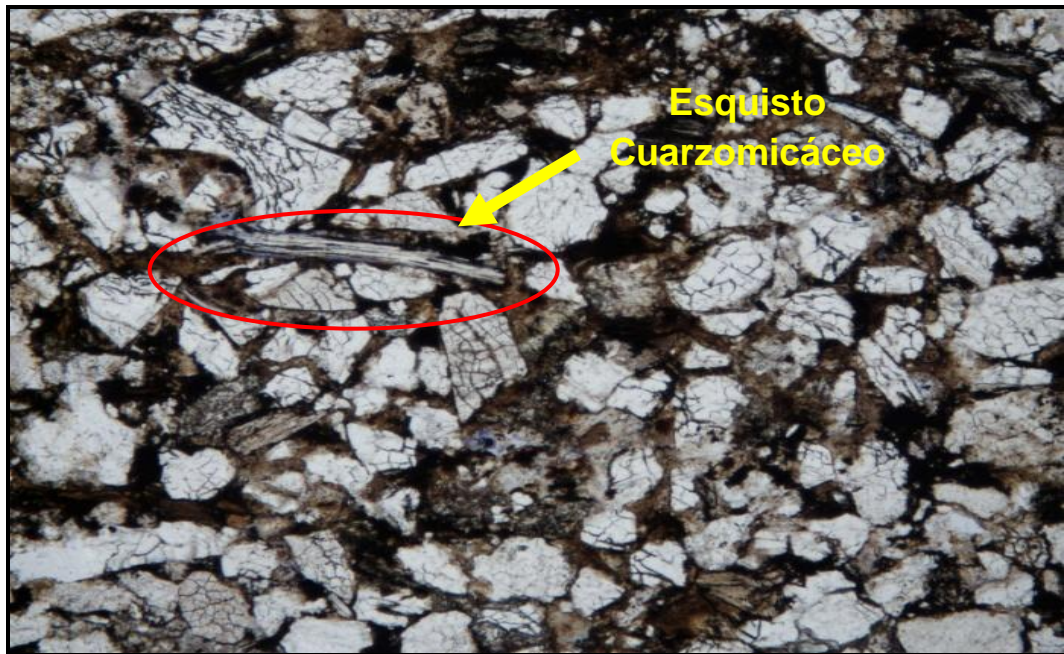
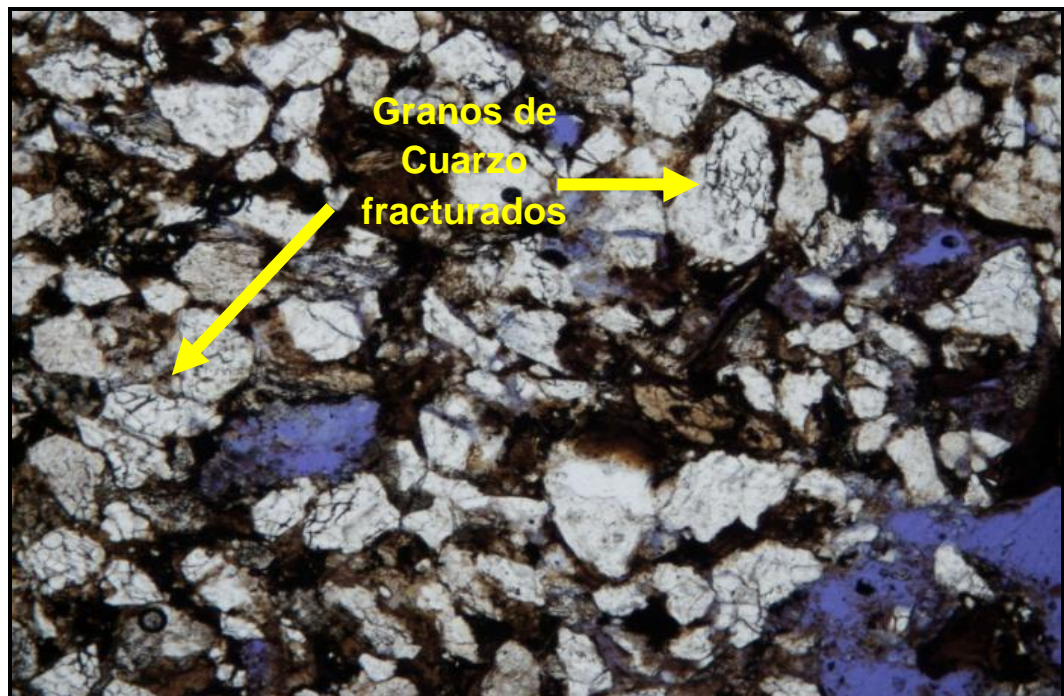


Figura 29. Cuarzo Fracturado.



7.2.2.7 Facies A.m-mt: Areniscas masiva, moteada.

Capa gruesa (Ver Tabla 1) de arenisca lodosa color gris verdoso, masiva, de geometría lenticular, mal seleccionada, presenta minerales ferromagnesianos, cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos.

Es característico de esta facies su moteamiento morado (Figura 30) localmente amarillento y marcas de raíces, posiblemente producto de la exposición sub-aérea, permitiendo actividad orgánica en el sustrato.

Esta facies se encuentra restringida en el flanco Oriental del Sinclinal y se presenta en contacto superior discordante (Figura 31), el contacto inferior se encuentra cubierto por vegetación.

Figura 30. Moteamiento de color morado

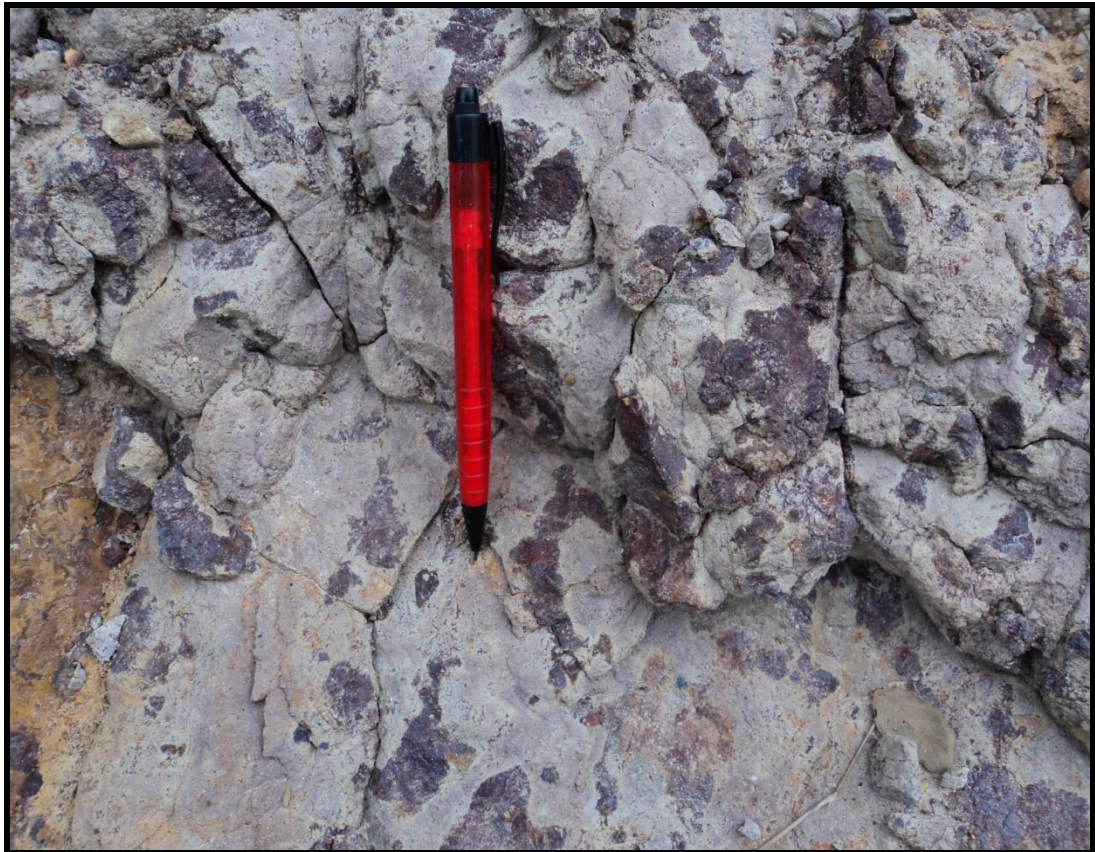
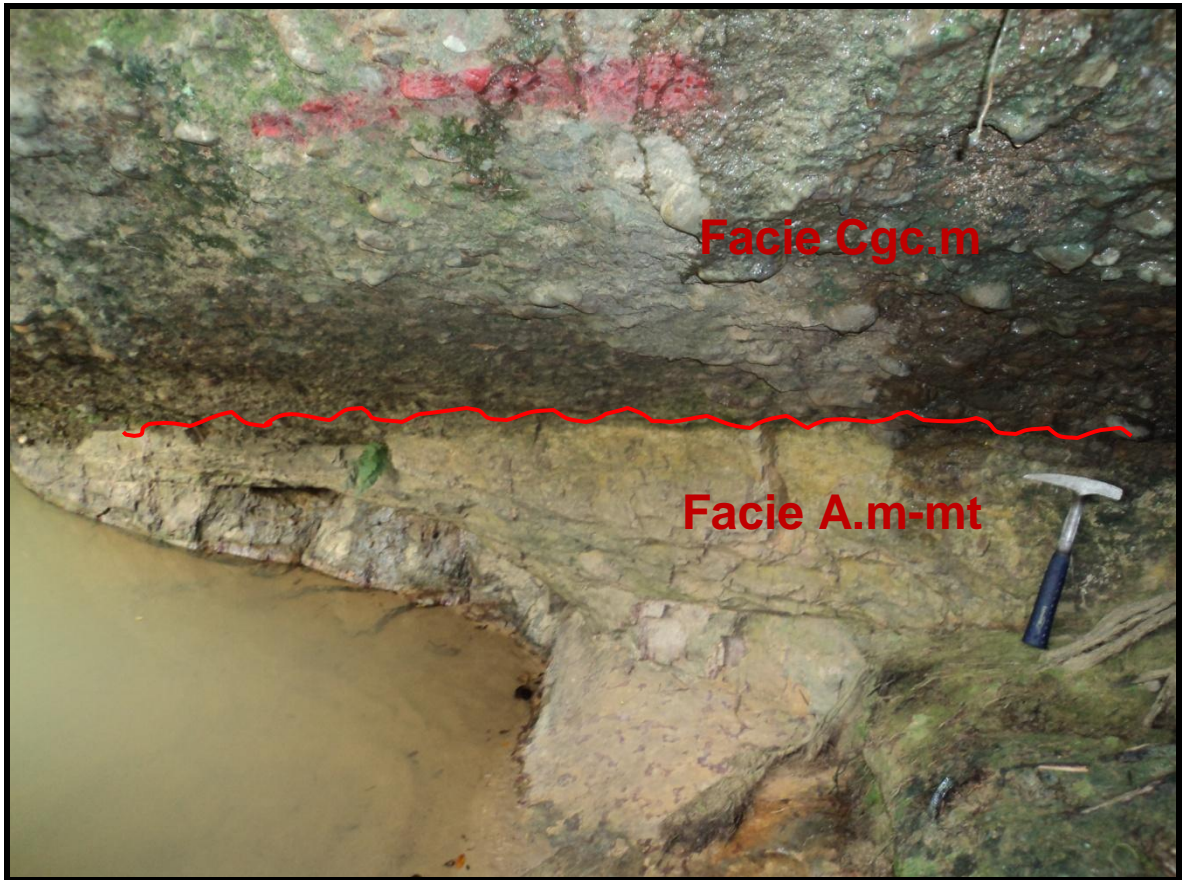


Figura 3. Contacto superior discordante



7.2.2.8 Facies A.m-gn: Arenisca masiva, con gradación normal.

Esta facies está constituida por capas muy gruesas de litoarenita masiva, de geometría lenticular, color crema, granos subredondeados a subangulares, mal seleccionados, grano decreciente al tope, con matriz arcillosa (40%). Composicionalmente presenta líticos (chert café y minerales ferromagnesianos) 25%, cuarzo 65% y feldespatos 10%.

Este tipo de depósito se encuentra en contacto inferior erosivo y superior neto, y asociada con ambientes de llanura de inundación y desarrollo de canales de *crevasse splay*. (Ver Anexo 1 y 3)

7.2.2.9 Facies A.lo: Arenisca con laminación ondulosa

Capas muy gruesa a gruesas, subtabulares, de litoarenita ocasionalmente lodosa, de color gris oscuro, algunas veces con abundante matriz arcillosa hasta de 30%, con laminación ondulosa (Figura 32).

Esta facies se encuentra con frecuencia en los dos flanco del Sinclinal, y presenta contactos inferior erosivo y superior neto; asociada con facies desarrolladas en zonas pantanosas y canales amalgamados.

Figura 4. Laminación Ondulosa



7.2.2.10 Facies A.lp: Arenita con laminación plano paralela

Esta facies se compone de capas tabulares muy gruesas (Ver Tabla 1), de arenita lodosa color gris oscuro, mal seleccionada, presenta abundante matriz arcillosa (30%) y laminación plano paralela. Su contacto inferior es neto con los depósitos infrayacentes y en algunas ocasiones el superior es erosivo.

Es posible que esta facies se encuentre asociado con facies como L.m-mt, A.rxa-gn, A.m, A.xp, A.xa, A.xa-gn, L.lo, Adp-L.m, A.xa-dp, desarrolladas en zonas pantanosas; aflorando solo en el flanco Oriental de Sinclinal (Ver anexo 4 sobre el metro 230)

7.2.2.11 Facies A.xp: Arenisca con estratificación cruzada planar de alto ángulo.

Capa gruesa, subtabular, de Litoarenita, con estratificación cruzada planar de alto ángulo (Figura 33), color crema, granos redondeados, bien seleccionados, en la base muestra imbricación de gránulos de cuarzo. Esta facies se encuentra asociada con las facies A.xa, L.lo, A.xa-gn, posiblemente depositadas en un ambiente de *crevasse splay* (Ver Anexo 3 sobre el metro 222.)

Figura 33. Estratificación cruzada planar.



7.2.2.12 Facies A.dp-L.m: Arenisca con deformación penecontemporánea, intercalada con lodolita masiva.

Capa gruesa de sublitoarenita, canaliforme, de color gris, con cemento calcáreo, granos subredondeados a redondeados, bien seleccionado, composicionalmente presenta cuarzo 80%, feldspatos 5% y líticos 15% (micas y minerales de color negro.). Presenta lentes de arcillolita de color gris verdoso, masiva; hacia la base se observa estructuras de deformación penecontemporánea, indicando que este depósito se formó con un alto contenido de agua.

Esta facies se encuentra asociada con las facies A.m y L.lo, observándose esta asociación en el sector del Río Luaní sobre el flanco Occidental del Sinclinal (Ver Anexo 3 sobre el metro 633)

7.2.2.13 Facies Acg.gn-m: Arenisca conglomerática en secuencia grano decreciente, masiva

Facies constituida por una capa gruesa de litoarenita feldespática con geometría lenticular, conglomerática a la base, mal seleccionada, granos subangulares no esféricos, con presencia de gránulos flotantes de cuarzo; asociada con la facies L.m-mt. Su contacto inferior es erosivo y superior neto. Esta facies se encuentra restringida solo en el flanco Oriental del Sinclinal. (Ver Anexo 4 sobre el metro 35)

7.2.2.14 Facies Acg.xa-gn: Arenisca conglomerática con estratificación cruzada en artesa, en gradación normal.

Capas muy gruesas, canaliformes, de arenisca conglomerática con estratificación cruzada en artesa (Figura 34), color gris crema, con gránulos subangulares de cuarzo lechoso (20%), chert negro y café (80%), mal seleccionados, con cemento Silíceo; localmente presenta nódulos de pirita (Figura 35), gránulos de cuarzo, clastos de chert negro e intraclastos de lodo (Figura 36) imbricados en la dirección de la estratificación. Las capas presentan contacto inferior erosivo, y el contacto superior varía dependiendo el depósito siendo algunas veces erosivo y otras neto (Ver Anexo 1). Esporádicamente se encuentra impregnada por hidrocarburos, tornando la roca a un color gris oscuro casi negro (Figura 37).

Esta facies se encuentra asociada con depósitos de desarrollo de canales y llanura de inundación y aflorando solo en el flanco Occidental.

Figura 34. Facies Acg.xa-gn, se aprecia la estratificación cruzada en artesa.

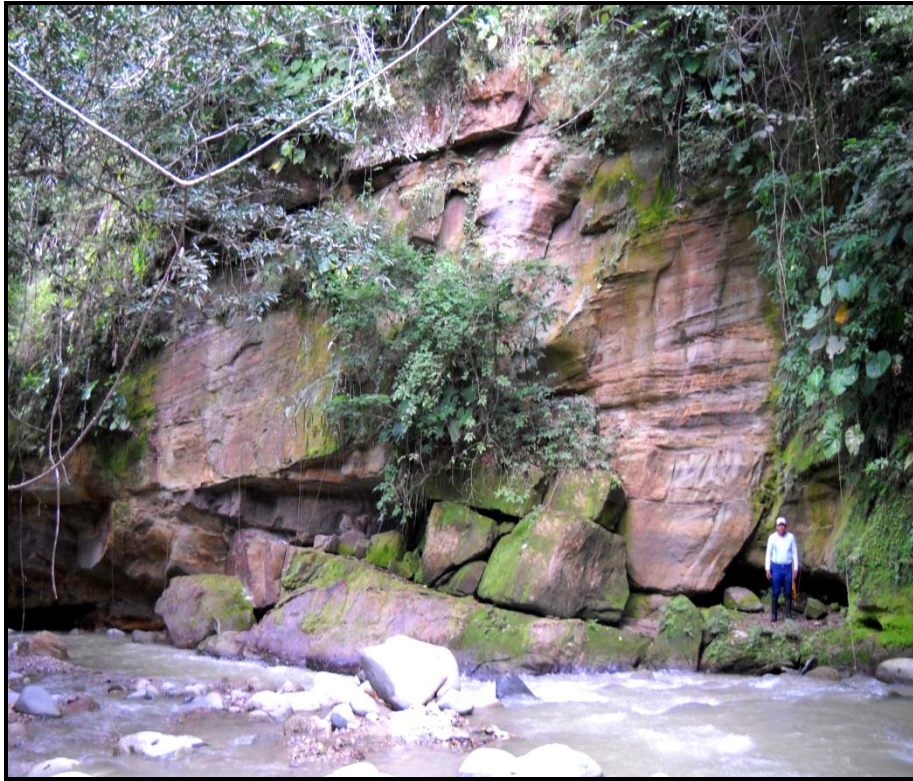


Figura 35. Nódulos de pirita

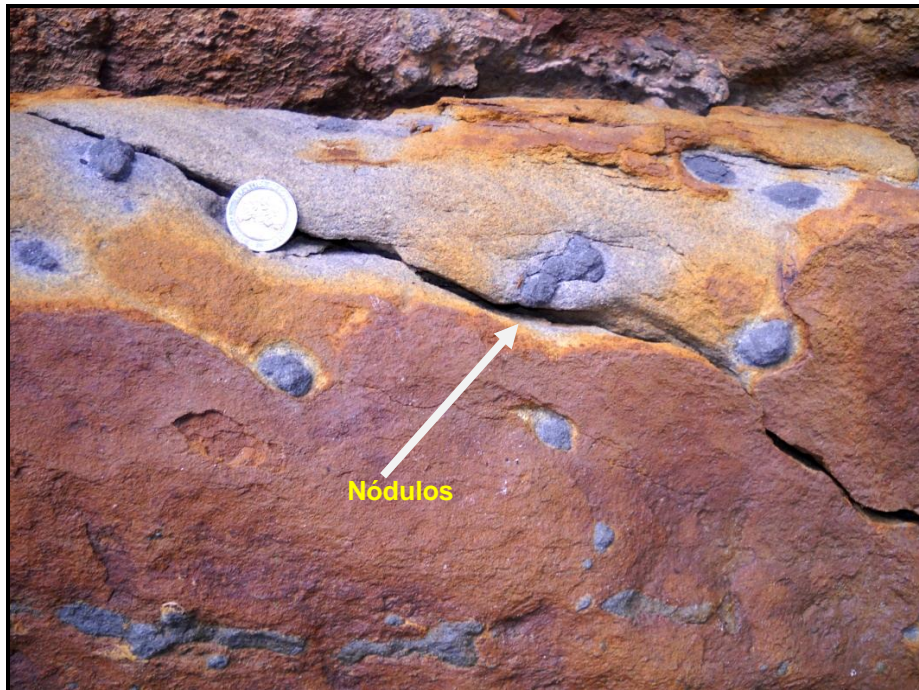


Figura 5. Se puede apreciar en la base del canal el tamaño del grano y los Intraclastos para este caso de lodolita



Figura 6. Detalle de la Facies Acg.xa-gn. Se observa como la roca se encuentra impregnada por hidrocarburos.



