

ESTRATIGRAFÍA DETALLADA DE LA FORMACIÓN LA PAILA EN LA SECCIÓN
BUGA-LA HABANA (MUNICIPIO DE BUGA-VALLE DEL CAUCA)

ERIKA LORENA BEDOYA AGUDELO
DIEGO FERNANDO GIRALDO BECERRA

UNIVERSIDAD DE CALDAS
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
PROGRAMA DE GEOLOGÍA
MANIZALES

2009

ESTRATIGRAFÍA DETALLADA DE LA FORMACIÓN LA PAILA EN LA SECCIÓN
BUGA-LA HABANA (MUNICIPIO DE BUGA-VALLE DEL CAUCA)

ERIKA LORENA BEDOYA AGUDELO
DIEGO FERNANDO GIRALDO BECERRA

Trabajo de grado para optar al título de Geólogo

Presidente
MARIO MORENO SÁNCHEZ
Geólogo M.Sc. Ph.D.

UNIVERSIDAD DE CALDAS
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
PROGRAMA DE GEOLOGÍA
MANIZALES

2009

Nota de Aceptación

Firma Director

Manizales, 3 de Junio de 2009

Dedicatoria

A mis padres quienes con su amor y apoyo incondicional fueron fuente de inspiración para la realización del primer y más importante paso en una larga escalera de sueños, a ustedes que les debo quién soy, mi más sincero sentimiento de amor y gratitud!

Erika

Quiero dedicar este gran logro a mis Padres Deisy y Cesar, y a mis Hermanas Pao y Tita. Ellos, quienes creyeron y confiaron en mí en todo momento, quienes a pesar de todo estuvieron a mi lado acompañándome y apoyándome en el largo camino que recorrí y sé con plena seguridad que siempre estarán ahí cuando los necesite

De todo corazón Muchas Gracias

Diego

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la agencia nacional de hidrocarburos (ANH) y a la Universidad de Caldas por el soporte económico y científico para la realización del proyecto.

Al Dr Mario Moreno, presidente de nuestro trabajo de grado, por sus valiosos aportes, recomendaciones, críticas y fructíferas discusiones durante todo el proceso.

A los profesores pertenecientes al proyecto, Myriam López, a quién reconozco su duro trabajo en la unificación de toda la información, su apoyo en el campo, el interés prestado y los valiosos aportes y comentarios para nuestro trabajo, a Arley de J. Gómez, Luz Mary Toro y Elvira Cristina Ruiz por el apoyo prestado durante el trabajo de campo y por su asesoría.

A los doctores Carlos Guzmán y Fiore Suter, quienes fueron los primeros en motivarme a realizar este trabajo de investigación y en quienes siempre encontré apoyo, asesoría y motivación oportuna; estoy profundamente agradecida por toda su colaboración, la información suministrada y por dejarme aprender de ustedes un poco más.

Al profesor Andrés Pardo por su gestión en el proyecto, sus aportes y sugerencias.

A los docentes y amigos Diego Alberto Arango, en quien siempre encontré apoyo incondicional y palabras motivadoras, y a Gustavo Hincapié, quién siempre ha tenido una buena disposición en su labor como docente, me ha brindado su apoyo y amistad.

A los biólogos Giovanni Blandón y Sandra Bibiana Aguilar (magister en biología vegetal), por sus valiosos aportes y comentarios en la parte biológica de la tesis.

Por último y no menos importante a mi hermana Yenny y a mis amigos de siempre, Angélica, Edna, Diana, Andrea, Juan Carlos y Tomas por ser incondicionales y apoyarme en todos los aspectos, a mis amigos durante la carrera, Claudia, Mónica, Andrea, Lorena, Paola, Sebas, Walter, Chindoy, Saul, y demás personas que compartieron conmigo el proceso.

Erika Lorena Bedoya Agudelo.

Quiero agradecer a todos aquellos que hicieron posible la realización de este proyecto, a la Agencia Nacional de Hidrocarburos y al Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Caldas.

A nuestro presidente el Doctor Mario Moreno Sánchez, por apoyarnos, colaborarnos, asesorarnos y tenernos paciencia en este largo proceso.

A Myriam López, quien fue una gran fuente de apoyo en cuanto a las asesorías y solución de inquietudes. A los profesores Arley de Jesús Gómez, Luz Mary Toro y Elvira Cristina Ruiz por prestarnos su ayuda cuando lo necesitábamos.

Quiero agradecer también al MsC Juan Pablo Marín Arias, quien me brindó su amistad y me colaboró demasiado en el transcurso de mi trabajo y de mi carrera.

A mis grandes compañeros, amigos y colegas Julián Andrés Guevara Londoño, Alejandro Suarez Gómez y Alexander Gómez Duque, quienes me acompañaron durante tanto tiempo, me brindaron su amistad y me colaboraron en todo mi trabajo.

A mis amigos de toda la vida Sandra Milena Aldana Gutierrez, Raúl Alberto Bedoya Ocampo, María Isabel Cruz Montoya, Diana María Valencia Orozco, Carlos Julio Betancur Herrera y Sandra Milena Uchima Largo.

Por último y no menos importantes mis abuelos y mi otra gran familia Patricia, Mateo y Laura.

Diego Fernando Giraldo Becerra.

“Estoy satisfecho con el misterio de la eternidad de la vida y con el conocimiento, el sentido, de la maravillosa estructura de la existencia. Con el humilde intento de comprender aunque más no sea una porción diminuta de la razón que se manifiesta en la naturaleza”

(Albert Einstein)

TABLA DE CONTENIDO

INTRODUCCIÓN.....	21
1. OBJETIVOS.....	22
1.1 OBJETIVO GENERAL.....	22
1.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS.....	22
2. GENERALIDADES.....	23
2.1 LOCALIZACIÓN.....	23
2.1.1 Vías de acceso.....	23
2.2 FISIOGRAFÍA.....	25
2.2.1 Hidrografía.....	25
3. METODOLOGÍA.....	26
3.1 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA.....	26
3.2 TRABAJO DE CAMPO.....	26
3.2.1 Levantamiento de columnas estratigráficas y Muestreo.....	26
3.2.2 Análisis integral de la información y Elaboración del informe final.....	29
3.3 TRABAJOS ANTERIORES.....	30
4. MARCO GEOLOGICO Y ESTRUCTURAL.....	35
4.1 GEOLOGIA REGIONAL.....	35
4.1.1 Complejo Cajamarca (Pzc).....	35
4.1.2 Complejo Arquía.....	36
4.1.2.1 Esquistos Básicos de Bugalagrande (Pzb).....	37
4.1.2.2 Anfibolitas de Rosario (Pzr).....	37
4.1.2.3 Metagabroides de Bolo Azul (Pzba).....	38
4.1.3 Macizo Ofiolítico de Ginebra (Koqa-Koqu).....	39
4.1.4 Formación Amaime (Ka).....	40

4.1.5 Intrusivo de de Buga (Kcd-t) (Batolito)	40
4.1.6 Formación La Paila (TMp)	41
4.2 GEOLOGIA LOCAL.....	42
4.2.1 Formación La Paila (TsP).....	42
4.2.2 Depósitos Cuaternarios (Q).....	44
4.2.2.1 Depósitos de ladera (Qcl).....	44
4.2.2.2 Depósitos de ladera asociados al río Guadalajara (Qdlg).....	44
4.2.3 Terrazas (Qt).....	44
4.2.4 Depósitos de Llanura aluvial del Río Guadalajara (Qal2).....	45
4.2.5 Coluviones (Qc).....	46
4.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	46
4.3.1 Sistema de Fallas de Romeral	47
4.3.2 Falla Palmira-Buga.....	47
4.3.3 Pliegues.....	48
4.3.3.1 Anticlinal de Sonso.....	48
4.3.3.2 Sinclinal de Sonso.....	50
4.3.4 Fallas	50
4.3.5 Diaclasas.....	53
5.1 Flanco Oriental del Anticlinal de Sonso.....	56
5.1.1 Poligonal Tramo Puente Negro.....	57
5.1.2 Poligonal Tramo Hacienda La Guinea.....	61
5.1.3 Poligonal Tramo (a) Vereda Guadualejo.....	64
5.2 Flanco Occidental del Anticlinal de Sonso.....	64
5.2.1 Poligonal Tramo (b) Vereda Guadualejo.....	64
5.2.2 Tramo Ecohotel los Guadales.....	67
5.3 Flanco Occidental del Sinclinal de Sonso.....	71

5.3.1 Poligonal Tramo Vereda La Granjita, Hacienda “River Side”	71
5.3.2 Poligonal Tramo Club del Río	73
6. ANÁLISIS FACIAL.....	76
6.1 Litofacies	76
6.1.1 Litofacies Conglomeráticas	79
6.1.1.1 Litofacies Gmm: Conglomerado Matrizsoportado Masivo.....	79
6.1.1.2 Litofacies Gcm: Conglomerado Clastosoportado Masivo.....	80
6.1.1.3 Litofacies Gh: Conglomerado con Imbricación o Estratificación Paralela.....	82
6.1.1.4 Litofacies Gp: Conglomerado con Estratificación Inclinada Planar	84
6.1.1.5 Litofacies Gci: Gradación Inversa de Arenitas a Conglomerados Finos.....	86
6.1.2 Litofacies Arenosas.....	86
6.1.2.1 Litofacies Sgm: Arenita Conglomerática.....	86
6.1.2.2 Litofacies Sm: Arenita Maciza.....	88
6.1.2.3 Litofacies Sh: Arenita con Laminación Planoparalela.....	91
6.1.2.4 Litofacies Sp: Arenita con Estratificación Inclinada Planar.....	92
6.1.2.5 Litofacies Svf: Arenita Volcánica, Epiclástica o Toba	93
6.1.3 Litofacies Lutíticas	95
6.1.3.1 Litofacies Fsm: Lodolita Maciza.....	95
6.1.3.2 Litofacies Fl: Intercalación de Arenitas y Lodolitas Laminadas	96
6.1.3.3 Litofacies Flr: Lodolita Laminada con Raíces.....	97
7. ASOCIACIÓN FACIAL.....	100
7.1 Asociación de Facies BG-1 Abanico aluvial proximal.....	100
7.2 Asociación de Facies BG-2. Lagos ó llanuras de inundación	102
7.3 Asociación de Facies BG-3. Rios trezados proximales al ápice del abanico.	105
7.4 Asociación de Facies BG-4. Rios trezados proximales (b):	106
8. INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL.....	108

8.1 CONDICIONES DURANTE LA DEPOSITACIÓN	113
9. BIOESTRATIGRAFÍA	114
9.1 Análisis Palinológico	114
9.2 Resultados	114
9.3 Edad	114
9.4 Ambiente de Acumulación.....	118
10. PALEOBOTÁNICA.....	124
11. DISCUSIÓN.....	127
CONCLUSIONES.....	130
RECOMENDACIONES.....	132
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	133

LISTA DE TABLAS

Pág.

Tabla 1. Códigos litofaciales, modificado de Miall, 1996	77
Tabla 2. Morfotipos encontrados en la Formación la Paila, su respectiva muestra y coordenadas England Finder.	120

LISTA DE FIGURAS

Pág.

Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio, Sección Buga-La Habana.....	24
Figura 2. Terraza del río Guadalajara, con clastos de tamaño guijos hasta bloques (mal calibrada), compuestos de basaltos, gabros y rocas graníticas,	45
Figura 3. Trazo inferido de la disposición de estratos de la Formación La Paila y posible ubicación del eje del anticlinal de Sonso, observado desde el río Guadalajara, en la Vereda Guadualejo; punto de GPS GRIO.....	49
Figura 4. Vía Buga – La Habana, tramo La Guinea. Fallamiento normal, que se encuentra desplazando arenitas, lodolitas y conglomerados. Disposición de la falla 1. N43°W/89°SW, falla 2 N50°W/71°SW	51
Figura 5. Buga – La Habana, Vereda Guadualejo (tramo Ecohotel Los Guadales). Falla normal que se encuentra desplazando unas arenitas de tamaño de grano medio a grueso y un conglomerado clastosoportado; la falla tiene una disposición N10°E/62°NW.....	52
Figura 6. Vía Buga – La Habana, sector Hacienda El Porvenir. Se observa un conglomerado matrizsoportado muy diaclasado con clastos tamaño guijos y guijarros de baja esfericidad subredondeados, desplazado por una falla inversa N6°W/36°SW.....	54
Figura 7. Terrazas colgadas, ubicadas en la margen izquierda aguas abajo del río Guadalajara, indicador de actividad tectónica en la zona.....	55
Figura 8. Rasgo geomorfológico indicador de fallamiento (silleta).	55
Figura 9. Vía Buga – La Habana, tramo Puente Negro; en la parte izquierda de la figura se observan los estratos con un corte paralelo a la estratificación, las arenitas están dispuestas como “costras” sobre el conglomerado. En la parte derecha, se observa arenitas de tamaño de grano de fino intercaladas con lodolitas, y un conglomerado	

clastosoportado (Plano de estratificación N13°E/35°SE, medido en arenitas). El zoom muestra un nódulo carbonatado en las arenas.	60
Figura 10. Vía Buga – La Habana, tramo La Guinea. Intercalación de estratos de facies gruesas (Gcm, Gmm y Sgm) con interestratos de facies finas (Sm y Sh) y muy finas (Fsm y FI), donde se observa la geometría tabular.	63
Figura 11. Columna esquemática de afloramiento sobre el río Guadalajara, vereda Guadualejo, punto de GPS GRIO	65
Figura 12. Afloramiento sobre la margen izquierda del río Guadalajara, disposición de los estratos hacia el SE. Cerca a este afloramiento (aguas abajo) se encuentra el cambio de buzamiento de los estratos.....	66
Figura 13. Vía Buga – La Habana, Vereda Guadualejo tramo Ecohotel Los Guadales, Intercalación de facies Gcm, Sm, Fsm y Svf. La geometría del depósito es tabular	68
Figura 14. Afloramiento sobre el río Guadalajara, Sector La Bocatoma. Los estratos tienen una disposición casi horizontal, evidenciando el cambio de buzamiento de los estratos, de SW a SE.....	70
Figura 15. Vía Buga – La Habana sector Villa del Río. Conglomerado clastosoportado moderadamente calibrado con clastos de basaltos y rocas graníticas principalmente. Infrayaciendole se encuentra una intercalación de arenitas de tamaño de grano muy fino, fracturadas y con estrías de movimiento intercaladas con unas lodolitas de color pardo verdosa que contiene restos fósiles de plantas; plano de estratificación N10°E/44°SE.....	75
Figura 16. Vía Buga – La Habana sector Villa del Río. Conglomerado clastosoportado moderadamente calibrado con clastos de basaltos y rocas graníticas principalmente. Infrayaciendole se encuentra una intercalación de arenitas de tamaño de grano muy fino, fracturadas y con estrías de movimiento intercaladas con unas lodolitas de color pardo verdosa que contiene restos fósiles de plantas; plano de estratificación N10°E/44°SE.....	78
Figura 17. Vía Buga – La Habana sector Hacienda El Porvenir, Se observa un conglomerado matrizsoportado muy diaclasado con clastos tamaño guijos y guijarros de baja esfericidad subredondeados	80

Figura 18. Vía Buga – La Habana sector Puente Negro, afloramiento ubicado en la poligonal entre d6 y d7. Clastos de conglomerado clastosoportado polimictico, se observa en color gris claro clastos de basaltos, en color gris oscuro clastos de gabros y microgabros y en blanco guijos de cuarzo, los clastos en general son de baja esfericidad, subangulares a subredondeados y se encuentran en una matriz tamaño arena fina a media..... 82

Figura 19. Vía Buga – La Habana sector Villa del Río, afloramiento ubicado en la poligonal entre d97 y d98, punto GPS G026; detalle de imbricación (Gh) de clastos de rocas graníticas y basaltos en conglomerado clastosoportado polimictico..... 83

Figura 20. Vía Buga – La Habana, Vereda La Granjita sector Finca River Side. Intercalación de facies Gcm, Gh, Gp, Sm, Sh y Sp. Hacia la base, se encuentra una arenita de tamaño de grano muy fino con restos de plantas como tallos y hojas; en la parte superior se observa un sedimento cuaternario (Qc). El zoom muestra laminación plana paralela en arenita de grano medio con lentes de arena gruesa. 85