7.2.3 Facies Lodosas

7.2.3.1 Facies L.lo: Lodolita con laminación ondulosa.

Capas delgadas, tabulares de arcillolita y lodolitas, algunas veces arenosas de color gris verdoso, con laminación ondulosa, y contactos superior e inferior neto. Esta facies se asocia con facies como A.m y A.xa posiblemente dando lugar a un depósito de *crevasse splay*.

Se encuentra aflorando en el sector del Rio Luaní, sobre el flanco Occidental del Sinclinal (Ver Anexo 3)

De esta facies se tomaron tres muestras correspondientes a Avechucos Sección 4 sobre el metro 224, 225 y 226, para análisis palinológico, las cuales no presentaron un buen recobro de palinomorfos sin embargo manifiestan un predominio de polen, esporas y materia orgánica de origen continental. Los resultados de palinología obtenidos arrojaron un rango de edad entre Eoceno al Mioceno inferior (Ver Anexo 9)

7.2.3.2 Facies L.m: Lodolita masiva

Constituida por capas medianas y muy gruesas de limolitas masivas de tonalidad azulosas o gris verdosa (Figura 38), con geometrías tabulares a subtabulares. Los afloramientos de esta facies se encuentran en el flanco Occidental del Sinclinal (Ver Anexo 1 y 3), generalmente asociadas con las facies Acg.xa-gn, A.xa-gn, A.m indicando ambientes asociados con desarrollos de llanuras de inundación húmeda.

Figura 7. Facies L.m, Lodolitas de color gris azulado



De estas lodolitas se recolectaron tres muestras para palinología pertenecientes a Avechucos sección 1 sobre los metros 40, 54.3 y 57 (Ver Anexo 9), arrojando resultados de edades entre el Eoceno al Mioceno Inferior, en estos análisis fueron ausentes las asociaciones típicas de edad Oligoceno debido al bajo recobro que presentaron las muestras.

7.2.3.3 Facies L-m-mt: Lodolita masiva, moteada

En esta facies se incluyeron limolita y arcillolita subtabulares, masivas, las cuales presentan un alto grado de moteamiento (Figura 39 y 39a) de tonalidades morado, ocre, verde, rojo y son apreciables las marcas de raíces, estos rasgos son el producto de una alta exposición subaérea a la cual fué sometida este depósito. Los contactos inferior y superior son erosivos y netos respectivamente. La

presencia de esta facies comunmente se da en los dos flancos del sinclinal. (Ver Anexo 1, 2 y 3).

Figura 8. Facie L.m-mt. Moteamiento Rojizo



Figura 39a. Facie L.m-mt. Motemiento morado



Para esta facies se recogieron dos muestras correspondientes a Avechucos seccion 1 sobre el metro 18.5 y 40 (Ver Anexo 9) de las cuales se obtuvieron resultados del mismo rango de edad (Eoceno- Mioceno Inferior) que las anteriores.

7.2.3.4 Facies Ls.lp: Lodolita silíceica con laminación plano paralela

Paquetes de capas delgadas, tabulares (Figura 40) de lodolita silíceica con laminación plano paralela, en contacto neto entre si y discordante con el depósito suprayacente. Hacia la base presentan un color gris oscuro y al tope un color crema. Las capas se observan deformadas (Figura 41), y solo afloran en el sector del Río Luaní (Ver Anexo 1 y 2)

Figura 9. Facies Ld.pp. Geometria tabular de las capas



Figura 10. Capas deformadas



8. ANALISIS DE FACIES E INTERPRETACIÓN AMBIENTAL

La Asociación facial y ambientes interpretados en este estudio se determinó mediante la descripción y análisis detallado de afloramientos teniendo en cuenta su granulometría, estructuras sedimentarias tanto físicas como biogénicas, para las cuales se identificaron siete asociaciones Faciales correspondientes a Ambientes netamente Continentales.

8.1 Asociación Facial 1. (Cgc.m, A.m-mt, Cgc.gn-m-A.m) Abanico Aluvial Medio

A esta sucesión facial corresponden depósitos caóticos de grano muy grueso (hasta tamaño Guijarro), predominando composicionalmente fragmentos de chert negro y café, estos fragmentos son subredondeados, mal seleccionados, sin estructura interna definida con matriz arcillosa en algunas ocasiones con un alto porcentaje. Todas estas características indican que este material estuvo dominado por flujos de corrientes de detritos durante periodos de alta energía (*Nichols, 1999*). Sin embargo es posible que estos depósitos se encuentren relacionados con la parte media de un Abanico Aluvial (Figura 42) ya que al mismo tiempo estos materiales se interdigitan con depósitos de grano más finos como arenas y limolitas, además su espesor no presenta una extensión considerable comparado con los espesores de un abanico proximal. Es relevante destacar que los fragmentos de chert que han sufrido alto transporte se desintegran fácilmente perdiendo sus características; sin embargo el chert encontrado en la parte oriental del área de estudio se observa en buenas condiciones y en abundancia, por tal razón se infiere que el área fuente no se encuentra lejos.

8.2 Asociación Facial 2. (Cgc.gn-m, A.m; L.m-mt) Abanico Aluvial Distal.

La asociación Cgc.gn-m; A.m incluye depósitos de la parte distal de un abanico aluvial influenciado por corrientes de flujo de detritos los cuales van perdiendo la capacidad de transporte del material. Comunmente se caracterizan por la presencia de sedimentos finos moderadamente seleccionados, con granos que van de subredondeados a redondeados, mostrando localmente secuencias granodecrescentes. En ocasiones se asocia con la facies L.m-mt correspondiente a llanura de inundación seca, por tal razón se podría decir que coexisten estos dos ambientes (Abanico Aluvial Distal y Depósitos Fluviales) de origen netamente Continental (Figura 42).

Dado que la asociación facial 1 y 2 corresponde a ambientes de abanico aluvial, se puede inferir que estos se formaron en condiciones de muy baja relación A/S, debido a sus movimientos intempestivos, rápidos y catastróficos, por tal razón se originan depósitos progradacionales (Figura 43)

8.3 Asociación Facial 3 (L.m-mt; Acg.gn-m, A.m-mt, A.m-gn, Acg.xa-gn) Llanura de Inundación Seca.

Constituida principalmente por lodolitas grises, rojizas, masivas moteadas, asociadas a llanuras de inundación seca con exposición subaérea (*Posamentier & Walker, 2006*), dando lugar a procesos pedogenicos y actividad orgánica (Figura 42). Durante este lapso de tiempo las condiciones energéticas fueron bajas indicando un periodo de estabilidad, de no depositación ni erosión.

La facies L.m-mt se ve interrumpida por la facies Acg.gn-m, A.m-mt debido a pequeñas reactivaciones del Abanico Aluvial el cual depositó capas lenticulares de material grueso sobre la llanura de inundación, observándose esto sobre el flanco

oriental del Sinclinal; por el contrario sobre el otro flanco la facies L-m-mt se asocia con las facies A.m-gn; Acg.xa-gn pertenecientes a desarrollo de canales fluviales producto de una subida del nivel base.

Esta asociación facial refleja el cambio de subida a caída del nivel base evidenciándolo con el desarrollo paleosuelos (Figura 43).

8.4 Asociación Facial 4 (A.cg.xa-gn, A.xa-gn, A.m-gn, A.xa-dp, A.m, A.rlx-gn, L.m) Desarrollo de Canales Fluviales y Llanura de Inundación Humeda.

En esta asociación facial, predominan los cuerpos arenosos formados por flujos de agua de alta energía, desarrollando depósitos de geometría canaliforme, con superficies erosivas las cuales ocasionalmente presenta intraclastos, estratificación cruzada en artesa y secuencias granodecipientes correspondientes a canales fluviales de Ríos Meandricos (Figura 42). (Nichols, 1999). Sin embargo se observan arenas masivas correspondientes a depósitos de fondo de canal los cuales se caracterizan por ser zonas de poco desarrollo mostrando también superficies de reactivación. La presencia de la deformación penecontemporánea se puede inferir que el sistema tuvo un alto contenido de agua.

La existencia de la facies L.m perteneciente a lodolita gris azulosa masiva con ausencia de bioturbación indica que esta llanura de inundación húmeda no estuvo expuesta sub-aéreamente, revelando que la energía bajo y perduro un lapso de tiempo considerable permitiendo la depositación y preservación de este depósito (Figura 42)

De acuerdo con las características mencionadas anteriormente, este depósito se desarrolló en condiciones de una mayor relación de A/S, por dicha razón se depositaron sedimentos con granulometría más finas. (Figura 43).

8.5 Asociación Facial 5 (A.xa-gn, A.lo, Acg.xa-gn, L.m-mt) Canales Amalgamados.

Para esta asociación facial se destacan intervalos de cuerpos arenosos canaliformes de secuencia grano-decreciente desarrollando superficies de reactivación apreciándose en clastos y ocasionalmente intraclastos de lodo lo cual evidencia un régimen de alta energía. (Nichols, 1999)

Los intraclastos observados en la base de los canales corresponden a niveles energéticos muy altos que removieron el material propio de la llanura de inundación impidiendo la preservación de este depósito (Figura 42)

De este modo la acumulación de esos sedimentos se dió en condiciones de baja relación A/S, encontrándose un patrón de apilamiento dominado por facies gruesas, poca preservación de elementos geomorfológicos, debido al alto canibalismo y escasas de facies finas.(Figura 43)

8.6 Asociación Facial 6 (L.m-mt, A.rxa-gn, A.m, A.xp, A.xa, A.xa-gn, L.lo, Adp-L.m, A.xa-dp, A.lp, A.lo) Zona Pantanosa con Desarrollo de *Crevasse Splay* y canales de *Crevasse*.

En esta asociación Facial predominan depósitos de granulometría media a muy fina, correspondientes a areniscas con laminación plano paralela, relictos de estratificación cruzada en artesa, estratificación cruzada en artesa, en las cuales localmente se observa hacia la base o tope de estas capas deformación penecontemporánea, generalmente asociadas con areniscas lodosas y lodolitas gris verdosas a azulosas en ocasiones moteadas pero conservando su color original, con estructura masiva o con laminación ondulada desarrolladas bajo condiciones reductoras por la poca circulación de agua, propias de un depósito de Pantano (Figura 42). Comúnmente sobre esta zona pantanosa se desarrollan *depósitos de Crevasse Splay* (Figura 42) caracterizados por su tendencia grano-

crecientes hacia el tope con contactos netos principalmente (Ver Anexo 3 sobre el metro 335) o depósitos de canal de *Crevasse* (Figura 42), definidas por secuencias grano-decreciente hacia el tope con contactos concordantes a la base, se diferencian de la facies de canal por su poco espesor y su asociación con los *Crevasse Splay*.

La facies L.m-mt, se asoció con depósitos pantanosos ya que las lodolitas grises preservan su color indicando que el grado de bioturbación fue bajo.

Por lo tanto el desarrollo de esta zona pantanosa es producto de un aumento del nivel base, sugiriendo un incremento en la relación A/S , facilitando la depositación de facies finas. (Figura 43)

8.7 Asociación Facial 7 (Cgc.m-a) Flujos Gravitacionales

Facies relacionada a flujos de sedimentos que fueron removidos pendiente abajo por efecto de la gravedad, de carácter rápido y repentino, dando lugar a material anguloso reflejando poco transporte.

Figura 11. Modelo de depositación representando las Asociaciones Faciales

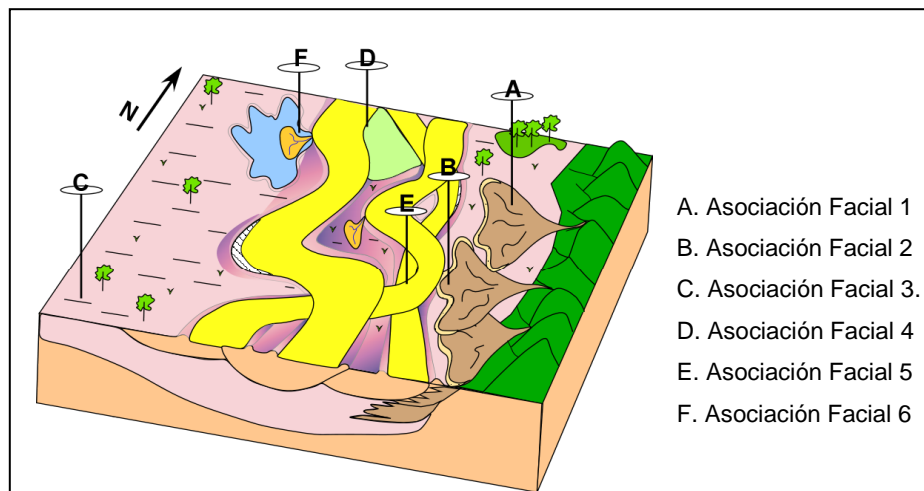
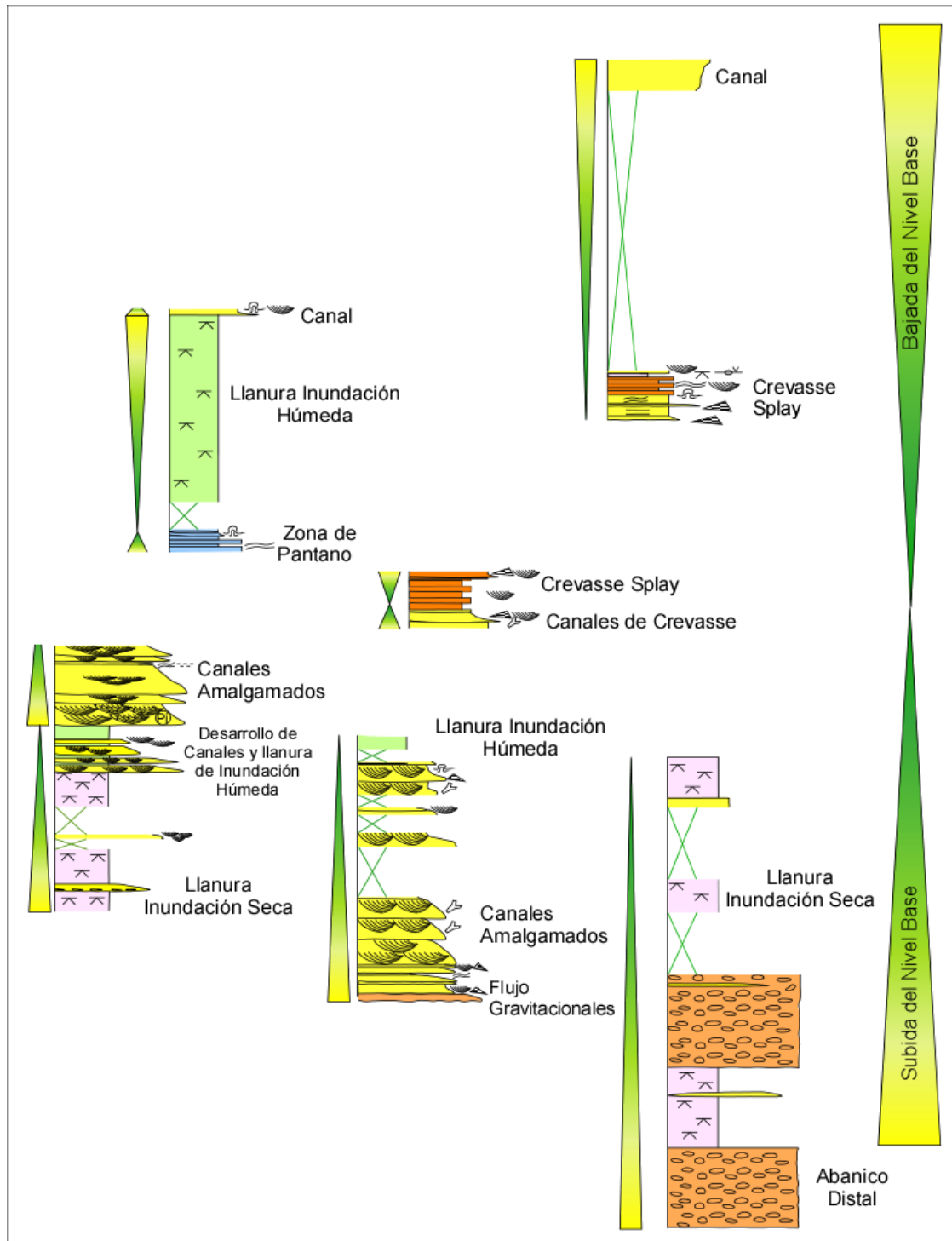


Figura 12. Asociaciones Faciales y su Relación con Los Ciclos De Caída y Subida Del Nivel Base (A/S)



9. ESTRATIGRAFIA DE SECUENCIAS

En este capítulo se presentan los ciclos estratigráficos definidos, para las diferentes columnas estratigráficas levantadas en la fase de campo y su correspondiente correlación con el registro Gamma Ray (Ver Anexos 1, 2,3 y 4).

9.1 Definición de Ciclos Estratigráficos

- La interpretación de ciclos estratigráficos se realizó en base a la asociación facial y a las electrofacies de los registros de pozo y afloramiento (*Gamma - Ray*) de las cuales se puede inferir el ambiente depositacional.
- Una vez interpretadas las facies o tipos de depósito se definieron los ciclos estratigráficos de alta frecuencia teniendo en cuenta las sucesiones de facies y el grado de amalgamamiento de los diferentes depósitos. Analizando el patrón de apilamiento de los ciclos de alta frecuencia y la tendencia general de las facies, se agruparon los ciclos de alta frecuencia en ciclos de mediana frecuencia y luego estos en ciclos de baja frecuencia, los cuales fueron correlacionables a escala regional.
- Después se elaboraron las correlaciones y se propuso un modelo de depositación para el área de estudio.