Figura 21. Vía Buga – La Habana, tramo Puente Negro, afloramiento ubicado en la poligonal entre d6 y d7. Arenita conglomerática con nódulo carbonatado..... 88

Figura 22. Vía Buga – La Habana, tramo Villa del Río. Se observa un conglomerado clastosoportado con lentesde: gránulos matrizsoportado, arenita de grano grueso y arenita de grano medio. Entre los clastos, se encuentran xilópalos..... 90

Figura 23. Vía Buga – La Habana, tramo Vereda La Granjita, (Finca River Side). Afloramiento ubicado en la poligonal entre d84 y d86, punto GPS G025. Laminación plana paralela en areniscas de grano medio. 92

Figura 24. Vía Buga – La Habana tramo Puente Negro, (entre d3 y d3a). Intercalación de arenitas (Sm), lodolitas (Fsm) y arenitas volcánicas(Svf) de geometría tabular. (Plano de estratificación N30°E/50°SE) en contacto neto erosivo con conglomerados; en color blanco se observan nódulos carbonatados (calcretas)..... 94

Figura 25. Arcillolitas de color pardo verdoso con abundantes restos de plantas (tallos, hojas y semillas). Los restos de plantas se encuentran dispuestos en forma paralela a la estratificación; en la figura se puede apreciar la nerviación de la hoja (Plano de

estratificación N36°E/45°NW). Afloramiento ubicado sobre el río Guadalajara, punto GPS, GRIO.....	96
Figura 26. Vía Buga – La Habana, tramo La Guinea, (entre d33 y d34); punto GPS, G010. Intercalación de estratos de facies finas Sm y Fl. La geometría de los estratos es tabular.	97
Figura 27. Vía Buga – La Habana, tramo La Guinea, (entre d41 y d42). Lodolitas de color verde oliva, con laminación plana paralela (Flr) y bioturbación (raíces).	98
Figura 28. Modelo de asociación de Facies BG-1. Ríos trenzados de gravas con flujos gravitacionales.....	101
Figura 29. Modelo de asociación de Facies BG-2. Lagos o llanuras de inundación.....	104
Figura 30. Modelo de depositación idealizado para un abanico aluvial. Nótese la relación entre las asociaciones BG-1 y BG-2.....	104
Figura 31. Modelo de asociación de Facies -3. Ríos trenzados proximales al ápice del abanico.....	106
Figura 32. Modelo de asociación de Facies BG-4. Ríos trenzados proximales (b).....	107
Figura 33. Clasificación de abanicos aluviales (Stanistreet and McCarthy 1993).....	109
Figura 34. Bloque diagrama idealizado del modelo de depositación para la Formación La Paila, el cual no tiene en cuenta la tectónica y la relación con las unidades adyacentes.112	
Figura 35. Columna correspondiente al flanco oriental del anticlinal de Sonso donde se muestra la distribución de los palinomorfos que ubican la Formación en la zona palinológica 29.....	116
Figura 36. Columna correspondiente al flanco occidental del sinclinal de Sonso donde se muestra la distribución de los palinomorfos que ubican la Formación en la zona palinológica 29.....	117
Figura 37. Fotografías de los principales palinomorfos encontrados en la sección Buga – La Habana (láminas 1-12).	121

Figura 38. Fotografías de los principales palinomorfos encontrados en la sección Buga – La Habana (láminas 13-24). 122

Figura 39. Fotografías de los principales palinomorfos encontrados en la sección Buga – La Habana (láminas 25-28) 123

• Figura 40. Afloramiento sobre el río Guadalajara (margen derecha aguas abajo), en la Vereda Guadualejo, donde se encuentran ubicados algunos de los ejemplares descritos. 126

Figura 41. Columna esquemática de afloramiento sobre el río Guadalajara, vereda Guadualejo, punto de GPS GRIO, que incluye algunos de los morfotipos clasificados. .. 126

LISTA DE ANEXOS

ANEXO 1A. Petrografía

ANEXO 1B. Clasificación de Macroflora

ANEXO 2. Poligonales levantadas en la Sección Buga-La Habana

ANEXO 2.1. Poligonal de la Columna Estratigráfica Formación La Paila

ANEXO 2.1.1. Poligonal Flanco Oriental del Anticlinal (Tramo Puente Negro)

ANEXO 2.1.2. Poligonal Flanco Oriental del Anticlinal (Tramo La Guinea)

ANEXO 2.1.3. Poligonal Flanco Occidental del Anticlinal (Tramo Ecohotel los Guadales)

ANEXO 2.1.4. Poligonal Flanco Occidental del Sinclinal (Tramo Vereda La Granjita)

ANEXO 2.1.5. Poligonal Flanco Occidental del Sinclinal (Tramo Club del Río)

ANEXO 3. Columnas Estratigráficas levantadas en la Sección Buga-La Habana

ANEXO 3.1. Columna Estratigráfica Flanco Oriental Anticlinal de Sonso

ANEXO 3.2. Columna Estratigráfica Flanco Occidental Anticlinal de Sonso

ANEXO 3.3. Columna Estratigráfica Flanco Occidental Sinclinal de Sonso

ANEXO 4. Mapa Geológico

RESUMEN

Se realizó un estudio estratigráfico y litofacial de la Formación La Paila (Neógeno del Valle del Cauca), sobre la carretera Buga - corregimiento de La Habana (margen norte del río Guadalajara). En éste sector la unidad se encuentra plegada y posee afloramientos aislados, lo que dificulta levantar una sección estratigráfica completa y establecer sus relaciones con las unidades adyacentes. Hacia el este La Formación La Paila se encuentran en contacto fallado con las rocas cretácicas del Macizo Ofiolítico de Ginebra (falla Palmira-Buga) y hacia el oeste es cubierta por los depósitos aluviales recientes del río Cauca.

La Formación La Paila está compuesta por estratos muy gruesos de conglomerados, intercalados con arenitas (principalmente litoarenitas inmaduras, litoarenitas feldespáticas y arcosas líticas), tobas, arenitas tobáceas y lodolitas laminadas. Las asociaciones litofaciales identificadas indican sedimentación en un abanico aluvial con influencia volcánica, donde se reconocen depósitos de barras fluviales, dunas, flujos de escombros y lagos someros. Los paleosuelos presentes (calcretas) reflejan condiciones climáticas semiáridas temporales.

Los resultados palinológicos obtenidos a partir de 39 muestras indican una edad Mioceno Superior. Se presentan además hojas de angiospermas bien preservadas que sugieren vegetación ribereña asociada a lagos. Estos hallazgos muestran el potencial que posee la unidad para estudios de micro y macroflora.

Palabras clave: Formación La Paila, Mioceno, Valle del Cauca, Litofacies, macroflora.

ABSTRACT

A stratigraphic and lithofacial study of La Paila Formation (Neogene of Valle del Cauca,) was carried out in the road Buga – La Habana (northern side of the river Guadalajara). In this area the unit is folded and the outcrops are scarce, making difficult to study a complete stratigraphic section and to establish its relationships with adjacent units. Easwtard, La Paila Formation has a faulted contact (Palmira-Buga Fault) with cretaceous rocks of Ginebra Ophiolite Massif. To the west, the unit is covered by recent alluvial deposits of the river Cauca.

La Paila Formation is composed of very thick layers of conglomerates, intercalated with sandstones (mainly immature lithoarenite, feldspathic lithoarenite and lithic arkose), tuffs, tuffaceous sandstones and laminated mudstones. The associations of lithofacies, suggest deposition in an alluvial fan with volcanic influence, into which bar fluvial deposits, dunes, debris flows and shallow lakes can be recognized. The present paleosols (calcrete) reflect temporarily semi-arid climatic conditions.

Palynological results obtained from 39 samples indicate a Miocene age. The presence of moderately-well preserved leaves of angiosperms suggests riparian vegetation associated with lakes. These findings indicate that the unit has a potential interest to carry out studies related with micro and macroflora.

Keywords: La Paila Formation, Miocene, Valle del Cauca, lithofacies, macroflora.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo es el resultado de un convenio realizado entre la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) y el Departamento de Ciencias Geológicas de La Universidad de Caldas, el cuál busca incrementar el conocimiento geológico de las zonas promisorias como reservas de Hidrocarburos en cuencas que en la actualidad se encuentran poco estudiadas.