9.2 Análisis Estratigráfico

Las rocas terciarias levantadas sobre los flancos del Sinclinal de Avechucos, se depositaron en un ambiente netamente continental, donde se desarrollaron abanicos aluviales coexistiendo con una serie de canales principales de ríos meandriiformes con sus distributarios asociados a complejos de “*crevasse*”, llanuras de inundación, zonas pantanosas y paleosuelos.

El análisis estratigráfico de las unidades Paleógeno-Neógeno, comprende depósitos que se encuentran descansando sobre la discordancia que separa las rocas Cretáceas de las Terciarias. Se identificaron ciclos estratigráficos de baja, medio y alta frecuencia los cuales registran los cambios en la relación espacio de acomodación contra suministro de sedimento (A/S); cada ciclo estratigráfico de baja frecuencia comienza en un punto mínimo de A/S correspondiendo a superficies de inconformidad, alcanzando luego la mayor relación de A/S y terminando en un punto de mínimo A/S que algunas veces corresponden a superficies de mayor amalgamiento de canales o puntos de mayor progradación; los puntos de máximo A/S por lo general se identificaron dentro de los intervalos lodosos de menor exposición subaérea y representan las condiciones energéticas más bajas en el sistema.

La transición de canales a complejos de *crevasse splay*, llanuras de inundación húmeda y zonas pantanosas, representan ciclos de aumento en la relación A/S y los ciclos de disminución de la relación A/S, reflejan un cambio de llanuras de inundación húmeda a canales de corrientes de ríos meandriformes, dando lugar a secuencias granodecreciente.

Como “datum” se tomó la superficie de máxima inundación, representado por niveles energéticos bajos y por depósitos con granulometrías más finas (Ver Anexo 10)

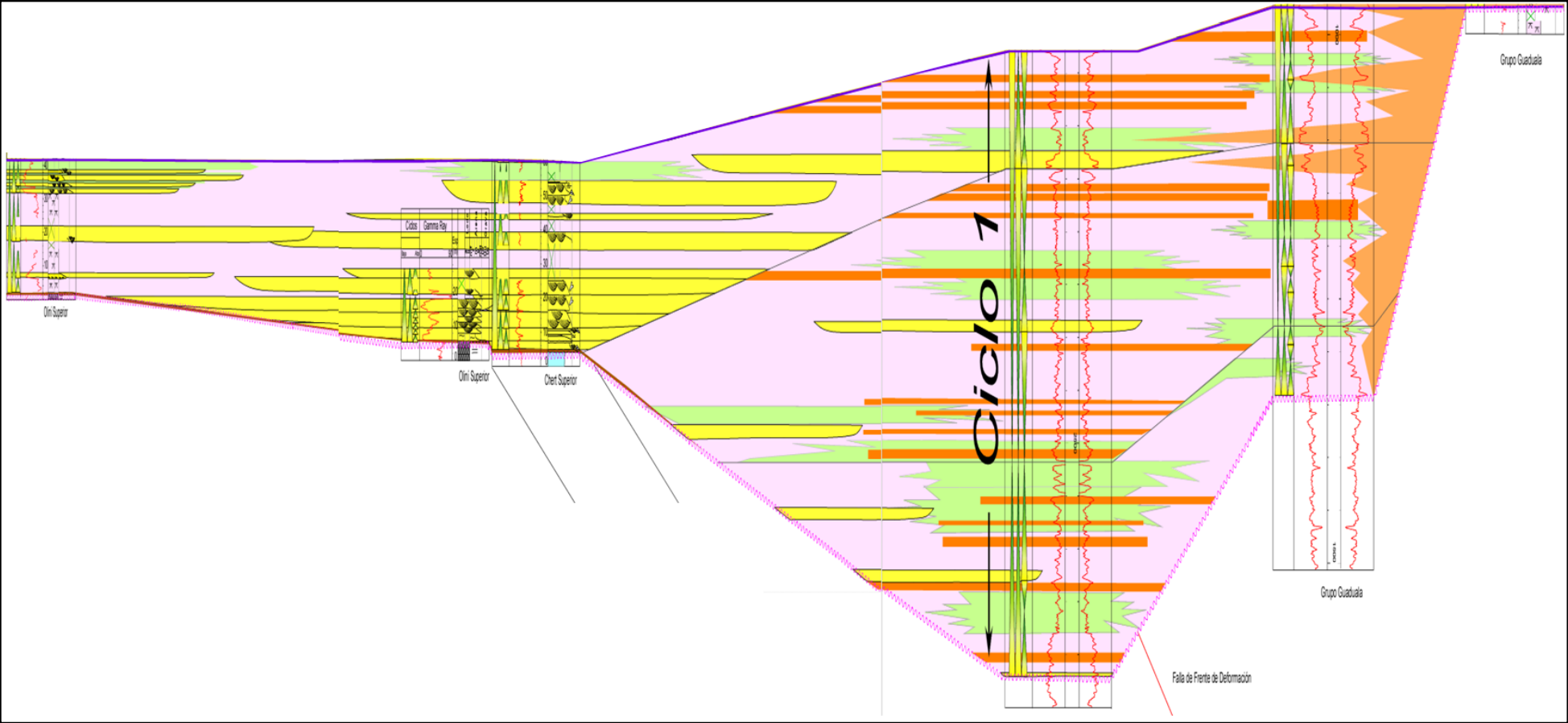
Se identificaron y correlacionaron 3 ciclos estratigráficos de baja frecuencia los cuales serán descritos a continuación:

- **Ciclo 1:** Este ciclo representa niveles de mínima relación A/S y niveles de máxima relación A/S. Los intervalos mínimos están representados por superficies erosivas inconformes a la base como es la discordancia que separa unidades Cretácicas de las Terciarias o por la fuerte actividad de corrientes meandriformes las cuales permiten la depositación de sedimentos con granulometrías gruesas,

los puntos máximos posiblemente corresponden a depósitos finos que han sido preservados debido a un bajo régimen de energía y a un mayor espacio de acomodación.

La distribución y los tipos de depósitos fueron controlados por la paleotopografía que permitió la distribución de diferentes asociaciones faciales presentes en esta área. En la parte sur del núcleo del Sinclinal los ciclos estratigráficos son completos, donde la máxima relación A/S es representada por facies finas de llanuras de inundación con poco desarrollo de complejos de *crevasse splay* y los puntos de mínima relación A/S reflejan la presencia de canales aislados de poca continuidad lateral los cuales se encuentran embebidos en estas facies finas (Figura 44); hacia la parte sur-oriental estos ciclos tienen el mismo comportamiento pero se diferencian del anterior debido a que los puntos mínimos de A/S corresponden a depósitos con granulometrías gruesas relacionados con facies de abanico aluvial posiblemente producto de la formación inicial de un paleoalto el cual permitió esta depositación, estos depósitos se encuentran suprayacidos hacia la parte occidental por secuencias compuestas principalmente de sedimentos gruesos con geometrías canaliformes y algunas veces llanuras de inundación representados por un hem ciclo de subida del nivel base, mostrando una mayor concentración de canales hacia este sector posiblemente sugiriendo el depocentro inicial de la zona (Figura 44). Estos depósitos se encuentran haciendo *onlap* con las capa infrayacentes probablemente por la presencia de un paleorelieve que se tenía en un principio, reflejándose esto en la discontinuidad de los ciclos. (Ver Anexo 10)

Figura 13. Representación del Ciclo 1

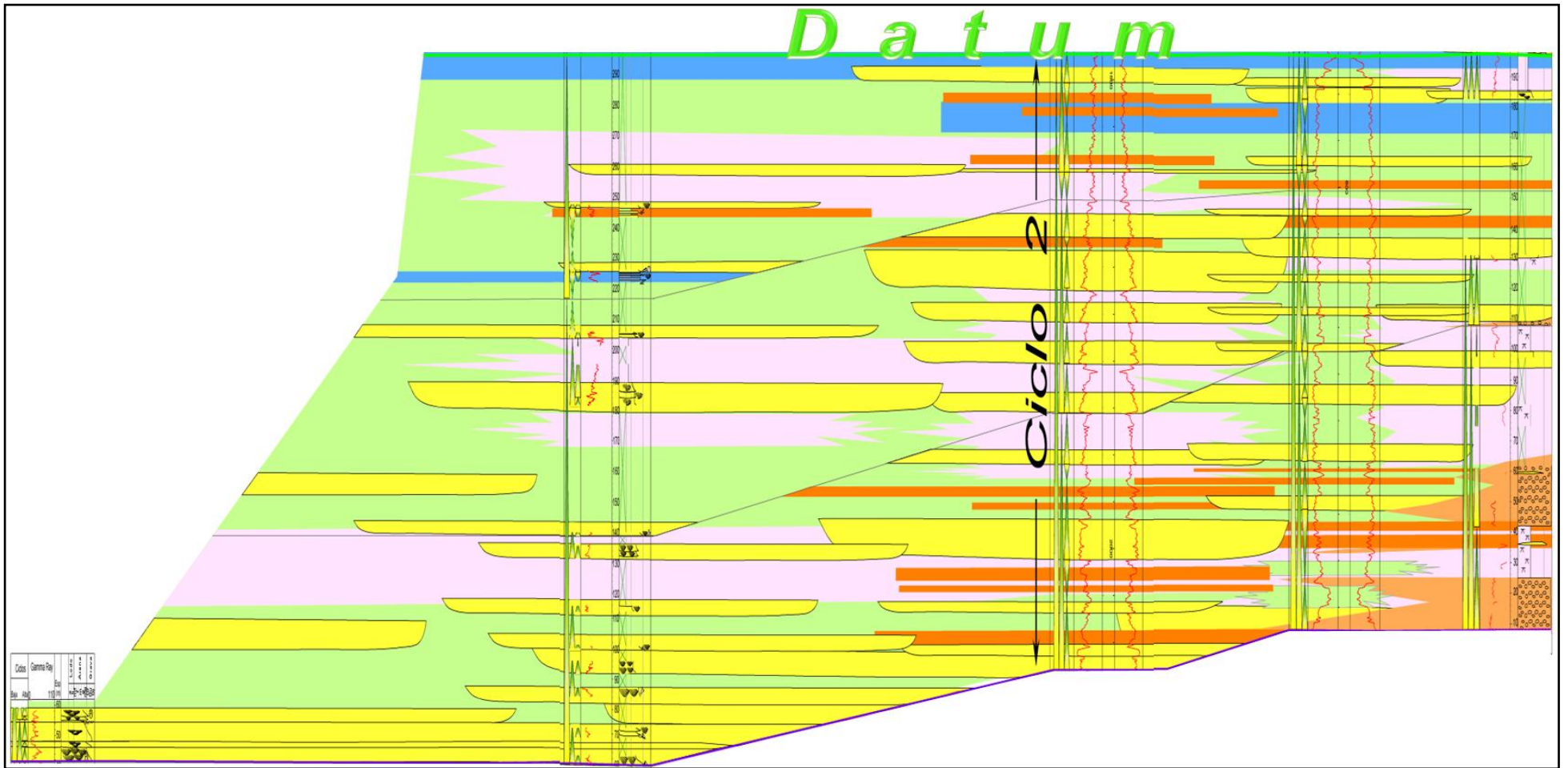


- **Ciclo 2:** Este intervalo está definido por un ciclo de subida del nivel base el cual muestra gradualmente un aumento en la relación A/S; el punto mínimo de relación A/S refleja superficies erosivas propias de canales fluviales y el punto de máxima relación de A/S está representado por un predominio de depósitos de llanura de inundación húmeda, zonas pantanosas y desarrollo de *crevasse splay*.

Hacia la parte Occidental del sinclinal se observan facies de areniscas de canales amalgamados con esporádicas intercalaciones lodosas, depositados durante condiciones de mínimo A/S. En la parte central del sinclinal se presenta una mayor concentración de canales con desarrollo de *crevasse splay* este último depositado bajo condiciones de máxima relación A/S, estos depósitos varían verticalmente a llanura de inundación y pantanos sugiriendo un posible avance del depocentro inicial hacia el oriente, evidenciado por un cambio lateral de facies de canal a abanico aluvial, razón por la cual se puede inferir que el desplazamiento del río produjo canibalismo y retrabajamiento sobre las facies del abanico (Figura 45). Estos depósitos siguen conservando una relación de “*onlap*” sobre los horizontes inferiores.

Es importante destacar que el grado de amalgamiento de canales disminuye al nor-occidente y nor-oriental del área, aumentando al mismo tiempo la proporción de llanuras de inundación y lagos por lo tanto se interpreta como la máxima inundación regional, la cual se tomó como “*datum*” en las correlaciones estratigráficas de este trabajo. (Ver Anexo 10)

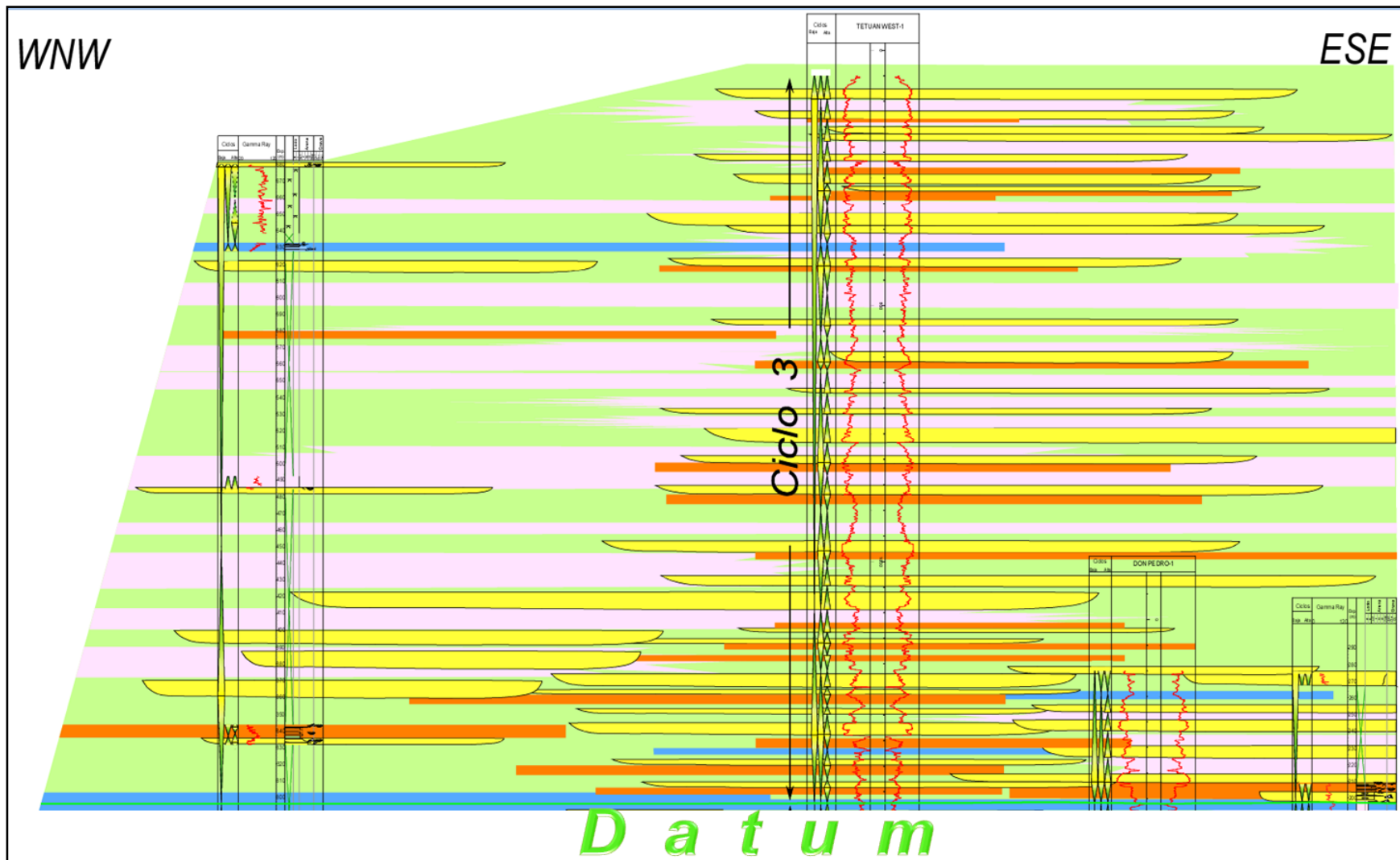
Figura 14. Representación del ciclo 2



- **Ciclo 3:** Este tercer ciclo estratigráfico inicia con la caída del nivel base preservando un predominio de facies de granulometría fina con presencia de llanuras de inundación húmeda, pantanos y *crevasse splay* este último depósito representa el nivel de energía más alto del sistema limitados por eventos de mínimo A/S, la extensión lateral de estos sedimentos es continua y no se observan ninguna relación de “*onlap*” (Figura 46). Sobreyaciendo este hemicycle, se observan esporádicamente depósitos con granulometrías gruesas pertenecientes a canales fluviales depositados bajo condiciones mínimas de A/S pasando transicionalmente a facies finas, siendo aún estas predominantes, resultado de un aumento en el nivel base (Figura 46).

Hacia la parte superior del intervalo existe un mayor predominio de complejos de *crevasse splay* y canales, indicando una caída del nivel base, hallándose facies finas en menor proporción, por tal motivo se puede inferir el inicio de una somerización en la cuenca. (Ver Anexo 10)

Figura 15. Representación del ciclo 3

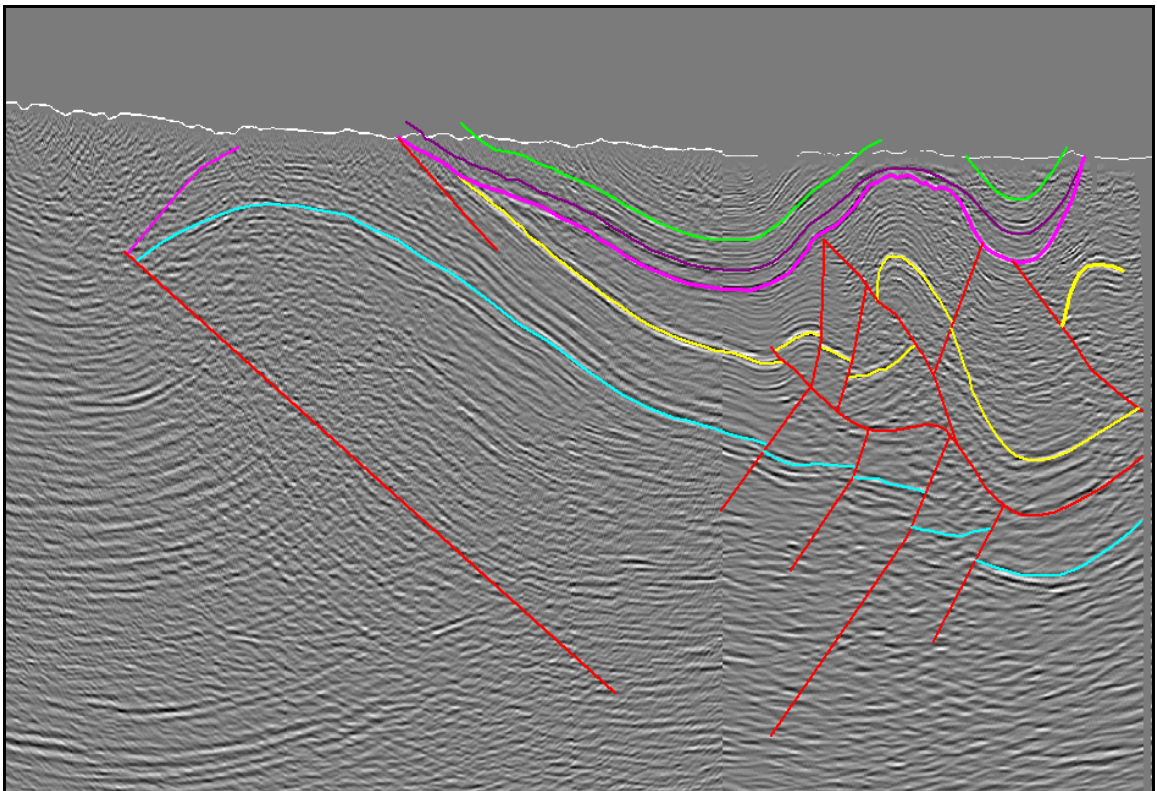


10. INTEGRACION DE RESULTADOS

Para la elaboración de este capítulo se tuvieron en cuenta datos de campo, análisis petrográfico, interpretación sísmica y secuencias estratigráficas, toda esta información se integró para proponer un modelo de depositación.

De la interpretación sísmica se determinaron tres horizontes (Figura 47) los cuales se correlacionaron estratigráficamente sirviendo de límites para la definición de los ciclos estratigráficos mencionados en el capítulo anterior.

.Figura 16. Horizontes Interpretados en la Línea Sísmica

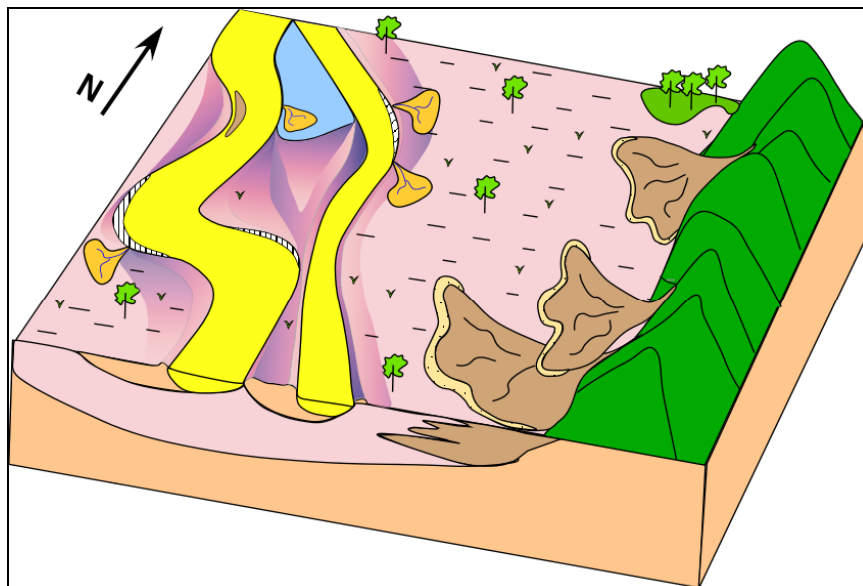


- **Horizonte A:** reflector de color fucsia (Figura 47) correspondiente a la Discordancia que separa unidades Cretácicas de las Terciarias, marcando el inicio del primer ciclo estratigráfico predominando facies finas resultado de la actividad

fluvial que existió en esta zona dejando elementos geomorfológicos pertenecientes a llanuras de inundación y canales. (Ver Anexo 10). Estos depósitos fueron migrando gradualmente de Oeste a Este dando lugar a variaciones laterales y verticales de facies, cambios que se ven afectados por varios pulsos de levantamiento tectónicos los cuales dieron origen a un paleoalto, dicho levantamiento afectó la depositación de los materiales fluviales ocasionando *onlap* con este paleorelieve. Este evento generó depósitos caóticos intempestivos provenientes del oriente relacionados a abanicos aluviales, los cuales terminan descansando sobre el material fluvial predominantemente fino lo cual indica una coexistencia de estos dos ambientes netamente continentales. La distribución lateral de estos depósitos refleja hacia el Este un predominio de canales y esporádicamente llanuras de inundación sugiriendo de esta forma que en un comienzo el canal principal tuvo una fuerte actividad sobre este sector (Figura 48); sin embargo en la parte media del Sinclinal se destacan depósitos con granulometrías finas pertenecientes a llanuras de inundación con desarrollo de *crevasse splay* y en menor proporción canales fluviales indicando que el régimen que dominaba la depositación en ese momento se encontraba hacia el Este. Hacia la parte oriental existe un cambio de Facies finas a gruesas, producto de la actividad aluvial.

En esta etapa se determinaron dos fuentes de aporte, una proveniente del suroccidente correspondiendo a depósitos fluviales y la otra procedente de la parte oriental de origen aluvial.

Figura 17. Primera etapa del Modelo de depositación.



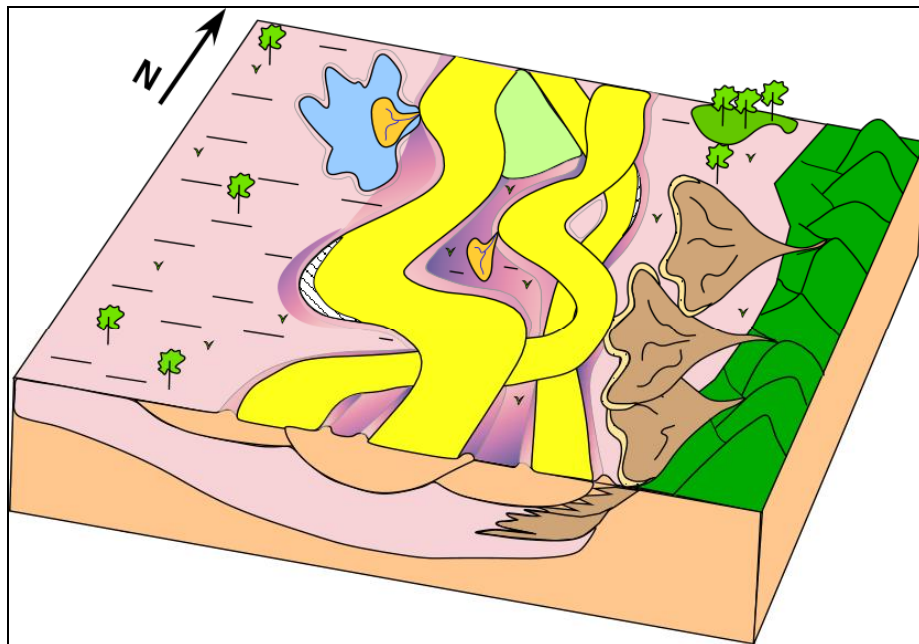
- **Horizonte B:** Representa el reflector de color morado (Figura 47); éste marca el inicio del segundo ciclo estratigráfico, registrando hacia la base superficies erosivas probablemente pertenecientes a una fuerte actividad fluvial y el tope se encuentra dominado por facies finas pertenecientes a llanuras de inundación y lagos.

La depositación para este intervalo, presenta una variación lateral y vertical de facies, mostrando hacia la parte Suroccidental la presencia de canales con poco desarrollo de facies finas indicando que existió una actividad fluvial no tan marcada debido al aumento progresivo de depósitos con granulometrías finas hacia la parte Nor-occidental, mientras que en la parte central del Sinclinal el predominio de canales y *crevasse Splay* es cada vez mayor sugiriendo que para este lapso de tiempo el depocentro se encontraba localizado en este lugar (Figura 49) al igual que en el ciclo anterior estos depósitos se encuentran haciendo *onlap* con el paleoalto.

Hacia el Sur-oriente los canales retrabajan el material del abanico aluvial distal, sin embargo al Nor-oriente son ausentes los depósitos de abanicos aluviales posiblemente por la predominancia de corrientes fluviales las cuales ocasionaron el enterramiento de estos materiales.

De Oeste a Este la presencia de facies finas representadas por depósitos pantanosos hacia el norte del área son cada vez más predominantes, indicando la máxima inundación regional, marcando la finalización de este ciclo.

Figura 18. Segunda etapa del modelo de deposición

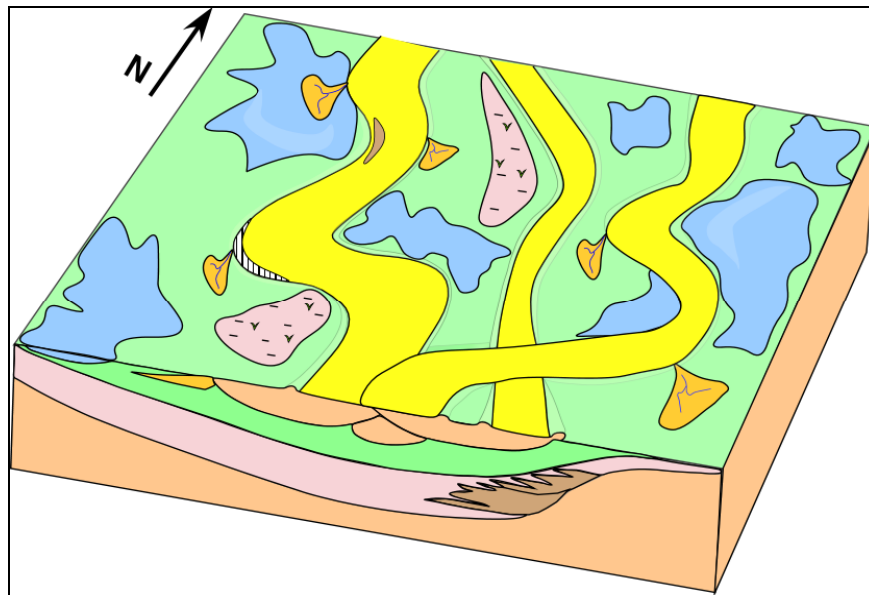


- **HORIZONTE C:** Descrito por el reflector de color verde (Figura 47); este último ciclo marca el paso progresivo de una inundación regional a un posible inicio de somerización de la cuenca representado por depósitos de lagos, llanura de inundación, *Crevasse Splay* y canales, característicos de ambientes continentales de origen fluvial.

La correlación e interpretación de este intervalo se realizó con base al registro del pozo Tetuán West 1 debido a la ausencia de información del pozo Don Pedro 1 y de las columnas estratigráficas levantadas en campo. (Ver Anexo 10)

El horizonte rosado inicia con la depositación de sedimentos predominantemente finos correspondientes a pantanos, llanura de inundación y complejos de *crevasse splay* probablemente sin ninguna variación lateral. Estos depósitos van cambiando a facies más gruesas hacia la parte superior evidenciando un predominio de canales fluviales los cuales se encuentran interdigitados con sedimentos más finos. La predominancia de arenas en este sector está sujeta muy posiblemente a un inicio de somerización de la cuenca como producto de la fuerte actividad de corrientes meandriformes presentes en este periodo de tiempo (Figura 50)

Figura 19. Última etapa del modelo de depositación.



Es importante resaltar que para esta etapa existió otra fuente de aporte proveniente del Occidente producto del levantamiento de la cordillera central, viéndose reflejado en los datos petrográficos realizados, los cuales arrojaron como resultado chert volcánico, feldespatos y esquistos cuarzomícáceos, tal vez provenientes de la Formación Saldaña.

11. CONCLUSIONES

- Como resultado de la integración de la información estratigráfica y datos de pozo, se definieron tres etapas de depositación. Estas tres etapas corresponden a los ciclos de baja frecuencia que indican periodos de mayor o menor acomodación.

Con base en un modelo de distribución lateral y vertical de las facies y geometría de la cuenca se determinó que para la primera etapa se tienen dos fuentes de aportes, una de origen fluvial proveniente del Suroccidente y otra de origen aluvial procedente del oriente. En la segunda etapa la fuente de aporte es la misma, sin embargo el depocentro migra hacia el oriente, siendo evidente la predominancia de canales y el fuerte retrabajamiento de los materiales gruesos encontrados hacia el Este pertenecientes a los abanicos aluviales marcando su finalización con un máximo de inundación regional. Para la tercera etapa los depósitos aluviales no están presentes y solamente predominan las corrientes fluviales; continúa la migración del depocentro hacia el oriente. Al final de este periodo de tiempo se observa el inicio de la somerización de la cuenca.

- Los tres horizontes estratigráficos se interpretaron en una línea sísmica del área donde se observó que los cambios litológicos importantes coincidían con reflectores más fuertes, indicando que éstos representan eventos observables en la información sísmica

- A partir del análisis palinológico detallado a 18 muestras de afloramiento del Sinclinal de Avechucos, se determinó que estas presentaban un recobro pobre a moderado de palinomorfos, con predominio de polen y esporas moderadamente preservadas, materia orgánica de origen continental. En las muestras que presentan recobro, las asociaciones están representadas por palinomorfos con un rango estratigráfico amplio, que en conjunto abarca edades desde el Eoceno hasta el Mioceno temprano, faltando algunos elementos con reconocido valor bio-

cronoestratigráfico a nivel regional, que permitirían refinar la edad relativa y en consecuencia asignar un rango cronoestratigráfico más estrecho. Es importante además, señalar la carencia de *Cicatricosisporites dorogensis*, *Jandufouria seamrogiformis* y *Magnastriatites grandiosus*, asociación típica del Oligoceno, que en la cuenca del Valle Superior del Magdalena se reconoce en la Formación Potrerillo.

- Se destaca la ausencia de asociaciones típicas de la Formación Barzalosa, como las que se reconocen en el área de Neiva, relacionadas cronoestratigráficamente al Mioceno inferior, indicando una posible ausencia de esta unidad en el área.
- La curva Gamma ray de afloramiento, se correlacionó con los registros de pozo dando como resultado la identificación de electrofacies presentes en el área. Con esto se logró extender arealmente la interpretación sedimentológica de campo.
- Del levantamiento de las columnas estratigráficas se identificaron 22 facies correspondientes a cuatro (4) facies conglomeráticas, catorce (14) arenosas y cuatro (4) lodosas, además se realizaron siete (7) asociaciones faciales pertenecientes a:
 - Abanico Aluvial Media
 - Abanico Aluvial distal
 - Llanura de Inundación Seca
 - Desarrollo de Canales y Llanura de Inundación Húmeda
 - Canales Amalgamados
 - Zona Pantanosa con Desarrollo de *Crevasse splay* y Canales de *Crevasse*
 - Flujos Gravitacionales.

12. RECOMENDACIONES

- Con el fin de obtener un modelo más confiable de depositación se sugiere realizar la restauración de una o dos líneas sísmicas sobre el sinclinal de Avechucos para evaluar si la depositación ocurrió al mismo tiempo o después de la deformación.
- Se recomienda realizar un muestreo detallado para análisis palinológico en el área de Ortega Tolima, de las unidades Terciarias (Eoceno - Oligoceno) para poder establecer un rango de edad más preciso y de esta manera definir que unidades se depositaron en el Sinclinal de Avechucos.

13. BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, T.A., 1972. Paleogene non-marine Gualanday Group, Neiva Basin, Colombia, and regional development of the Colombian Andes: GSA Bull., v. 83, pp. 2423-2438.
- BELTRÁN, N. & GALLO, J., 1968. The Geology of the Neiva Sub-Basin, Upper Magdalena Basin, Southern Portion. IX Annual Field Conference, Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists. Reprinted in p. 253-275: CSPGG Geological.
- BERNAL, J. E.; CARVAJAL, L.; SOTELO, A.; VARGAS, F. 1976. Estudio fotogeológico de la región Prado-Dolores-Colombia, Departamentos Tolima-Huila. Rev. CIAF, inédito, 41 p. Bogotá.
- BÜRGL, H. 1961. Geología de los alrededores de Ortega, Tolima. UIS, Bol. Geol., 8: 21- 38. Bucaramanga.
- CAICEDO, J.C., RONCANCIO, J.H., 1994. El Grupo Gualanday como ejemplo de acumulación sintectónica, en el Valle Superior del Magdalena, durante el Paleógeno. En: Estudios Geológicos en el Valle Superior del Magdalena: X-1 - X-19. Santa Fe de Bogotá.
- CAMPBELL, C.J., 1968. The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting. Transactions of Caribbean Geological Conference, 4th, pág. 247–261.
- CORRIGAN, H.T., 1967. The geology of the upper Magdalena Valley (Northern portion). 8° Field Conference In: Geological Field Trip, Colombia (1959-1978). C.S.G.G.P. Bogotá.

- COSSIO, U.; RODRÍGUEZ, G.; RODRÍGUEZ, M. 1995. Memoria explicativa de la Geología de la Plancha 283 Purificación. Ingeominas, 108 p. Santa Fe de Bogotá.
- DE PORTA, J. 1965. Estratigrafía del Cretácico Superior y Terciario en el extremo sur del Valle Medio del Magdalena. UIS, Bol. Geol., 19:1-50. Bucaramanga. ¿19:5-30?
- DE PORTA, J. 1966. Geología del extremo sur del Valle Medio del Magdalena entre Honda y Guataquí. UIS, Bol. Geol., (22 – 23):1-347. Bucaramanga.
- DÍAZ L., 1994a. Distribución de las facies siliciclásticas correspondientes a la Formación Arenisca Tierna y equivalentes en el Valle Superior del Magdalena. In: F. Etayo Serna (ed.), *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Chapter IV, Univ. Nacional de Colombia, Ecopetrol, Bogotá, 15 p.
- DÍAZ L., 1994b. Reconstrucción de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena, a finales del Cretácico. In: F. Etayo Serna (ed.), *Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena*. Chapter XI, Univ. Nacional de Colombia, Ecopetrol, Bogotá, 13 p.
- DUNIA Consultores Ltda., 2004. Cartografía Geológica en el Bloque UPAR, Valle Superior del Magdalena.
- DUQUE-CARO, H., 1990. The Chocó block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Jour. of South Am. Earth Sci.*, Numero 3, Vol. 1; pág. 71-84.