El estudio está enfocado en la Formación La Paila, la cual aflora al este del municipio de Buga (Departamento del Valle del Cauca), principalmente en la carretera que de Buga conduce a La Habana y sobre afloramientos del Río Guadalajara; esta sección ha sido considerada como la localidad tipo del miembro superior de la Formación La Paila (Schwinn 1969; Gómez 1970; McCourt 1984).

Con la realización de este estudio se define la asociación facial, el ambiente de depósito y una edad preliminar, mediante el levantamiento detallado de columnas estratigráficas, de un análisis facial y paleoambiental, un estudio petrográfico sobre secciones delgadas y comentarios sobre el resultado preliminar de los análisis palinológicos; ya que por sus características litológicas (unidades clásticas) esta unidad ha sido considerada un potencial reservorio de hidrocarburos dentro de la cuenca del Valle del Cauca.

1. OBJETIVOS

1.1 OBJETIVO GENERAL

- Realizar un estudio detallado mediante el levantamiento de columnas estratigráficas de las rocas pertenecientes a la Formación La Paila, en la sección Buga-La Habana (Departamento del Valle del Cauca), con el fin de definir su ambiente de depósito, edad, espesor y características litoestratigráficas con miras a calificar y cuantificar su potencial petrolífero.

1.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Revisar los trabajos estratigráficos hechos anteriormente para establecer sus posibles modificaciones de acuerdo con la nueva información recolectada durante el trabajo de campo.
- Hacer un levantamiento estratigráfico detallado a escala 1:200 en la sección correspondiente para contribuir al estudio de las unidades clásticas pertenecientes a la cuenca Cauca-Patía (posibles reservorios).
- Realizar un muestreo para los diferentes análisis del proyecto en general.
- Elaborar un análisis facial que sea utilizable como base para las nuevas observaciones geológicas y la interpretación de los sistemas que representan.

2. GENERALIDADES

2.1 LOCALIZACIÓN

El área de estudio está localizada en el sector norte de la cuenca del Cauca- Patía (flanco occidental de la Cordillera Central, al sureste del Departamento del Valle del Cauca) en las inmediaciones del Municipio de Buga el cual está ubicado dentro de las planchas topográficas del I.G.A.C (261-III-D, 261-IV-C de 1986 a escala 1: 25000).

La sección se observa a lo largo de la Vía Buga-La Habana sobre la margen derecha del Río Guadalajara, entre las coordenadas planas 921.000- 923.000 N y 1'088.000- 1'092.000 E.

La Figura 1 muestra la ubicación general y local de la zona de estudio.

2.1.1 Vías de acceso

Las carreteras Panamericana y Panorama conectan al Municipio de Buga con las principales ciudades de Colombia, por tren se conecta a la red del Ferrocarril del Pacífico que atraviesa todo el valle geográfico del Río Cauca y la Costa Pacífica.

A unos cinco (5) Km al este del casco urbano se encuentra el desvío conocido como Crucebar, que comunica a Buga con las veredas La Magdalena, La Primavera y La María.

A nivel fluvial la principal corriente de agua del Municipio la constituye el Río Guadalajara, el cual nace al oriente de la ciudad en la parte media de la cordillera central, en la confluencia de varias quebradas; en su recorrido atraviesa la ciudad de oriente a occidente a una altura de 969 m.s.n.m., desembocando en el Río Cauca.

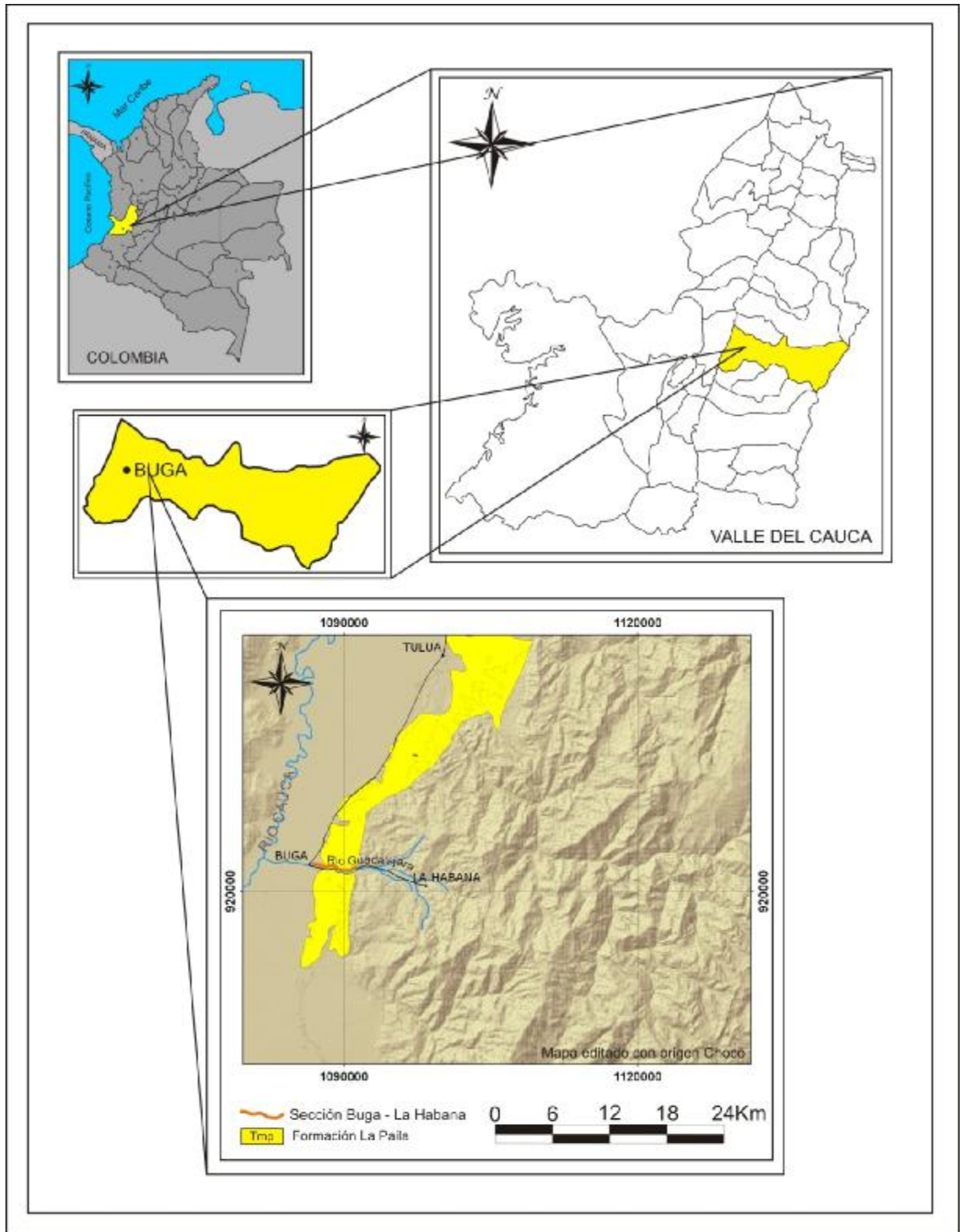


Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio, Sección Buga-La Habana

2.2 FISIOGRAFÍA

La cuenca del río Guadalajara, es caracterizada como una cuenca de sedimentación y presenta diferentes rasgos fisiográficos que la dividen en varias zonas (Millán 1994). Vistas en sentido Oeste a Este, se tienen:

- Valles Interandinos: Como una serie de depósitos aluviales de edad Cuaternaria, donde predominan las pendientes de ángulo bajo (Mesa y Suarez (2001)).
- Zona Aluvial: Conformada por depósitos aluviales, de edad Cuaternaria y que presentan un relieve plano.
- Zona de Colinas: conformada por rocas sedimentarias y metamórficas, se caracterizan por un relieve suave, también se conoce como un relieve colinado suave.
- Zona Montañosa: Conformado por rocas ígneas intrusivas y rocas metamórficas, con un relieve de pendientes que van desde un ángulo moderado a un ángulo fuerte.

Las elevaciones de la cuenca de Río Guadalajara oscilan entre 969m.s.n.m para el caso del Municipio de Buga y de 2900 msnm en el límite oriental conocido como el cerro San José.