- DUQUE-CARO, H., 1980. Geotectónica y evolución de la región noroccidental colombiana. Bol. Geol. Ingeominas 23 (3), 1–37.
- DUQUE-CARO, H., 1984. Structural style, diapirism, and accretionary episodes of the Sinu´–San Jacinto terrane, southwestern Caribbean borderland. Geol. Soc. Am. Mem. 162, 303–316.
-
- ECOPETROL-ICP, 2001, Evaluación Integrada del Tren de Producción de la Cuenca del Valle Superior del Magdalena, Departamento del Tolima. Informe privado.
- ECOPETROL. ICP, 1998. Evaluación de la Secuencia Terciaria del Valle Medio del Magdalena. Bucaramanga, Piedecuesta.
- ETAYO, F., 1994. A modo de historia geológica del Cretácico del Valle Superior del Magdalena. En:Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena: XX-1 - XX-5. Santa Fe de Bogotá.
- GARY NICHOLS, 1999. Sedimentology and Stratigraphy, Second Edition Pag. 44-86
- GIL W., (2007) .Estratigrafía y Geología Estructural de la Parte Sur del Bloque Doima, Valle Superior del Magdalena, Departamento del Tolima, Colombia.
- GÓMEZ, E., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., HEGARTY, K., AND KELLEY, S., 2005, Syntectonic Cenozoic sedimentation in the Northern Middle Magdalena Valley Basin and implications for exhumation of the northern Andes: Geological Society of America Bulletin, v. 117, p. 547–569.

- GÓMEZ E.; JORDAN T., ALLMENDINGER R., CARDOZO N., (2005).Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of diachronous exhumation of the northern Andes; Department of Earth and Atmospheric Sciences, Cornell University, Ithaca, New York, USA.
- HUBACH, H., 1957, Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores: Boletín Geológico Instituto Geológico Nacional, v. 5, no. 2, p. 93–112.
- INGEOMINAS NUÑEZ. A . (2001). Memoria Explicativa Del Departamento Del Tolima.
- INGEOMINAS, 1984. NUÑEZ A. et. al . Reseña Explicativa del Mapa Geológico Preliminar Plancha 263 Ortega. Bogota D.C.
- INGEOMINAS, 2002, FUQUEN , J & OSORNO , J. Memoria Explicativa del departamento del Huila, Tolima y Meta. Bogota D.C.
- INGEOMINAS. 2003. CAICEDO, J. Toma de Datos en la Libreta de Campo. Bogota D.C.
- JAMES A ET AL 2007 Applied Ichnology, Society for Sedimentary Geology. Tulsa, Oklahoma 74135, U.S.A.
- JAIMES E. & FREITAS M. 2006. An Albian- Cenomanian Unconformity in the northern Andes: Evidence and tectonic significance.
- JARAMILLO, C., YEPES, O.,1994. Palinoestratigrafía del Grupo Olini (Coniaciano-Campaniano) ValleSuperior. En : Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena : XVII - 1 - XVII - 18. Santa Fe de Bogotá.

- JIMENO, A., GUEVARA, C., 1976. Contribución a la estratigrafía de la Formación Post-Payandé y cartografía al sur de Coyaima. Tesis de grado no publicada. Universidad Nacional de Colombia. 75 p. Bogotá.
- JULIVERT, (1968). Lexique Stratigraphique International, Amerique Latine, Colombie. Union internationale des Sciences Geologiques, Vol 5, 4^a, Premiere partie. París.
- MANTILLA M., VIDAL.G., DE FREITAS. M, (2009). HOCOL S.A. Campos Ortega y Pacandé, VSM, Colombia: Influencia de Zonas de Fracturas en la Productividad de pozos
- MAURICE E TUCKER. 2003 Sedimentary Rocks In the Field, Third Edition... Department of Geological Sciences, University of Durham.
- MOJICA, J.& MACÍA, C. 1981. Características estratigráficas y edad de la Formación Yaví, Mesozoico de la región entre Prado y Dolores, Tolima, Colombia. U. Nal., Geol. Col., 12: 7-32. Bogotá.
- MOLINA, J., 1986. Análisis deposicional y geohistorico del Noroccidente colombiano. Geol. Colomb. 15, 5–33.
- MONTES, C., HATCHER, R., RESTREPO, P., 2005, Tectonic Reconstruction of the Northern Andean Blocks: Oblique convergence and rotation from kinematics of the Piedras-Girardot area, Colombia, Tectonophysics, 399.
- PATARROYO, P., 1993. Las formaciones Hondita y Loma Gorda a propósito de la nomenclatura estratigráfica del valle superior del Magdalena, Colombia. VI Congreso Colombiano de Geología. Medellín.

- PETERS, V. 1954. Tertiary and Upper Cretaceous foraminifera from Colombia, S. A. Centr. Cush. Found. Foram. Res., 5-1(9):37-41. Bogotá.
- PETTIJON; et al., 1973. Sand and Sandstone. Springer- Verlag. NY, Heidelberg Berlin.
- PINDELL, J. AND ERIKSON, J., 1993. The Mesozoic Margin of northern South America. In: J. Salfity (ed.), Cretaceous tectonics of the Andes, Vieweg Germany, pág. 1-60.
- POSAMENTIER HENRY W & ROGER G Walker 2006. Facies Models Revisited. SEPM (Society for Sedimentary Geology). Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
- PRÖSSL, K.; VERGARA-STREINESBERGER, L. 1993. The Yaví Formation (Lower Cretaceous), Upper Magdalena Valley, Colombia: an integrated sedimentological and palynological study. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 188(2):39-60.
- RAMON J.C., ROSERO. A. (2006). Journal of South American Earth Sciences 21 493–509
- RENZONI G., (1994b) Catálogo de unidades litoestratigráficas de Colombia. Formación Yaví.
- ROYO y GÓMEZ, J. 1942. Contribución al conocimiento de la geología del Valle Superior del Magdalena, Departamento del Huila. CCEGOC, 5: 261-318. Bogotá.
- SARMIENTO L. (2001) Mesozoic Rifting And Cenozoic Basin Inversion History Of The Eastern Cordillera, Colombian Andes; Vrije Universiteit Amsterdam; ECOPETROL; pag 30, 96-98, 116-117, 159-161,166-170.

- SARMIENTO, G., 1994, Estratigrafía, palinología, y paleoecología de la Formación Guaduas: Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas, no. 20, p. 1–192.
- SARMIENTO-ROJAS, L.F., 2001, Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes; Inferences from Tectonic Models: Bogotá, Ecopetrol y Netherlands Research School of Sedimentary Geology, 295 p.
- TABOADA, A., RIVERA, L.A., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., PHILIP, H., BIJWAARD, H., OLAYA, J. AND RIVERA, C., 2000, Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation, (Colombia).
- TÉLLEZ, N. A.; NAVAS, J. 1962. Interferencia de direcciones en los pliegues cretácico terciarios entre Coello y Gualanday. UIS, Bol. Geol., 9:45-61. Bucaramanga.
- TOUSSAINT, J.F., 1995. Evolución geológica de Colombia 2: Triásico-Jurásico. Universidad Nacional de Colombia. 94 p. Medellín.
- VAN DER HAMMEN, T. 1958. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos. Serv. Geol. Nal., Bol. Geol., 6(1-3): 67- 128. Bogotá.
- VAN DER WIEL, A. M., AND VAN DEN BERGH, G. D. 1992, Uplift, subsidence, and volcanism in the southern Neiva Basin, Colombia, Part 1: Influence on fluvial deposition in the Miocene Honda Formation. Journal of South American Earth Science s, 5, 2, p. 153-173.

- VAN HOUTEN, F. B.; TRAVIS, R. B. 1968. Cenozoic deposits, Upper Magdalena Valley, Colombia. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 52: 675-702.
- VELOZA F. G., DE FREITAS M., MANTILLA M., 2006, Campanian-Maastrichtian paleogeography and reservoir distribution in the Upper Magdalena Valley of Colombia. IX Simposio Bolivariano de Cuencas Subandinas.
- VERGARA L. (1995)., Stratigraphy Foraminiferal Assemblages and Paleoenvironments in the late Cretaceous of the Upper Magdalena Valley, Colombia.
- VERGARA, L. E. 1994. Stratigraphic, micropaleontologic and organic geochemical relations in the Cretaceous of the Upper Magdalena Valley, Colombia. *Gießener Geol. Schriften*, 50: 157 p. Giessen.}
- VIANA, R., 1992a. Columna estratigráfica de la Formación Yaví en Bermejo. INGEOMINAS. Informe inédito. Santa Fe de Bogotá.
- VIANA, R., 1992b. Columna estratigráfica de las formaciones Yaví y Caballos en la quebrada Yaví. INGEOMINAS. Informe inédito. Santa Fe de Bogotá.
- VILLAMIL, T., ARANGO, C., SUÁREZ, M., MALAGÓN, C., LINARES, R., 1995. Discordancia Paleoceno–Eoceno y depósitos sobreyacentes en Colombia: implicaciones tectónicas y de geología del petróleo. *Mem., Congr. Colomb. del Petróleo*, pp. 1–6.
- VILLAMIL TOMAS 1999 Campanian–Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela

- WEISKE, F., 1926. Memoria detallada de los estudios del río Magdalena. Obras proyectadas para su arreglo y resumen del presupuesto. Estudios Geológicos Oficiales en Colombia "CEGOC", 4: 26 p. Bogotá.
- WEISKE, F., 1938. Estudio sobre las condiciones geológicas de la hoya del río Magdalena. Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia "CEGOC", 4: 15-124 p. Bogotá.

14. ANEXOS

ANEXO 3

Registro de Descripción Sedimentológica y Estratigráfica

Proyecto:
Control Estratigráfico de las Unidades Paleógeno-Neógeno en el Sinclinal de Avechucos, Municipio de Ortega (Tolima).

Localidad:
ORTEGA (TOLIMA)

Sector:
RIO LUANI, SECCIÓN 3

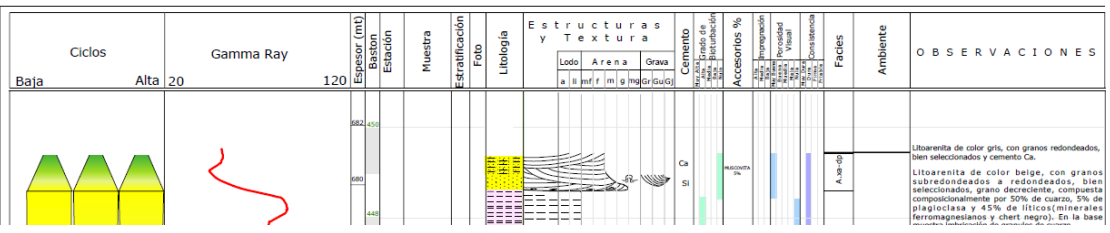
Coordenadas:
BASE: X: 865232 Y: 926942 TOPE: X: 867972 Y: 926773

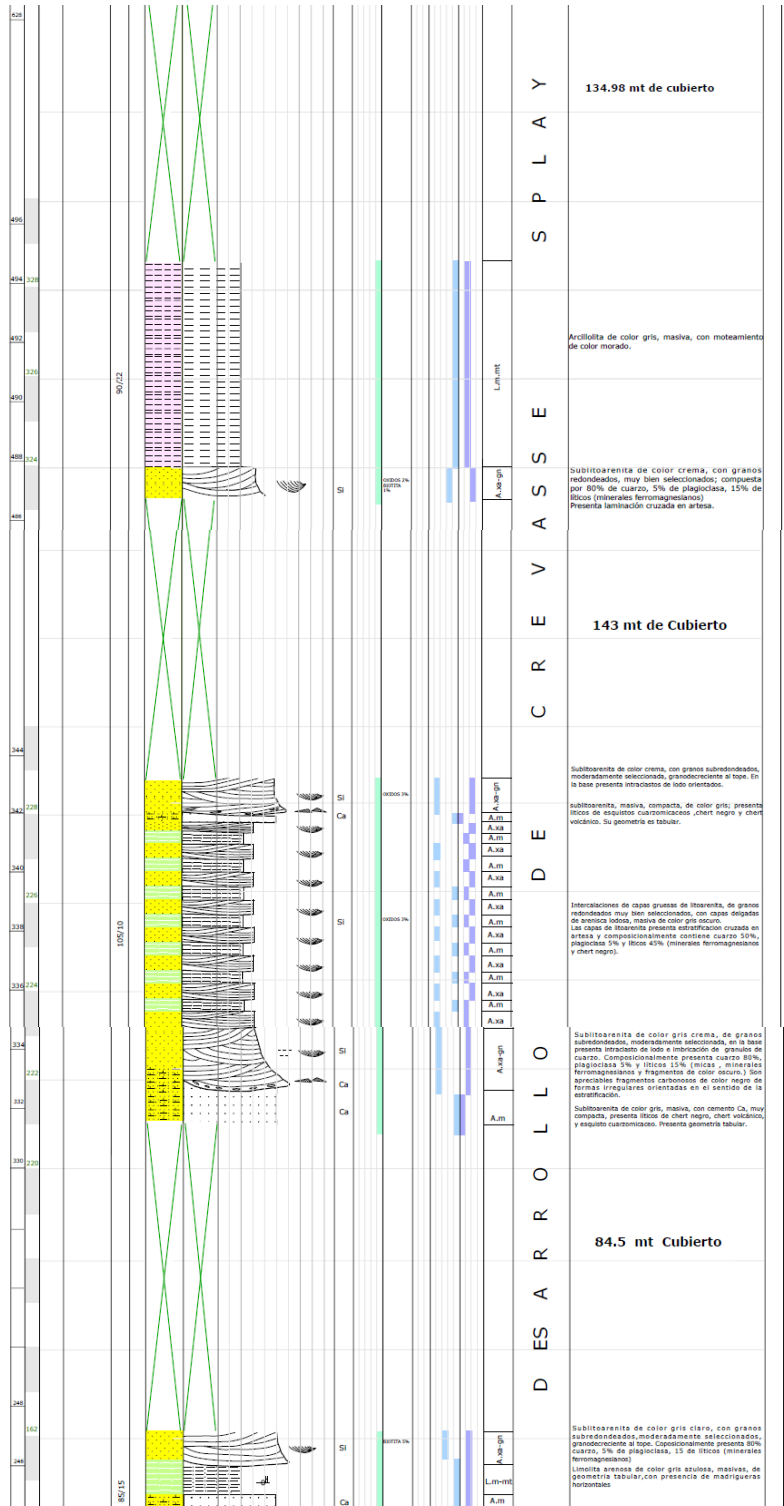
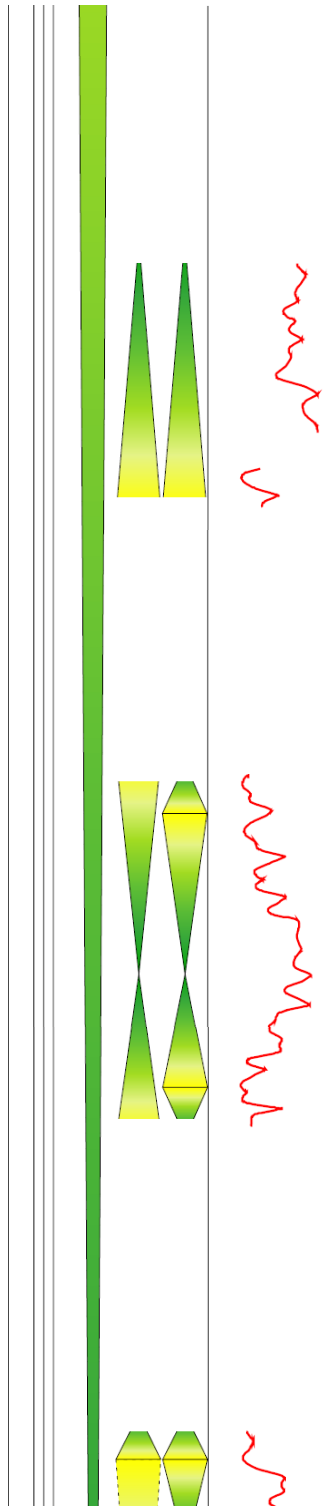
Escala: 1 : 100 **Fecha:** 12 DE AGOSTO 2010 **Anexo:** 3

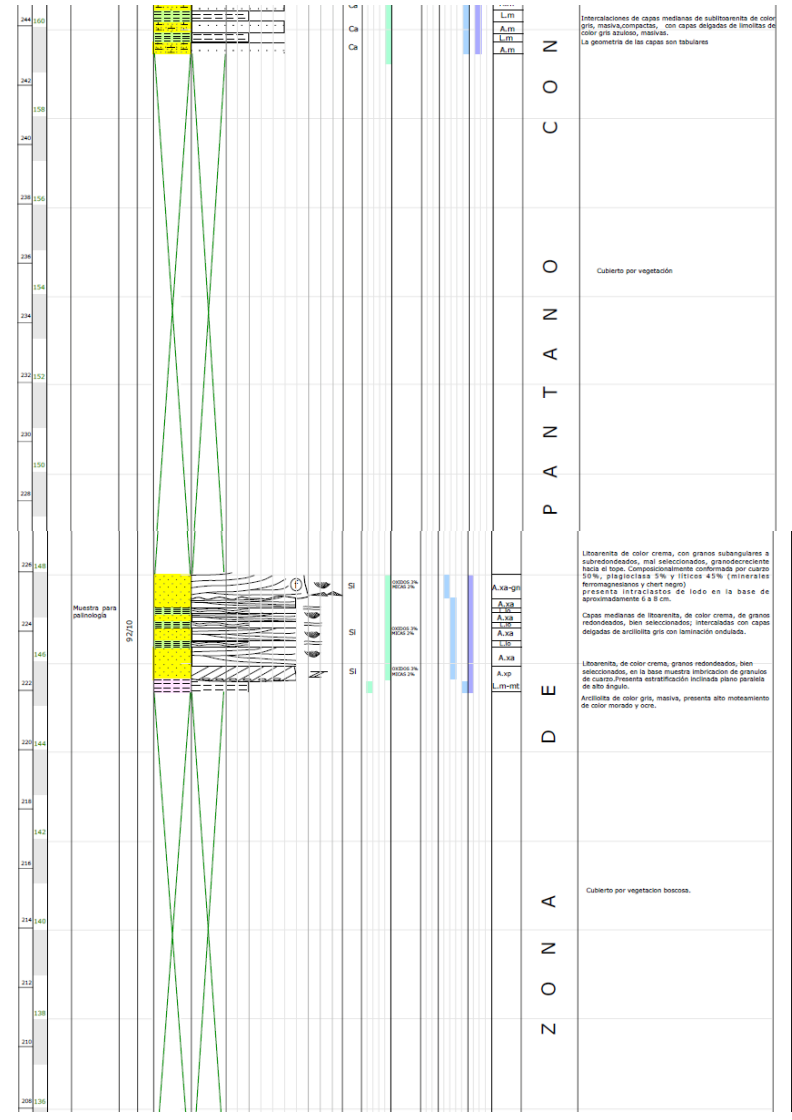
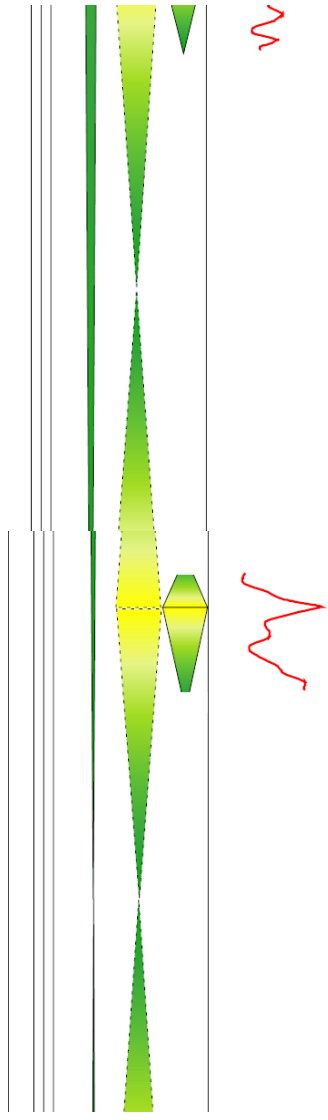
Elaborado por: ADRIANA LIZETH PRADA & DIANA VANESSA PEDRAZA **Digitalizado por:** PRADA.A & PEDRAZA D.

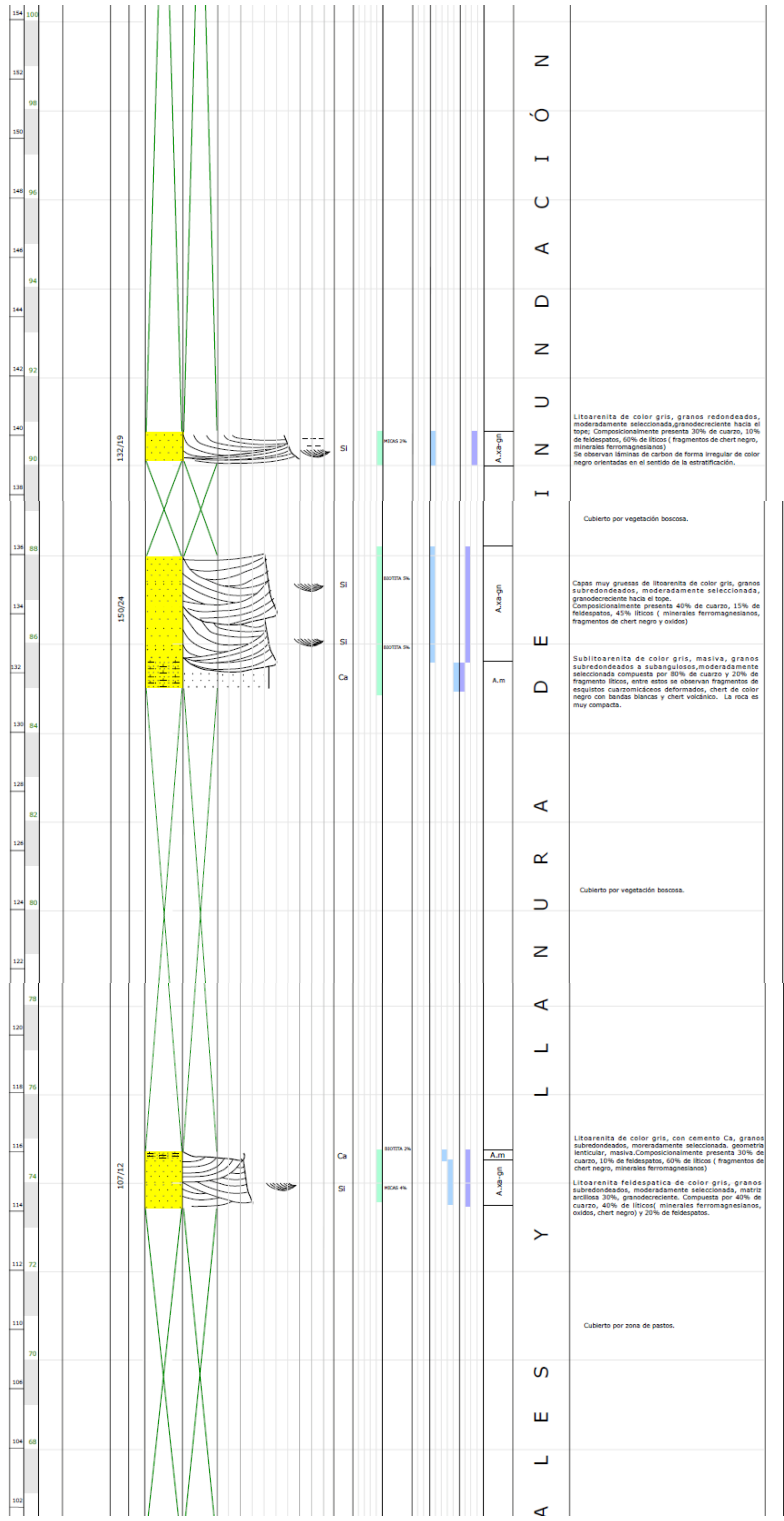
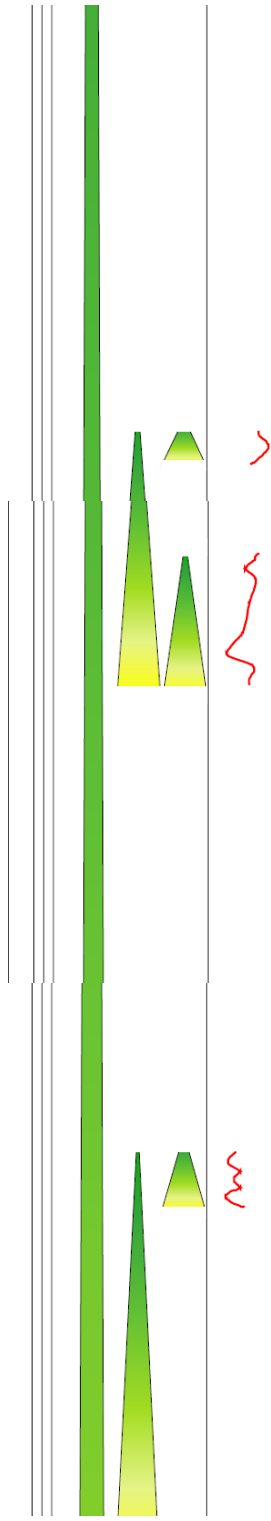
CONVENCIONES

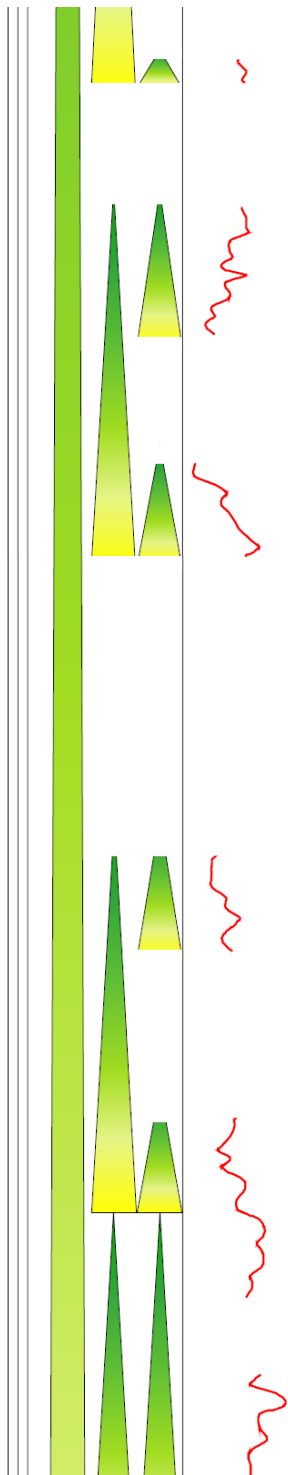
<p>ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS</p> <p>Laminación </p> <p>Laminación Ondulada </p> <p>Laminación Discontinua </p> <p>Laminación Plana </p> <p>Laminación Plana a Ondulada </p> <p>Estratificación cruzada en artesa </p> <p>Relictos de Estratificación cruzada en artesa </p> <p>Estratificación cruzada en artesa con gránulos en foresets </p> <p>Relictos de Estratificación cruzada planar </p> <p>Estratificación cruzada en artesa a pequeña escala </p> <p>Ondulitas de oscilación </p> <p>Ondulitas de corriente </p> <p>Laminación lenticular </p> <p>Calcos de carga </p> <p>Laminación Flaser </p> <p>Deformación Penecontemporanea </p> <p>CONTACTOS FORMACIONALES</p> <p>Neto conforme </p> <p>Neto inconforme discordante </p>	<p>RASGOS ESTRUCTURALES</p> <p>Fractura Cerrada </p> <p>Fractura Abierta </p> <p>Falla </p> <p>ESPESOR DE CAPAS Y LAMINAS</p> <p>Estrato muy grueso >100</p> <p>Estrato grueso 30cm a 100cm</p> <p>Estrato mediano 10cm a 30cm</p> <p>Estrato delgado 3cm a 10cm</p> <p>Estrato muy delgado 1 a 3cm</p> <p>Lamina gruesa 3mm a 10mm</p> <p>Lamina delgada 1mm a 3mm</p> <p>MINERALES</p> <p>Fosfatos P Pirita Py</p> <p>Glaucónita Gl Siderita Si</p> <p>Calcita Ca Óxido de Hierro Fe</p> <p>Azufre S</p> <p>GEOMETRIA EXTERNA</p> <p>Tabular </p> <p>Cuneiforme o Subtabular </p> <p>Canaliforme </p> <p>Lenticular </p> <p>Ondulada </p> <p>ESTRUCTURAS BIOGENICAS</p> <p>Incófosiles en general </p> <p>Madrigueras verticales </p> <p>Madrigueras horizontales </p> <p>Madrigueras sobre el techo </p> <p>Madrigueras sobre la base </p> <p>Madrigueras ramificadas </p> <p>Raíces </p> <p>Estromatolitos </p>	<p>LITOLOGIAS</p> <p>Arcillolita </p> <p>Limolita gris </p> <p>Limolita gris azulosa </p> <p>Limolita arenosa </p> <p>Arenisca/Calcareo </p> <p>Arenisca </p> <p>Arenisca lodosa </p> <p>Arenita conglomerática ligeram. conglomerat. arenoso </p> <p>Conglomerado arenoso </p> <p>Conglomerado </p> <p>Conglomerado con Fragmentos Angulosos </p> <p>SELECCIÓN</p> <p>B = Buena</p> <p>M = Moderada</p> <p>P = Pobre</p> <p>REDONDEZ</p> <p>R = Redondeada</p> <p>SR = Subredondeada</p> <p>SA = Subangular</p> <p>A = Angular</p> <p>ALOQUIMICOS</p> <p>Intraclastos </p> <p>Ooides </p> <p>Ostreoides </p> <p>Amonites </p> <p>Bivalvos </p> <p>Briozoarios </p> <p>Dientes de Peces </p> <p>Espículas de equinodermos </p> <p>Equinodermos </p> <p>Espinas de Peces </p> <p>Fragmento carbonoso </p> <p>Icnofósiles</p> <p>Ophiomorphas </p> <p>Planolites </p> <p>Palaeophichs </p> <p>Chondrites </p> <p>Bioturbación sin diferenciar </p> <p>Escamas de Peces </p> <p>Foraminíferos </p> <p>Hojas </p> <p>Fragmentos de Conchas </p> <p>Ostrácodos </p> <p>Serpúlidos </p> <p>Vértebras de Peces </p> <p>Pellets </p> <p>Gasterópodos </p> <p>La equis representa fragmentos del fósil </p> <p>Thalassinoides </p> <p>Skolitho </p> <p>Serpúlidos </p> <p>Teichichnus </p>
--	---	---