2.2.1 Hidrografía

El río Guadalajara tiene una extensión de 29 Km, con una dirección E-W y sus principales afluentes son las quebradas Los Alpes, La Fría, La Magdalena, La Zapata, La María, Dos Quebradas, El Orégano, La Puente, Pitingo entre otros.

3. METODOLOGÍA

3.1 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

Consiste en la búsqueda de toda la documentación de los estudios anteriormente realizados en el área, lo cual incluye compilar, analizar y evaluar la información proveniente de: tesis de grado (universidades nacionales y extranjeras), artículos, publicaciones, informes técnicos, guías de excursión, mapas geológicos y demás documentos relacionados con el levantamiento de columnas estratigráficas y visitas al sector.

3.2 TRABAJO DE CAMPO

3.2.1 Levantamiento de columnas estratigráficas y Muestreo.

El levantamiento de las columnas estratigráficas y el muestreo para los distintos análisis se realizó en la Formación la Paila. Teniendo en cuenta los parámetros exigidos por la ANH:

A. Para el levantamiento de las columnas estratigráficas:

- Para cada columna estratigráfica se presenta un esquema de acceso especificando sitios geográficos o infraestructura que pueden servir de futura referencia.
- Las columnas estratigráficas están amarradas a poligonales abiertas, y fueron levantadas con cinta métrica y brújula. Los puntos de inicio y fin de la poligonal que amarran cada una de las columnas están localizados con GPS.
- Para el levantamiento de las columnas se escogieron en lo posible sitios donde

la roca se encontrara fresca. La descripción de los diferentes conjuntos litológicos se realizó con base en su uniformidad litológica, las relaciones estratigráficas con el estrato infra y suprayacente, la homogeneidad del conjunto, la calidad de los afloramientos y el grado de exposición de la secuencia.

- La adquisición de los datos se hizo siguiendo las normas de levantamiento de columnas estratigráficas, utilizando instrumentos adecuados (brújula, cinta métrica, lupa, así como tablas de color y granulometría).
- En sitios cubiertos, se midió con cinta y brújula mediante poligonal aplicando los usuales métodos geométricos de cálculo.

B. El formato de descripción de la columna estratigráfica:

- El formato contiene: una escala de marcación del espesor, una columna con la descripción sedimentológica, en la que se incluye además estructuras sedimentarias biológicas y físicas, fósiles, así como también la ubicación de las muestras y fotografías digitales tomadas, fracturas y rellenos de las mismas, grado de bioturbación, cementos, porosidad visual y datos de interpretación tales como facies, ambientes y comentarios generales que pueden ser útiles para el estudio.

C. Los resultados de interpretación de los datos producto de levantamiento de las columnas, fueron plasmados en:

- Definición de espesores con repeticiones de las secuencias litológicas
- Definición de la geometría externa, interna y tipo de contactos
- Definición de facies y cambios de facies
- Descripción de la composición y coloración (apreciación visual de la coloración real y por alteración) de las rocas, utilizando lupa y diagramas triangulares de composición.

- Descripción del perfil granulométrico y variaciones de base a techo de los contactos.
- Definición de las relaciones faciales, tanto verticales como horizontales.
- Definición de las sucesiones faciales.
- Interpretación de los procesos de sedimentación y paleo ambientes.
- Identificación de pliegues y fallas encontradas a lo largo de las secciones estratigráficas, y definición de las secuencias repetidas o faltantes.
- En el caso de las fallas, toma de datos estructurales para su caracterización: rumbo y buzamiento del plano, orientación de estrías y otras figuras identificadas, que identifiquen el sentido del movimiento.

Se tuvo en cuenta lo siguiente:

- La unidad de medida fue el metro.
- Las muestras tomadas contienen localización, orientación estratigráfica en la secuencia, a las cuales posteriormente se les practicó análisis petrográficos, sedimentológicos y bioestratigráficos.
- Cada muestra está geo-referenciada con las coordenadas correspondientes al sitio de levantamiento de la columna y ubicada correctamente en la sucesión estratigráfica, usando GPS.
- Todas las columnas estratigráficas fueron documentadas con fotografías digitales debidamente orientadas. De igual forma se tomaron fotografías de detalle de los rasgos de interés estratigráfico o estructural.

D. La toma de muestras

La toma de muestras de los diferentes tipos de roca, para análisis petrográficos, geoquímicos y bioestratigráficos de las columnas levantadas fueron embolsadas y marcadas, convenientemente espaciadas y localizadas de manera precisa en las columnas.

3.2.2 Análisis integral de la información y Elaboración del informe final

Los datos tomados e interpretaciones realizadas durante el desarrollo de este estudio fueron compilados en un informe escrito, que incluye el análisis facial, la interpretación del estilo fluvial según Miall, (1996) y demás interpretaciones resultantes del trabajo realizado en campo y de los análisis pertinentes; como anexos se presentan las columnas estratigráficas detalladas, la poligonal levantada en la vía, poligonales de detalle por tramos, el análisis petrográfico y una preliminar clasificación de macroflora.

La descripción y clasificación microscópica de las secciones delgadas analizadas (Anexo 1A), se realizó en base a las clasificaciones existentes para los diferentes tipos de roca, siguiendo un formato ordenado. Las rocas sedimentarias terrígenas fueron clasificadas según Folk Textural (1968), Folk Composicional (1968), Pettijohn (1957), y Williams et al (1982). Para la clasificación de rocas ígneas se utilizó el triángulo de Streckeisen (1974), para las tobas se utilizó la clasificación de Schmid, R. (1981), para las arenas volcánicas siguiendo la propuesta de Fisher (1961) y para las ruditas la clasificación de Boggs (1992), En cuanto a la macroflora, se hizo una clasificación en base a las características arquitecturales de las hojas siguiendo los parámetros planteados en el manual of leaf architecture del smithsonian, y una clasificación filogenética (para aquellas que lo permitían) basada en lo decrito por Soltis et. al, (2005).

3.3 TRABAJOS ANTERIORES

Se realizó una revisión bibliográfica de los estudios geológicos relacionados al Departamento del Valle del Cauca, los cuales cubren principalmente los sectores centro y sur. Estos estudios contienen esencialmente datos sobre la Geología regional, Geología estructural, Geomorfología, Tectónica de placas, Geoquímica, Geología del Carbón y Análisis Palinológicos. La información estratigráfica detallada con respecto a las Formaciones Cenozoicas de la cuenca (para la Formación La Paila en este caso) es poca.

A continuación se presenta una síntesis de la información más representativa encontrada para esta Formación:

La Formación La Paila fue propuesta en 1955 en un informe inédito de Keizer, Nelson y Van der Hammen, para referirse a una sucesión compuesta por tobas volcánicas, conglomerados, arenitas y arcillolitas que afloran cerca al oeste de Sevilla (departamento del Valle del Cauca).

Van der Hammen (1958), citando el trabajo inédito de Keizer, describe la unidad en dos partes: una parte inferior que consiste principalmente de tobas volcánicas (200 metros); y una parte superior consistente de conglomerados y arenitas sueltas, con algunas intercalaciones de arcillas duras y casualmente un lecho de lignito (400 metros). Propone una edad de Mioceno para la formación, basada en datos palinológicos y sugiere además que esta unidad puede ser correlacionada con la Formación de Honda del Valle del Magdalena.

- Nelson (1957), divide la formación La Paila en una unidad Inferior de aproximadamente 200m de espesor conformada por tobas dacíticas retrabajadas, que sugieren como fuente las rocas de la Cordillera Central, seguidas en aparente conformidad por una unidad superior de 400 m de espesor constituida por “depósitos fluviales” de conglomerados, arenitas friables y arcillolitas arenosas,

cuya característica más particular es la presencia de troncos silicificados entre paquetes de conglomerados que en ocasiones alcanzan los 70 m de espesor.). Sugiere una edad “Miocena” para la formación, basado en la correlación con la Fm. Combia de Grosse, 1926 (departamento de Antioquia), la cual descansa sobre depósitos del Oligoceno superior.