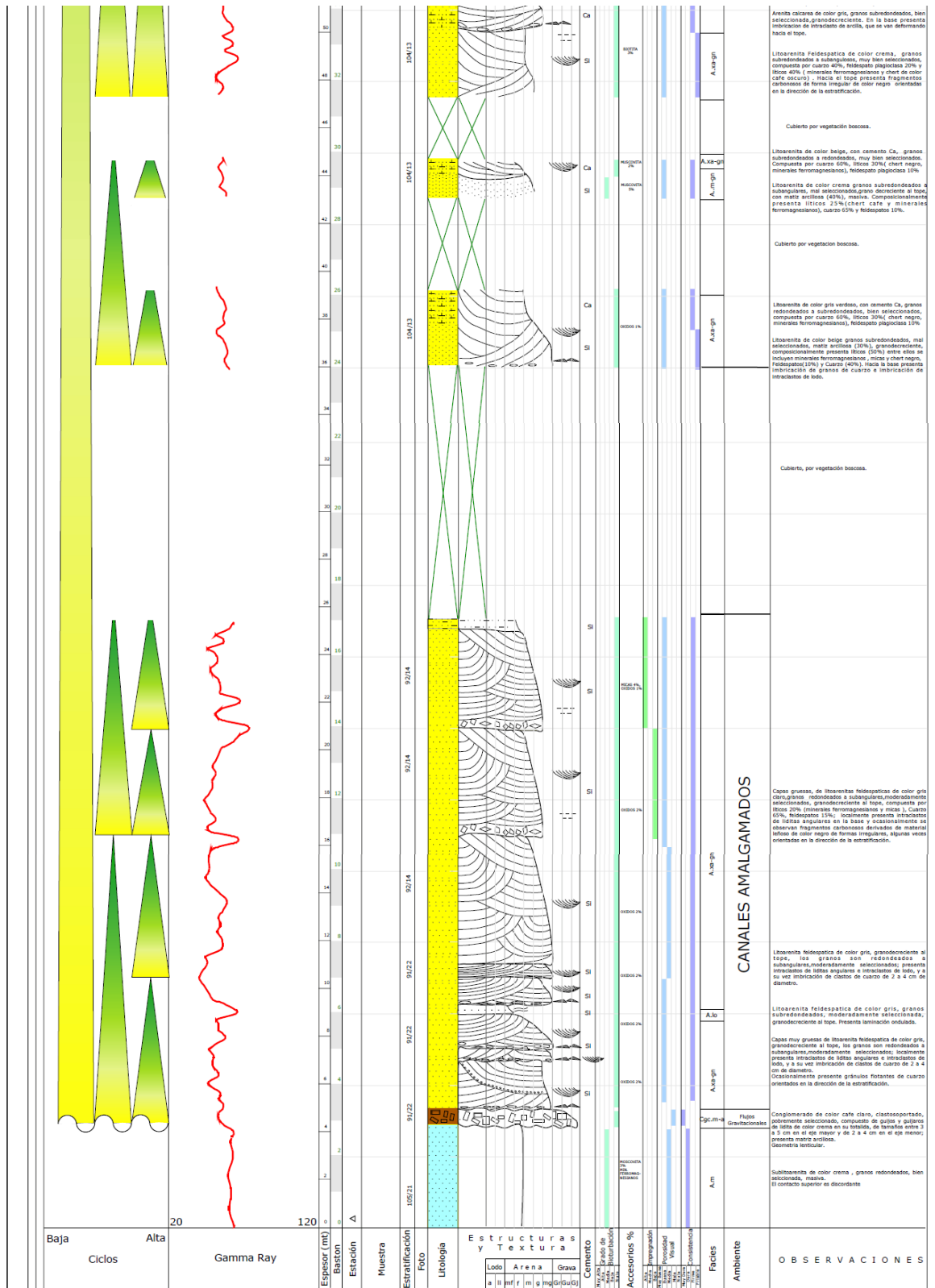


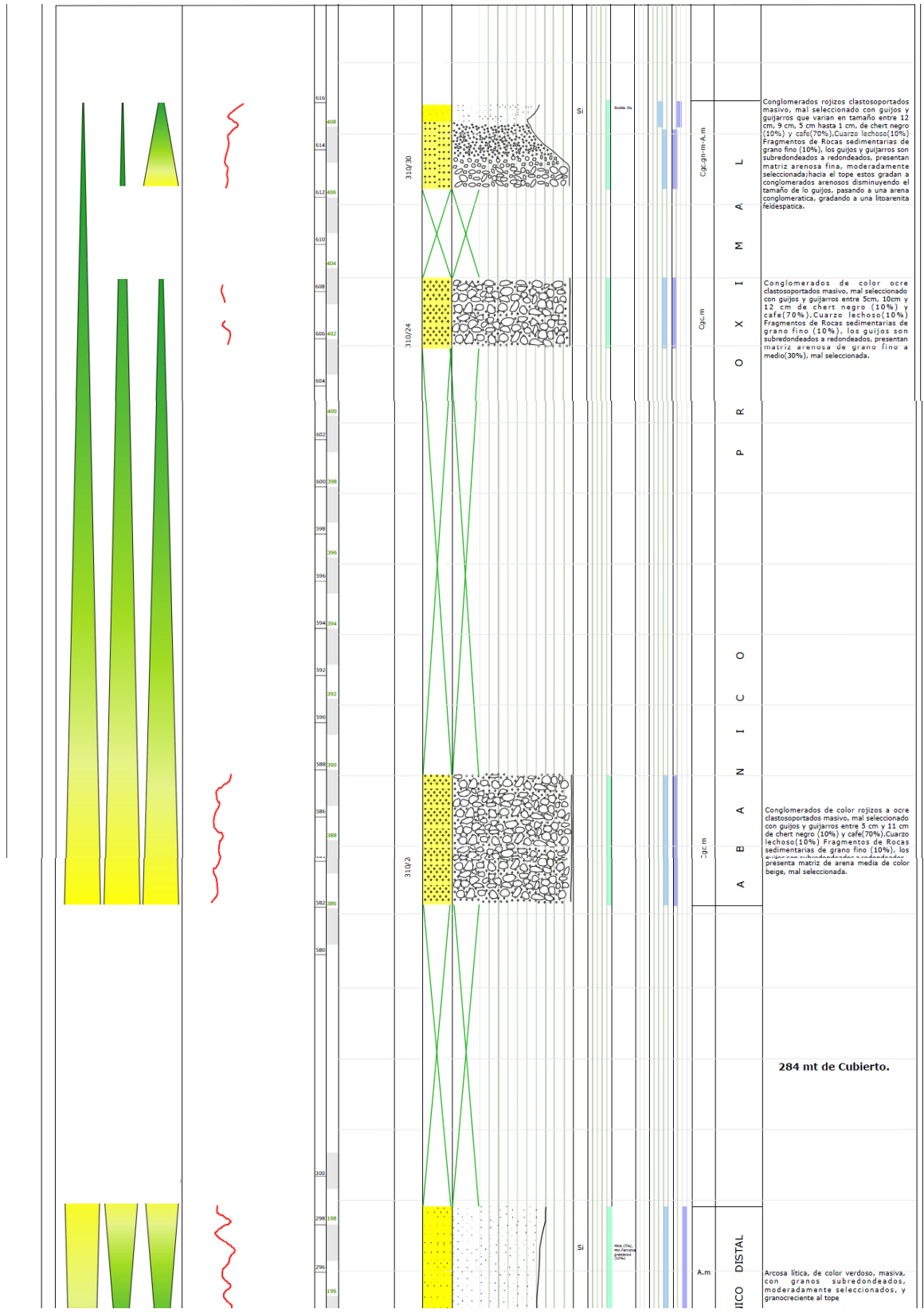


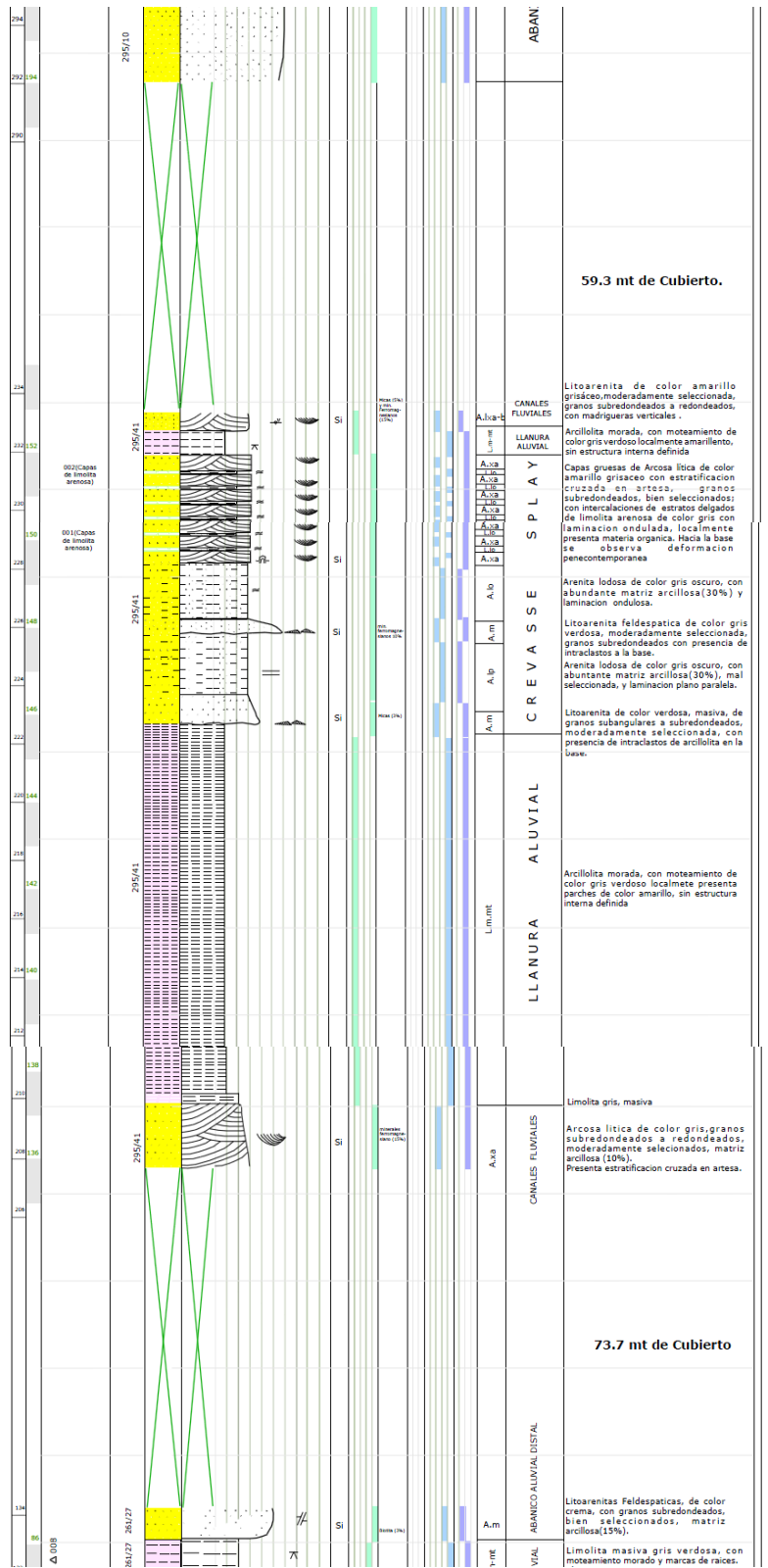
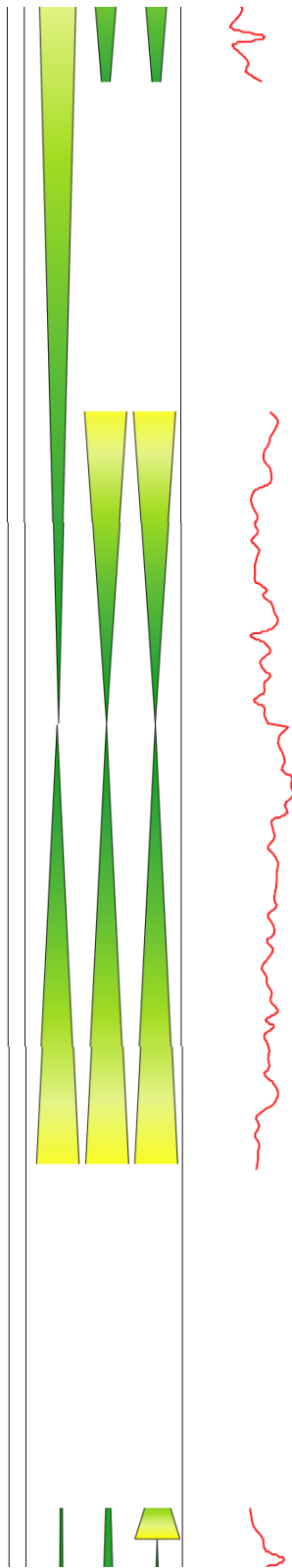


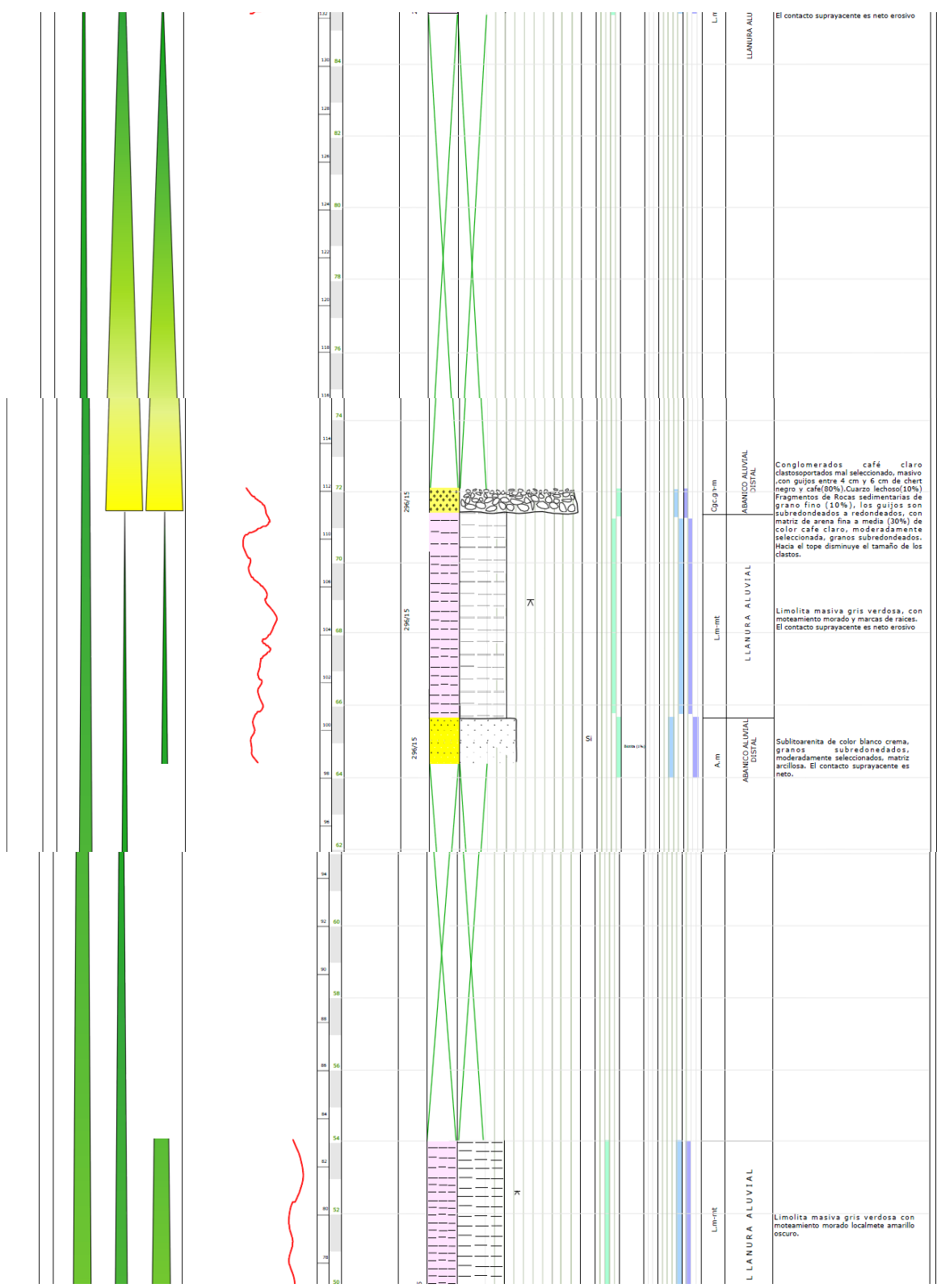


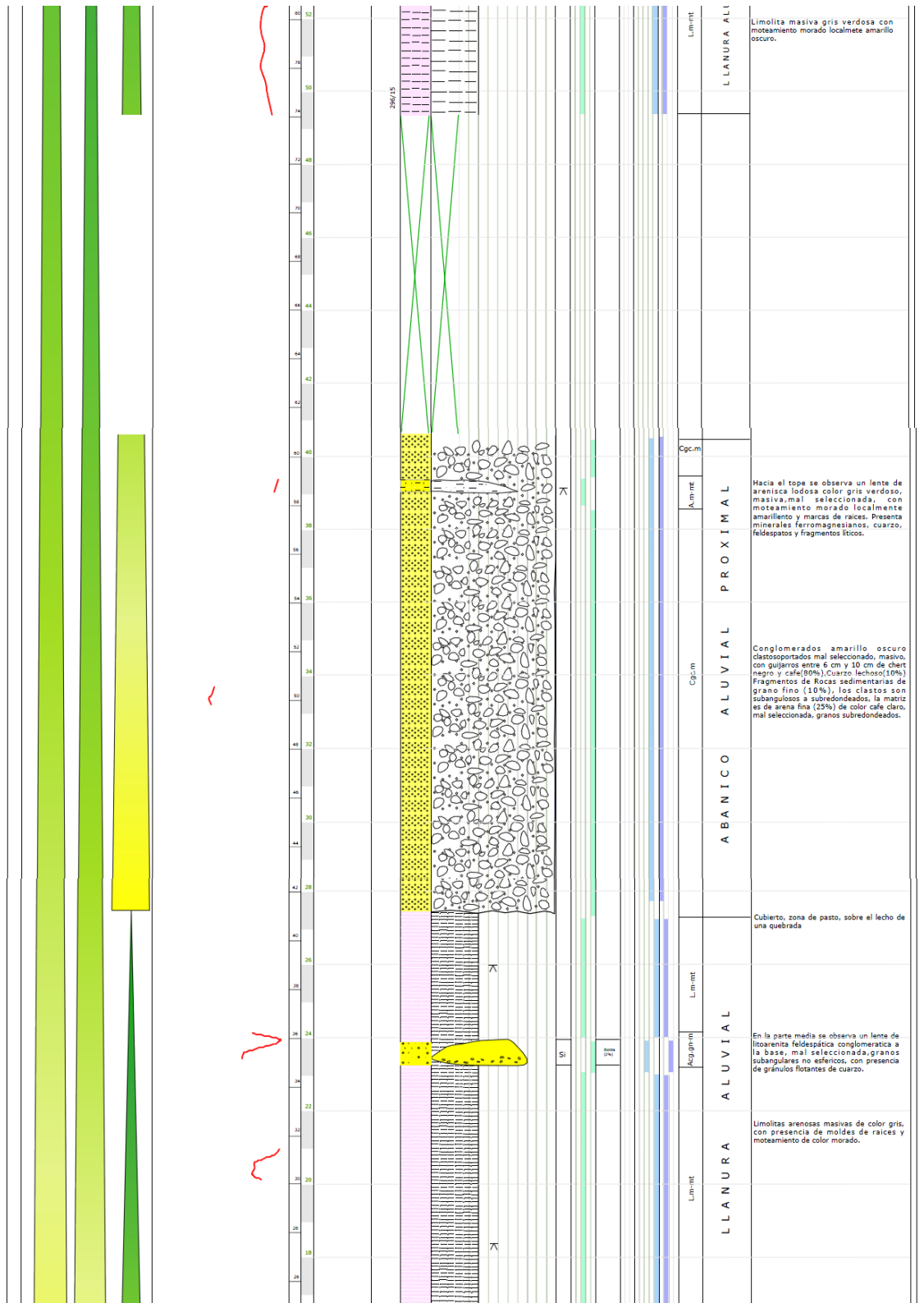
Altura (m)	Unidad	Descripción	Composición	Características	Cobertura	Observaciones
66-100	90/02	Litoarenita de color gris, granos subredondeados a moderadamente seleccionados, granoderección al tope; en la base presenta intrincado de siltolita.	Composicionalmente presenta 30% de cuarzo, 10% de feldespato, 60% de líctos (fragmentos de chert negro, microlitas ferromagnéticas)		Cubierto por vegetación boscosa.	
56-64						
56-62	90/02	Litoarenita de color crema, granos subredondeados a moderadamente seleccionados, granoderección al tope; hacia el tope se encuentra con mayor contenido de matriz líctica 40%.	Composición de Cuarzo 40%, Feldespato 15% y líctos 45% (fragmentos de chert negro y beige, microlitas ferromagnéticas)		Cubierto por vegetación boscosa.	
50-60						
50-56	90/02	Capa mediana lenticular de litoarenita de color gris, con cemento ca, granos subredondeados, moderadamente seleccionados, matriz.	Composicionalmente presenta 30% de cuarzo, 10% de feldespato, 60% de líctos (fragmentos de chert negro, y fragmentos de color negro)		Cubierto por vegetación boscosa.	
44-56						
44-40	90/02	Sublitoarenita de color gris claro, granos subredondeados a moderadamente seleccionados, granoderección al tope; presenta fragmentos carbonosos de forma irregular de color negro derivados de material líctico, estos se encuentran dispuestos en forma de lamillas algunas orientadas en la dirección de la estratificación.			Cubierto por vegetación boscosa.	
34-40						
34-30						
30-28						
28-26						
26-24						
24-22						
22-20						
20-18						
18-16						
16-14						
14-12						
12-10						
10-8						
8-6						
6-4						
4-2						
2-0						
0-2						
2-4						
4-6						
6-8						
8-10						
10-12						
12-14						
14-16						
16-18						
18-20						
20-22						
22-24						
24-26						
26-28						
28-30						
30-32						
32-34						
34-36						
36-38						
38-40						
40-42						
42-44						
44-46						
46-48						
48-50						
50-52						
52-54						
54-56						
56-58						
58-60						
60-62						
62-64						
64-66						
66-68						
68-70						
70-72						
72-74						
74-76						
76-78						
78-80						
80-82						
82-84						
84-86						
86-88						
88-90						
90-92						
92-94						
94-96						
96-98						
98-100						