Schwin, (1969) en su guía para la geología del área del Valle del Cauca, adopta el nombre de Formación Buga introducido por los geólogos de INTERCOL para nombrar a una serie de rocas expuestas a lo largo del río Guadalajara (este del municipio de Buga, Valle del Cauca); conformadas por espesos conglomerados lenticulares y hacia el techo por arcillolitas arenosas y carbonaceas. Los paleontólogos de INTERCOL asignaron una edad tentativa de Mioceno medio, de acuerdo a ejemplares colectados en la sección tipo. Considera los depósitos de ésta Formación como un posible conglomerado de escarpe de falla asociado a las unidades pre-Terciarias infrayacentes, como la Formación Amaime y el Batolito de Buga.

- McCourt (1984), en un trabajo realizado para el Ingeominas asociado con el Servicio Geológico Británico, describe la Formación La Paila como paquetes de areniscas, conglomerados y tobas dacíticas con clastos que reflejan una fuente de sedimentos provenientes de la cordillera Central. Plantea una separación de la formación en dos unidades, introduciendo el nombre de Formación La Pobreza, la cual define como similar a la formación La Paila, pero conteniendo bloques de andesita “tipo La Albania” y menor proporción de tobas, separando así una unidad de la otra por una marcada diferencia composicional. El autor indica que los sedimentos aflorantes al norte de Sonso (Formación Buga, *sensu* Schwin 1969), son correlacionables con la Formación La Paila (*sensu* Nelson 1957).

• Keith et al. (1988), con una descripción estratigráfica más detallada, describe la Formación La Paila consistente de conglomerados clastosoportados, con secuencias de areniscas con estratificación cruzada, laminadas e intercaladas con areniscas conglomeráticas, y en menor proporción sedimentos lodosos. En general los depósitos corresponden en su mayoría a flujos de escombros (*debris flow*). Basado en sus resultados propone que la Formación La Paila (Nelson 1957) y la Formación La Pobreza (senso McCourt et al. 1984), sean combinadas dentro de una sola Formación: La Paila. Entre sus razones para la consolidación de ésta terminología establece que ambas formaciones suprayacen a la Formación Cinta de Piedra, e infrayacen a la Formación Zarzal; ambas unidades fueron depositadas en un mismo ambiente (sistema de abanico aluvial húmedo) y que ambas poseen litologías similares.

• Aranzazu y Ríos (1989), en su trabajo en el sector Noreste de la Subcuenca del Valle del Cauca (estudio estratigráfico más detallado), establecieron que el contacto inferior de la Formación La paila con la infrayacente Formación Cartago, es de tipo discordante angular (deposicional), observado en la carretera La paila-Corozal y en la quebrada La Pobreza. En el mismo sector observaron localmente un contacto fallado de tipo inverso con la Formación Amaime. Su contacto superior es discordante con la Formación Zarzal y con la Formación Armenia. Recopilando toda la información de los trabajos mencionados anteriormente, (y basados en Keith et al. (1988)) consideran la Formación La Paila como una sola Formación, integrando bajo este único nombre las Formaciones La Paila y La Pobreza, adicionando una corrección a las marcadas diferencias litológicas establecidas por McCourt (1984), como son: el hecho de que si se encontraron clastos de pórfidos tipo la Albania en la Formación La Paila y tobas en los niveles descritos como la Formación La pobreza.

• Alfonso et al, (1994) plantea un estilo tectónico compresivo de la cuenca del Valle del Cauca durante el Oligoceno-Mioceno, donde interpreta la Formación La



Paila como un depósito orogénico, sin-cinemático con respecto a la deformación producida por el plegamiento y cabalgamiento del grupo Cauca. Describe su composición como dominada por clastos derivados de litología del basamento Mesozoico y de rocas ígneas porfíricas; la cuál suprayace en discordancia angular el Grupo Cauca, del que hace parte la Formación Cinta de Piedra. En su trabajo pretende mostrar que a la luz de la interpretación estructural presentada, podría evaluarse el potencial de hidrocarburos en la cuenca.

- Nivia (2001), describe la Formación La Paila como una unidad constituida por conglomerados polímticos y areniscas grueso granulares conglomeráticas, con componentes cuya composición reflejan la geología general de la cordillera central, además de tobas dacíticas interestratificadas con conglomerados y areniscas de grano grueso a medio cuya composición (Hornblenda, biotita, magnetita y plagioclasa) sugiere una contribución volcano-detritica importante; retoma la separación entre la Formación La Paila y La Pobreza sugerida por McCourth; describiendo la Formación La Pobreza como una secuencia local de conglomerados y areniscas que están en discordancia sobre la Formación Cinta de Piedra y que son suprayacidos por la Formación Armenia, sustentando que ésta unidad (La Pobreza) es litológicamente similar a la parte superior de la Formación La Paila; sin embargo, plantea la necesidad de controlar si la Formación La Pobreza corresponde o no a una secuencia independiente de la Formación La Paila. También señala que la parte superior de la Formación La Paila se correlaciona directamente con la formación Buga de Schwinn (1969).

- Suter, F. (2008), describe la Formación La Paila como un intervalo de tobas dacíticas o volcánicas seguidas por una secuencia de conglomerados y areniscas con algunas intercalaciones de lodolitas. Las tobas basales que son interpretadas por Nivia et al. (1992) como “niveles de ceniza compactos”, son interpretadas por el autor como una colada de lava riolítica, Suter (2003), las cuáles fueron datadas



por el método Ar^{40}/Ar^{39} , arrojando una edad de 12.7 M.a (Suter, sin publicar) ubicando la Formación La Paila entre el Mioceno Medio-Superior. Plantea además una discusión acerca de la separación entre la Formación La Paila y La Pobreza como unidades diferentes, en la cual sugiere no haber datos estratigráficos suficientes que confirmen o no la distinción entre ambas Formaciones, es decir, agrupa las dos unidades en una sola: Formación La Paila.

4. MARCO GEOLOGICO Y ESTRUCTURAL

4.1 GEOLOGIA REGIONAL

A nivel regional se comprenden las unidades geológicas enmarcadas en el flanco occidental de la cordillera central, dentro de los ríos Tuluá al noreste y Amaime al sureste, estas unidades presentan edades que van desde el Paleozoico hasta el Cenozoico.

De acuerdo con la descripción realizada por diferentes autores, y con la nomenclatura actual sugerida por los mismos (sin discutir el problema de nomenclatura regional), se presenta la descripción de la zona de estudio con las siguientes unidades:

PALEOZOICO

Comprende las rocas metamórficas del eje de la cordillera central, tales como el Complejo Cajamarca y el Complejo Arquía.

4.1.1 Complejo Cajamarca (Pzc)

En López (2006), El Complejo Cajamarca (Pzc) *sensu* Maya y González (1995) o en parte Terreno Cajamarca *sensu* Etayo-Serna (1986) y Grupo Cajamarca *sensu* Nelson (1957), es limitado al oeste por la Falla San Jerónimo (McCourt 1984); se compone de rocas metamórficas de bajo grado de metamorfismo, de edad Paleozoica, que constituyen el basamento de la Cordillera Central.

Según Nivia (2001), la unidad aflora a lo largo del borde oriental del Departamento del Valle del Cauca en una franja de 150 km de largo, orientada NE-SW. Predominan dos tipos de esquistos de bajo grado intercalados con cuarcitas y localmente con mármoles: esquistos verdes y esquistos grafiticos o negros. Los

esquistos verdes son cuarzosos y alumínicos, constituyen la roca más abundante del Complejo Cajamarca.

El Complejo Cajamarca es interpretado, en términos generales, como una asociación originalmente volcánico sedimentaria, en la cual predominaban las rocas sedimentarias depositadas bajo condiciones geosinclinales, más probablemente en una fosa pericratónica limitada por fallas (McCourt y Aspden, (1983). El componente volcánico-clástico sugiere la influencia de una fuente cercana de aporte volcánico, que podría corresponder al Complejo Arquía, el cual, para McCourt et al. (1984) representa el remanente de un arco volcánico.

4.1.2 Complejo Arquía

En la cartografía geológica del Valle del Cauca (McCourt (1985); McCourt et al. (1985a), (1985b); McCourt y Verdugo (1985); De Armas (1985), en Nivia (2001) se han diferenciado en el Complejo Arquía tres unidades litológicas:

- Esquistos Básicos de Bugalagrande
- Anfibolitas de Rosario
- Metagabroides de Bolo Azul.

El Complejo Arquía, (Maya y González, 1995), está conformado por una faja de rocas metamórficas de media y alta presión limitadas en el oeste por la Falla Cauca-Almaguer y al este por la Falla Silvia-Pijao. El nombre de este complejo proviene de las rocas aflorantes en la Quebrada Arquía en los límites entre Antioquia y Caldas (Toussaint y Restrepo, (1974). Moreno y Pardo (2002), con base en análisis de las relaciones estratigráficas y estructurales consideran que esta unidad forma una faja alargada y continua hasta el Golfo de Guayaquil en Ecuador, la cual denominan por extensión “Complejo Arquía-Guamote”.

4.1.2.1 Esquistos Básicos de Bugalagrande (Pzb)

Forman la mayor parte del flanco occidental de la Cordillera Central y se presentan limitados al Oeste por la Falla Cauca-Almaguer que los pone en contacto con las vulcanitas de la Formación Amaime. La unidad consiste en esquistos anfibólico-cloríticos y esquistos grafiticos “negros” con cantidades subordinadas de esquistos micáceos, cuarcitas y samitas. Los diferentes tipos de esquistos están íntimamente mezclados a través de la unidad aunque alguno predomina localmente; la cartografía detallada muestra que de anfibólico-cloríticos pasan gradualmente a grafiticos que en sí mismos varían entre ricos en grafito y cuarzo-sericíticos casi idénticos a los del Complejo Cajamarca. En sección delgada estos cambios están marcados por la adición de grafito, cuarzo y sericita a expensas de anfíbol, clorita, epidota y albita.

4.1.2.2 Anfibolitas de Rosario (Pzr)

Los afloramientos de esta unidad meta-ígneas están íntimamente relacionados, aunque siempre en contactos fallados con los Esquistos Básicos de Bugalagrande. La unidad está compuesta de anfibolitas con intercalaciones menores de esquistos anfibólicos y con menor frecuencia pequeños cuerpos ultrabásicos. Las anfibolitas son de color verde oscuro a negro, localmente moteadas con pequeños granates rosados, masivas aunque con una marcada esquistosidad penetrativa y fuertemente diaclasadas.

Por su parte, los esquistos anfibólicos son idénticos en afloramiento a los esquistos básicos de Bugalagrande; en sección delgada, sin embargo, presentan una diferencia importante: hornblenda es el anfíbol y no actinolita. Las unidades de esquistos son, sin excepción, delgadas y muy locales y es probable que representen anfibolitas fuertemente cizalladas. Menos frecuente y asociados siempre a fallas principales se observan dentro de las Anfibolitas de Rosario, en el extremo norte de su área de afloramiento, lentejones de rocas ultrabásicas cizalladas. A causa de la deformación es imposible reconocer en estos los episodios de metamorfismo regional responsables de la producción de anfibolitas.

McCourt (1984a) sugiere que se trata de escamas imbricadas de rocas más jóvenes, emplazadas tectónicamente.

4.1.2.3 Metagabroides de Bolo Azul (Pzba)

Los meta-gabros/dioritas, pegmatitas hornbléndicas, neises hornbléndicos y anfibolitas que constituyen esta unidad son estructuralmente la extensión sur de las Anfibolitas de Rosario aunque su contacto es siempre a través de fallas principales. Estas rocas afloran en un cinturón angosto pero bien definido que varía entre 1-2 km de ancho y se extiende por unos 55-60 km.

La característica principal de los Metagabroides de Bolo Azul es su heterogeneidad textural tanto en afloramiento como a escala regional. Las unidades de grano más fino están más deformadas y con una foliación muy fuerte paralela a la esquistosidad regional. Los Metagabroides de Bolo Azul poseen el mismo metamorfismo que las Anfibolitas de Rosario. En sección delgada consisten en hornblenda y plagioclasa (albita oligoclasa) con cantidades menores de epidota, clorita, esfena, calcita y cuarzo. La mayoría presentan textura ígnea con reliquias de plagioclasas zonadas.

En términos generales, (McCourt y Aspden (1983); McCourt et al. (1984)) presentan un modelo que considera que los Esquistos Básicos de Bugalagrande corresponden a una secuencia eugeosinclinal metamorfoseada de origen enzimático depositada en la fosa, frente de arco y retroarco; las Anfibolitas de Rosario representan la pila volcánica del arco asociado y los metagabroides los correspondientes niveles plutónicos, cumulíticos, más profundos.

MESOZOICO

4.1.3 Macizo Ofiolítico de Ginebra (Koqa-Koqu)

Sobre el flanco occidental de la Cordillera Central, se presenta un bloque de rocas ultramáficas, alargado en sentido N-S, de 40 km largo y 8 km ancho promedio, que ocupa áreas de los municipios de El Cerrito, Ginebra, Guacarí, Buga, San Pedro, Tuluá y Andalucía. Sus límites oriental y occidental corresponden respectivamente a las fallas Guabas- Pradera y Palmira-Buga. La primera lo pone en contacto con los basaltos de la Formación Amaime, mientras que la segunda lo separa de las sedimentitas Miocenas de la Formación La Paila. En la definición original de este cuerpo, que corresponde al área incluida en el Mapa geológico del Valle, Espinosa (1985) considera que se trata de una secuencia Ofiolítica independiente por lo que incluye además de las rocas ultramáficas, algunas escamas de rocas volcánicas e incluso volcanoclásticas.

Espinosa (1985), reporta que el Macizo consiste, de más profundo a más somero, en una secuencia de peridotitas, gabros bandeados cumulíticos, microgabros, metabasaltos, tobas, microbrechas y hialoclastitas. Los gabros y rocas superiores están atravesados por diques de dolerita y venas de plagiogranito. Las rocas ultramáficas y máficas están expuestas en la parte sur del Macizo. En la región de Santa Elena (municipio de El Cerrito) la secuencia consiste en los cúmulos de dunita, werlitas y noritas. El bandeamiento magmático de las rocas cumulíticas está bien desarrollado y lo enfatiza la meteorización diferencial de las unidades ricas en olivino. El contacto entre las rocas ultrabásicas y las noritas es gradacional. El Macizo está constituido en su mayor parte por anfibolitas producidas por metamorfismo de microgabros y basaltos (Nivia 1987). Espinosa (1985) interpreta como parte del Macizo una secuencia de microbrechas y tobas que aflora en el extremo sur de este a lo largo de su contacto oriental. Teniendo en cuenta, sin embargo, que las tobas no son comunes a las ofiolitas (Coleman 1977) y que estas ocurren a lo largo de la Falla Guabas- Pradera, McCourt (1984a) las considera de origen tectónico o posiblemente una brechación

gaseosa/volátil relacionada con la intrusión del Batolito de Buga, íntimamente relacionado con la misma falla.

4.1.4 Formación Amaime (Ka)

El nombre de esta Formación fue propuesto por McCourt et al. (1985) en Barbosa (2003), para designar el conjunto de rocas volcánicas de composición básicas que afloran en el flanco occidental de la Cordillera Central en el Departamento del Valle del Cauca. Nivia (2001), con este nombre hace referencia a las vulcanitas básicas que afloran a lo largo del flanco occidental de la Cordillera Central. La unidad consiste en una serie de basaltos toleíticos masivos con abundantes horizontes de lavas almohadilladas. Localmente se han reportado lavas ultramáficas, (Spadea et al. 1989, en Nivia, 2001) . Esta serie volcánica, limitada en ambos costados por fallas regionales de tendencia NNE, se extiende a través del Departamento del Valle como un cinturón orientado NE-SO de aproximadamente 140 km de largo, que varía entre 5 y 15 km de ancho y cubre áreas de los municipios de Florida, Pradera, Palmira, El Cerrito, Ginebra, Buga, Tuluá, Sevilla y Caicedonia. El límite oriental de estas vulcanitas corresponde a la falla principal del Sistema de Fallas Cauca-Almaguer que define el borde occidental del cinturón de esquistos paleozoicos. Se correlaciona con el tope de los Complejos Ofiolíticos de El Encenillo y Los Azules (Espinosa, 1985).