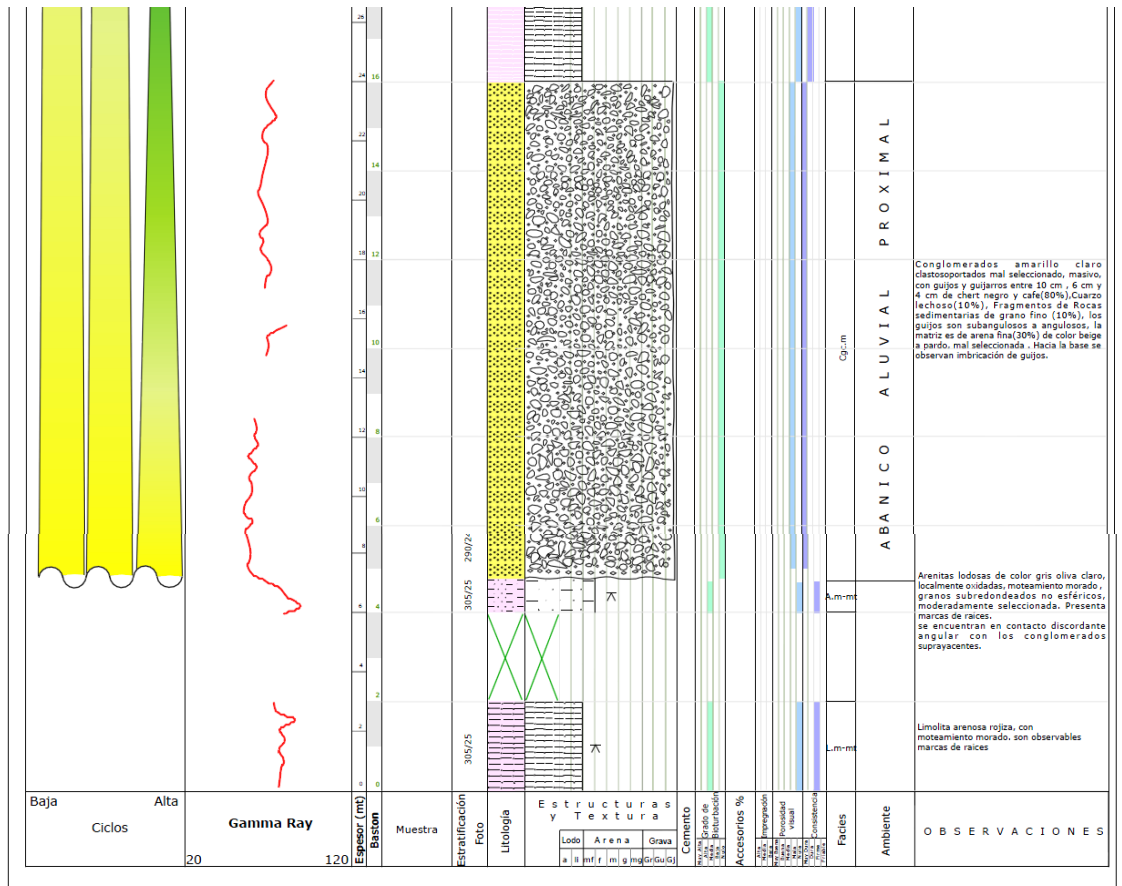




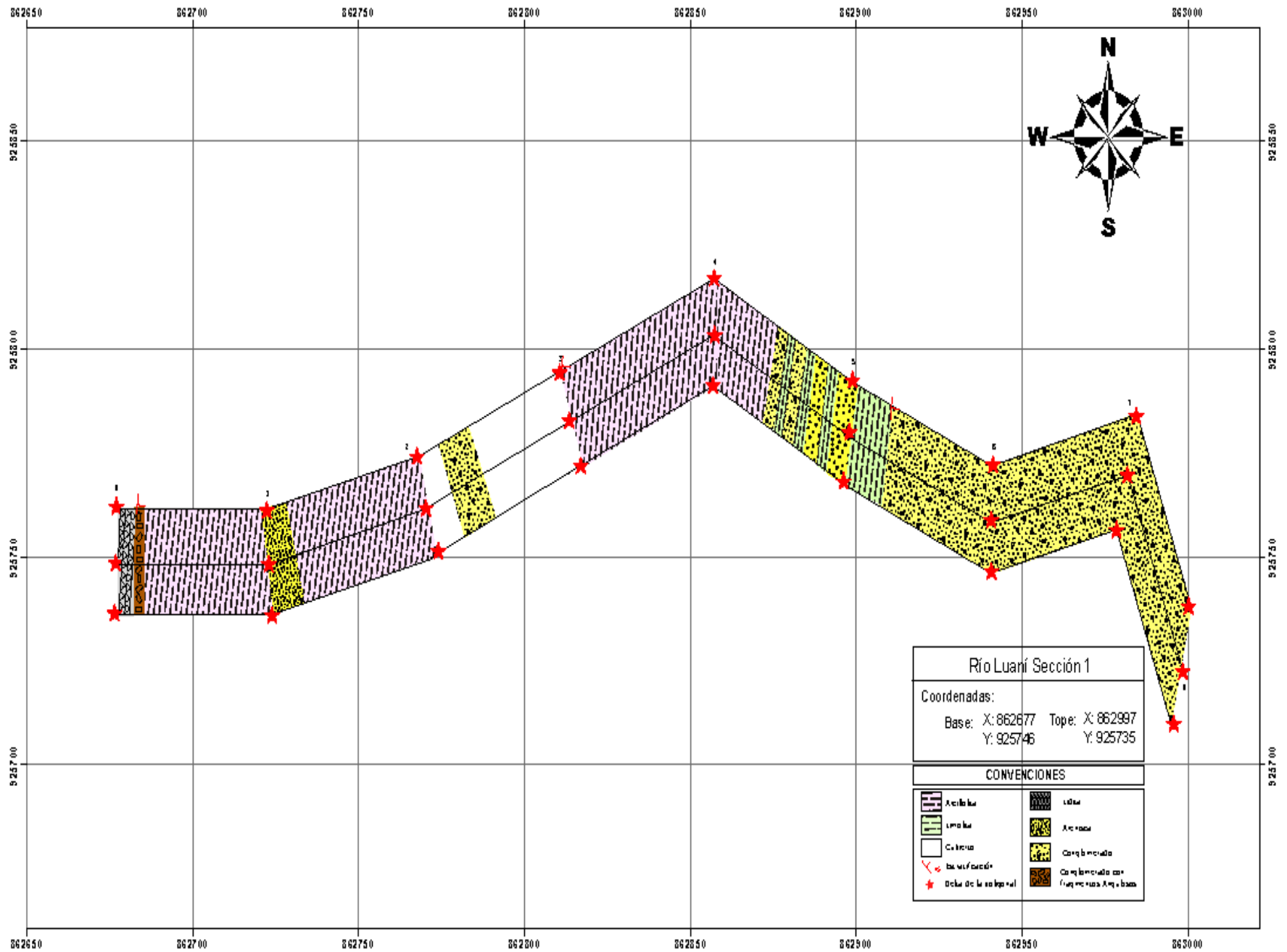




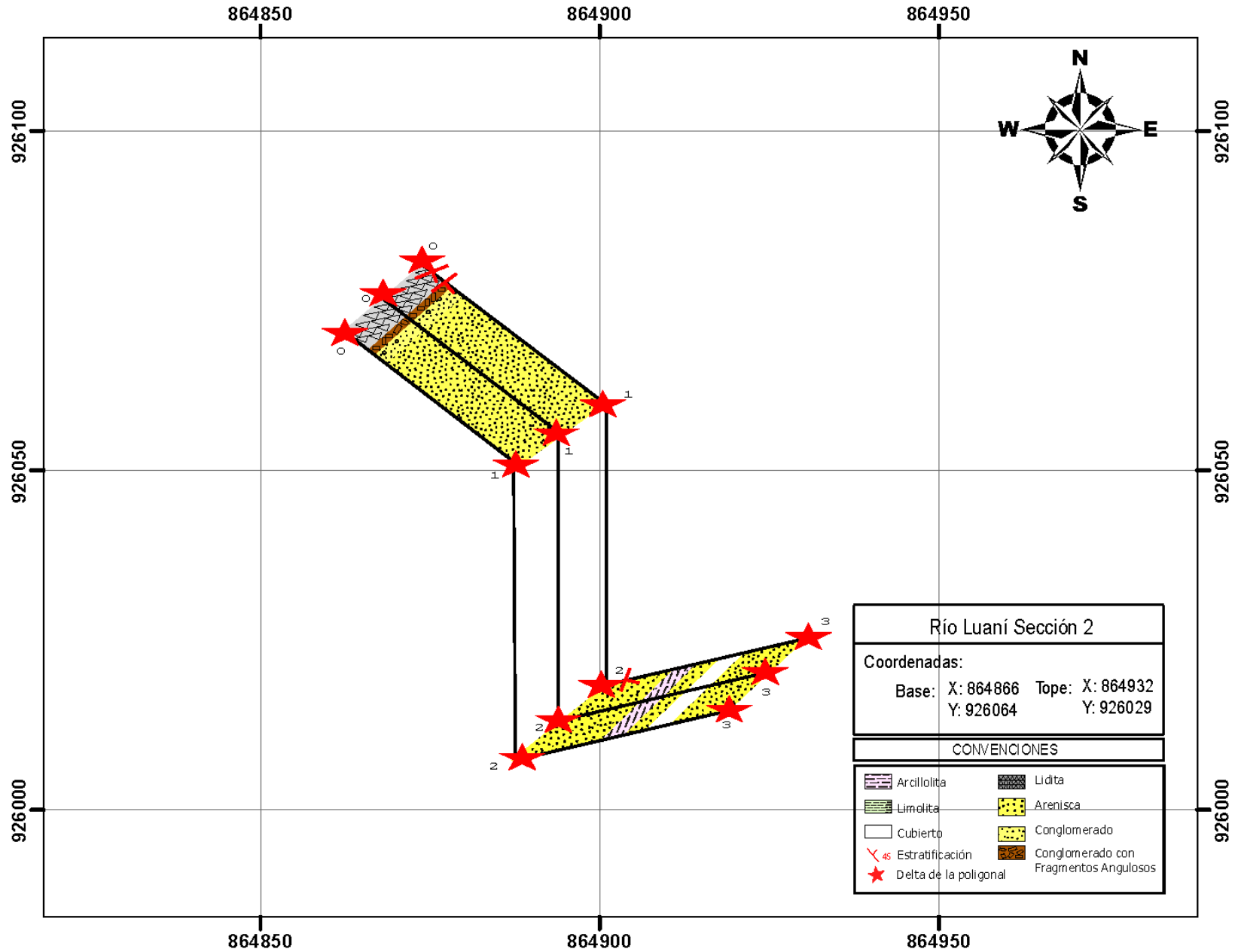




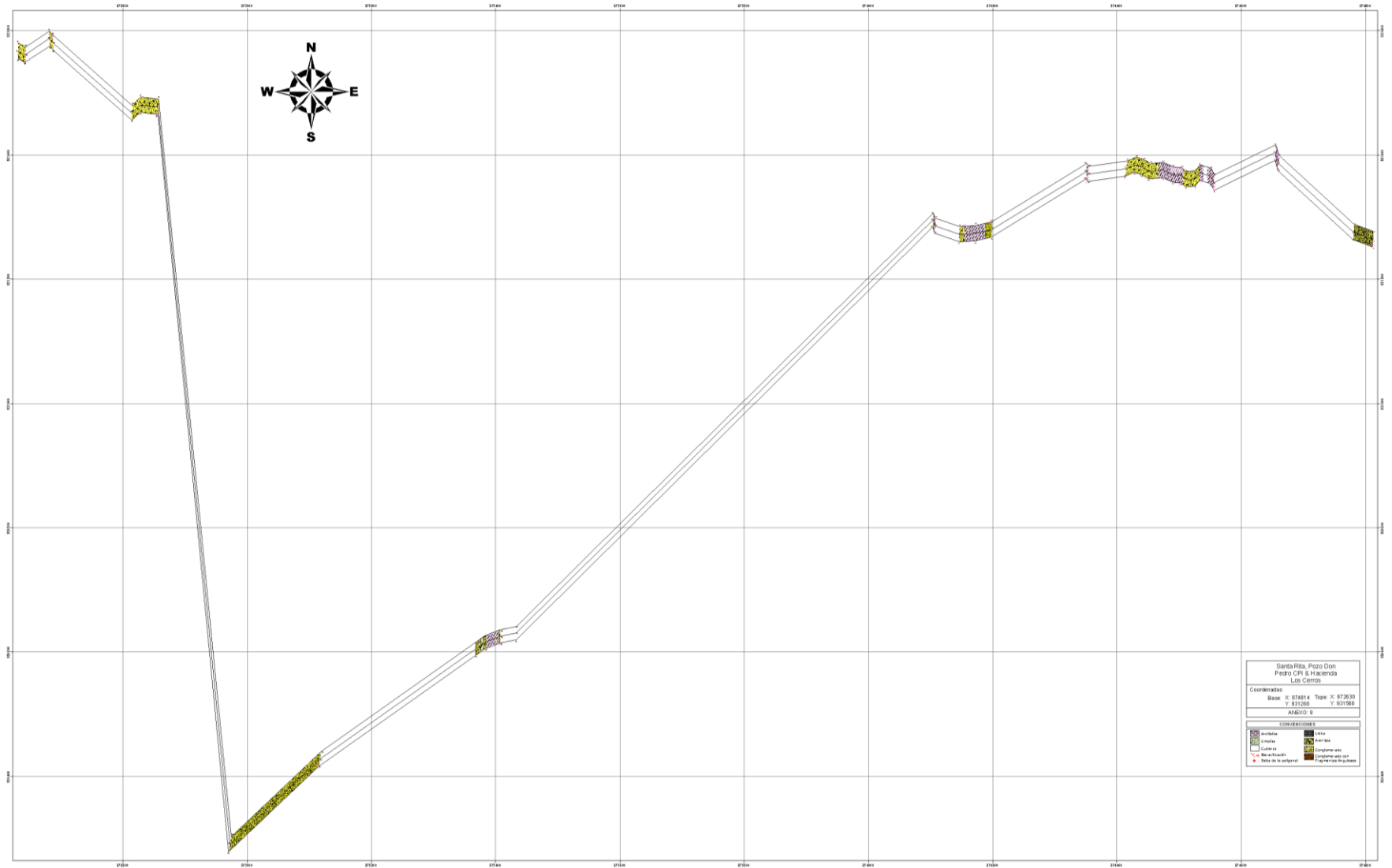
ANEXO 5



ANEXO 6



ANEXO 7



PALEOFLORA LTDA

past events, present solutions

INFORME DE AVANCE SINCLINAL DE AVECHUCOS MUESTRAS DE AFLORAMIENTO (Septiembre 14 de 2010)

Por: Milton Rueda

Un total de dieciocho (18) muestras de afloramiento, provenientes del área de Ortega, Sinclinal de Avechucos, se procesaron y analizaron palinológicamente. Para efectos de biozonación y datación relativa, se siguieron los criterios establecidos por Jaramillo *et al* (2010).

El contenido palinológico de cada muestra se presenta en las Tablas 1 y 2 (Anexo). La ubicación de las muestras sigue un orden alfa-numérico. Las dos muestras identificadas sólo con coordenadas X, Y, resultaron estériles y no se presentan en estas Tablas.

DESCRIPCIÓN Y DISCUSIÓN PALINOESTRATIGRÁFICA

En términos generales, las muestras presentan recobro pobre a moderado de palinomorfos, predominio de polen y esporas moderadamente preservadas, materia orgánica de origen continental. En las muestras que presentan recobro, las asociaciones están representadas por palinomorfos con un rango estratigráfico amplio, que en conjunto abarca desde el Eoceno hasta el Mioceno temprano, faltando algunos elementos con reconocido valor bio-cronoestratigráfico a nivel regional, que permitan refinar la edad relativa y en consecuencia asignar un rango cronoestratigráfico más estrecho.

Del primer set de muestras, identificadas como Sinclinal de Avechucos (Tabla 1, Avechucos Sección 1), las muestras sobre los metros 18.5, 40, 54.3, 224 y 225 presentan asociaciones en las que son frecuentes en especial, los especímenes de *Rhoipites guianensis* y en menor proporción *Laevigatosporites tibuensis*, *Psilatrilletes* 25-50µm. Adicionalmente, se recuperaron ejemplares de *Bombacacidites brevis*, *Cricotriporites* aff. *guianensis*, *Cyclusphaera scabrata*, *Echiperiporites akanthos*, *Margocolporites vanwijhei*, *Mauritiidites franciscoi minutus*, *Perisyncolporites pokorny*, *Polypodiisporites* sp., *Psilamonocolpites medius*, *Ranunculacidites operculatus*, *Striatopollis? tenuistriatus*, *Tetracolporopollenites transversalis*.

Del segundo set de muestras (Tabla 2, Avechucos Sección 2), las identificadas como 146-cly, 148b-slst y 154b-slst, presentaron asociaciones en las que predominan los

especímenes de *Laevigatosporites tibuensis* y *Psilatriteles* 25-50µm. *Rhoipites guianensis* es abundante en la muestra 154b-slst. De estas muestras también se recuperaron ejemplares de *Bombacacidites "tenuimurireticulatus"*, *Bombacacidites*

brevis, *Brevitricolpites* “*colpibreviporicostatus*”, *Brevitricolpites* aff. *microechinatus*, *Cricotriporites* aff. *guianensis*, *Cricotriporites* aff. *minutiporus*, *Cyclusphaera* *scabrata*, *Perisyncolporites* *pokorny*, *Polypodiisporites* sp., *Retibrevitricolporites* aff. *grandis*, *Retibrevitricolporites* aff. *speciosus*, *Retibrevitricolpites* aff. *triangulatus*, *Retitricolpites* *simplex*, *Spirosyncolpites* *spiralis*, *Tetracolporopollenites* *transversalis*, *Verrustephanocolpites* aff. *rugulatus*. Si bien aún falta conocer con mayor precisión el rango estratigráfico de algunas de estas especies de edad no más antigua que Eoceno, la co-ocurrencia de algunas de ellas tiende a sugerir una posible edad Eoceno medio. Sin embargo, sólo un estudio que permita conocer la verdadera posición y relación estratigráfica de estas asociaciones con respecto a la distribución palinoestratigráfica de formas con valor cronoestratigráfico reconocido regionalmente, permitirá definir con mayor precisión la edad relativa de estas asociaciones, que por el momento se interpretan como del Eoceno al Mioceno inferior.

Adicionalmente, es interesante destacar la ausencia de asociaciones típicas de la Formación Barzalosa, como las que se reconocen en el área de Neiva, relacionadas cronoestratigráficamente al Mioceno inferior. Es importante además, señalar la ausencia de *Cicatricosisporites* *dorogensis*, *Jandufouria* *seamrogiformis* y *Magnastriaties* *grandiosus*, asociación típica del Oligoceno, que en la cuenca del Valle Superior del Magdalena se reconoce en la Formación Potrerillo.

En conclusión, por el momento, el rango cronoestratigráfico sugerido por las asociaciones que se recuperaron es Eoceno a Mioceno inferior y sólo el estudio de una secuencia completa en este sector de la cuenca, permitirá reconocer la posición y el verdadero valor biocronoestratigráfico de las asociaciones descritas en estas muestras.

REFERENCIAS

Jaramillo, C., Rueda, M., Torres, V. 2010. A Palynological Zonation for the Cenozoic of the Llanos and Llanos Foothills of Colombia. *Palynology*, *in press*.

**ANEXO
TABLAS 1 & 2**

Tabla 1

AVECHUCOS SECCION 1	18.5	40	54.3	57	224	225	226	245
Bombacacidites brevis								
Bombacacidites sp.								
Chomotriletes minor								
Chomotriletes sp.								
Cricotriporites aff. guianensis								
Cricotriporites? sp.								
Cyclusphaera scabrata								
Echimonoletes sp.								
Echiperiporites akanthos								
Echiperiporites sp.								
Echipollenites sp.								
Echitriletes aff."acanthotriletoides"								
Echitriletes sp.								
Echitriporites sp.								
Foveotricolporites aff. etayoi								
Fungi	41	30			11	28		
Horniella sp.								
Laevigatosporites tibuensis			19					
Margocolporites vanwijhei								
Mauritiidites franciscoi franciscoi								
Mauritiidites franciscoi minutus								
Perisyncolporites pokorny								
Podocarpidites sp.								
Polypodiaceoisporites sp.								
Polypodiisporites sp.								
Psilamonocolpites medius								
Psilaperiporites sp.								
Psilatricolporites sp.								
Psilatriletes <25µm								
Psilatriletes 25-50µm						14		
Ranunculacidites operculatus								
Retibrevitricolporites sp.								
Retitrescolpites? irregularis								
Retitricolpites simplex								
Retitricolpites sp.								
Retitricolporites sp.								
Rhoipites aff. planipolaris								
Rhoipites guianensis	18		19					
Rhoipites guianensis aff. perbonus								
Striatopollis? tenuistriatus								
Tetracolporopollenites transversalis								
Tricolpites "microreticulatus"								
Verrutrilletes sp.								
Cronoestratigrafía	Eoceno a Mioceno inferior							

AVECHUCOS SECCION 2	116b slst	118 slst	146 cly	148a slst	148b slst	149 cly	152b slst	154b slst
Baculatisporites sp.					2			
Bombacacidites "tenuimurireticulatus"					1			1
Bombacacidites brevis					1			2
Bombacacidites sp.					2			
Brevitricolpites "colpibreviporicostatus"								5
Brevitricolpites aff. microechinatus					1			1
Brevitricolpites sp.					1			1
Chomotriletes minor								1
Chomotriletes sp.			1					1
Cicatricosporites sp.								1
Cricotriporites aff. guianensis			1		1			1
Cricotriporites aff. minutiporus					1			
Cricotriporites sp.								1
Cyclusphaera scabrata								1
Echipollenites sp.					3			1
Echitriletes aff. "acanthotriletoides"								2
Echitriletes sp.			1		10			4
Foveotricolporites aff. etayoi					1			
Fungi	5		32	1	19		1	88
Gemmamonocolpites sp.					3			
Gemmapollenites sp.				1				
Horniella sp.					1			
Laevigatosporites granulatus			1					
Laevigatosporites tibuensis	2		11	3	35			11
Mauritiidites franciscoi franciscoi					1			
Mauritiidites franciscoi minutus				1				
Perisyncolporites pokornyi								2
Podocarpidites sp.					1			
Polypodiaceosporites sp.					1			
Polypodiisporites aff. inangahuensis					1			
Polypodiisporites sp.			2	1	6			1
Psilamonocolpites medius			1		11			9
Psilatricolporites sp.	1		3	2	2			1
Psilatriletes <25µm					10			1

Psilatriteles 25-50µm			7	1	28		23
Psilatriporites sp.							1
Retibrevitricolpites aff. triangulatus			1				
Retibrevitricolporites aff. grandis					7		3
Retibrevitricolporites aff. speciosus					1		
Retimonocolpites sp.							1
Retitricolpites simplex							1
Retitricolpites simplex var. "minor"					1		
Retitricolpites sp.					1		
Retitricolporites sp.			1		3		9
Retitriteles sp.					1		
Retitriporites sp.					1		1
Rhoipites guianensis	1		1		4		29
Spirosyncolpites spiralis			1		2		
Striatricolporites sp.							1
Tetracolporopollenites transversalis			3		4		6
Verrustephanocolpites aff. rugulatus							4
Verrutriteles sp.			4		9		2
Cronoestratigrafía						Eoceno a Mioceno inferior	

Tabla 2