4.1.5 Intrusivo de de Buga (Kcd-t) (Batolito)

Aflora principalmente hacia el norte del Río Guadalajara (municipio de Buga), sector nororiental y se extiende fuera de la cuenca, hacia los municipios de San Pedro y Tuluá formando las estribaciones occidentales de la Cordillera Central. El Intrusivo de Buga está intruido en el Macizo de Ginebra que, en su extremo norte, forma sobre este un techo pendiente. La presencia de abundantes venas y diques en las áreas de contacto entre el batolito y las toleitas de la Formación Amaime sugieren que con esta unidad presenta también relaciones Intrusivas. La mayor

parte del contacto entre estas dos unidades corresponde, sin embargo, con la Falla Guabas-Pradera que limita el Intrusivo al oriente.

Toussaint et al. (1978) , reportan una edad K/Ar en hornblenda de 113+10 Ma; Brook (1984), obtuvo una edad Rb-Sr en biotita de 99+4 Ma con edades minerales K/Ar discordantes de 71 a 89 Ma y 114+3 Ma. Dada la abundante evidencia de tectonismo en el área, McCourt et al. (1984) interpretan las edades radiométricas obtenidas del Intrusivo como edades mínimas y sugieren que su intrusión fue anterior a 100 Ma y que el esparcimiento en las edades minerales K/Ar indica tectonismo subsecuente.

4.1.6 Formación La Paila (TMp)

Según Van der Hammen (1958), esta unidad que fue propuesta en 1955, en un informe inédito de Keizer, Nelson y Van der Hammen; está formada por rocas acumuladas por procesos sedimentario volcánicos y consiste principalmente en intercalaciones de conglomerados y tobas dacíticas. Nelson (1957) dividió la Formación en una unidad inferior correspondiente a aproximadamente 200 m de tobas dacíticas seguidas por una secuencia clástica, esencialmente conglomerática. El espesor de esta última varía de 400 a 600 m. Los horizontes de origen clástico de la Formación La Paila varían de conglomerados polimícticos de cantos a areniscas grueso granulares a conglomeráticas que se presentan en bancos de espesor muy grueso a grueso de estratificación plana, no paralela, y continua. Interestratificados con conglomerados y tobas dacíticas ocurren también areniscas de grano grueso a medio, cuya composición (que incluye granos de hornblenda, biotita, magnetita, plagioclasa) sugiere una contribución volcánico-clástica importante. En menor abundancia se presentan lodolitas arenosas en bancos de espesor grueso a muy grueso de estratificación plana, paralela, continua. La parte inferior de la Formación La Paila es, en parte, equivalente a la Formación Cartago definida por Schwinn (1969) en la Carretera Cartago-Alcalá. Su edad según datos palinológicos es Mioceno, (Van der Hammen 1958; Schwinn 1969; McCourt 1984) sugiere, sin embargo, que esta unidad puede ser más

antigua, probablemente Oligocena y correlacionable, al menos en parte, con el Grupo Cauca y la Formación Honda.

4.2 GEOLOGIA LOCAL

La Geología del Río Guadalajara en la zona de estudio comprende principalmente las rocas del Macizo Ofiolítico de Ginebra, los sedimentos de la formación La Paila, y los depósitos cuaternarios aluviales del río Cauca, el río Guadalajara y coluviales asociados (Ver Anexo 4); enmarcados en el flanco occidental de la cordillera central de los andes colombianos. Estas unidades han sido formadas en diversos ambientes y abarcan en el tiempo geológico desde el Mesozoico hasta el Cuaternario (Espinosa 1985).

4.2.1 Formación La Paila (TsP)

La Formación La Paila en la sección Buga-La Habana aflora a lo largo de la carretera que recorre paralelamente el río Guadalajara y en algunos tramos expuestos en el río. Se encuentra limitada hacia el este en contacto fallado con el Macizo Ofiolítico de Ginebra por la Falla Palmira-Buga (donde el lineamiento es observable en la quebrada La Puente) y hacia el oeste es cubierta por depósitos cuaternarios del Río Cauca.

Litología: la unidad se encuentra constituida de capas de espesores gruesos a muy gruesos de conglomerados polimícticos de fábrica predominantemente clastosoportada, los cuales se presentan macizos, o con estructuras primarias como imbricación, estratificación inclinada planar, gradación inversa o normal difusa y menos frecuente, estratificación en artesa; cuyos clastos se constituyen de basaltos, gabros, microgabros, rocas graníticas, cuarzos, chert y troncos silicificados (xilópalo), que varían de tamaño de grano entre guijos, guijarros y menos frecuente bloques, subangulares a subredondeados de baja esfericidad, contenidos en una matriz de arena fina hasta muy gruesa, constituida de cuarzo y

líticos esencialmente. Es común encontrar en estos conglomerados lentes y cuñas de arena maciza, ó interestratificaciones con capas de arenitas conglomeráticas, capas gruesas de arenitas macizas o con laminación plana paralela, capas medias de arenitas volcánicas, tobas dacíticas y estratos de lodolitas y arcillolitas de potencia variable (los cuales contienen restos de plantas). A nivel general es común observar tendencias granocrecientes. Ocasionalmente los conglomerados se encuentran separados de los sedimentos más finos por niveles centimétricos de nódulos carbonatados. Los contactos con las capas adyacentes, y sus características particulares (coloración, porosidad, composición), son especificados en el capítulo de estratigrafía.

Espesor: Debido a que la unidad se halla plegada, sus afloramientos se presentan aislados, y a la falta de una correlación entre segmentos en la sección, el espesor medido de la unidad se presenta con repeticiones, ya que se dificulta determinar la base y el techo de la unidad, así como los espesores sin repeticiones u omisiones.

Proveniencia: de acuerdo al estudio hecho por Gomez y Suarez, (2009); los materiales que conforman los sedimentos de la Formación La Paila, que reflejan la geología de la cordillera central, provienen de las siguientes unidades: Batolito de Buga (rocas graníticas), Serie porfirítica Ta, Tda (pórfidos dacíticos), Macizo Ofiolítico de Ginebra y Formación Amaime (basaltos), Macizo Ofiolítico de Ginebra (Gabros, migrogabros, metagabros) y Formación Amaime (Chert).

Correlación: para el presente trabajo se asumen los sedimentos considerados como La formación Buga por Shwinn, 1969, como pertenecientes al miembro superior de la Formación La Paila.

Edad: Los resultados palinológicos para la edad de esta formación son discutidos en el capítulo de bioestratigrafía.

4.2.2 Depósitos Cuaternarios (Q)

Ocupan la parte adyacente al frente montañoso de la cordillera central. Se localizan depósitos recientes de origen aluvial y de ladera, ocupando las zonas más bajas y de relieve más suave, Mesa y Suarez ,(2001).

En la sección se presentan los siguientes tipos de depósitos:

4.2.2.1 Depósitos de ladera (Qcl)

Se localizan en diferentes partes del Río Guadalajara. Son acumulaciones de pendiente, asociadas a procesos dinámicos por inestabilidad del terreno, con magnitudes y espesores variables. Estos depósitos se originan generalmente por la acción de la precipitación y las aguas superficiales, asociados en este caso a las pendientes pronunciadas, las estructuras geológicas (fallas y lineamientos) y el alto grado de meteorización y fracturamiento de las rocas. Se caracterizan por presentarse como conglomerados matrizsoportados mal calibrados, pobremente consolidados, en una matriz de grano fino a grueso (arcillo-arenosa).

4.2.2.2 Depósitos de ladera asociados al río Guadalajara (Qdlg)

Estos depósitos consisten de pequeños cuerpos irregulares, distribuidos sobre los flancos de la vertiente en el contorno del valle aluvial del río Guadalajara y subcuencas del mismo. Están compuestos por clastos de rocas del Batolito de Buga y del Macizo Ofiolítico, los cuales varían de granulos a guijarros, subangulosos.

4.2.3 Terrazas (Qt)

Para Mesa y Suarez (2001), estos depósitos están localizados sobre las márgenes del río Guadalajara, hasta la llanura de inundación del Río Cauca. Las terrazas presentan un relieve plano con inclinaciones menores al 3%. El origen de las terrazas marca eventos de crecientes y migración de cauces; se presentan en varios niveles, los cuales se encuentran seccionados a causa de efectos erosivos

actuales. Estos niveles son conglomeráticos, de matriz a clastosoportados, con calibrado de bueno a moderado. Los clastos, según su tamaño, varían de granulos a bloques, de redondeados a subredondeados y su composición es variable. Comprende rocas del Macizo Ofiolítico de Ginebra, Batolito de Buga y fragmentos sedimentarios.

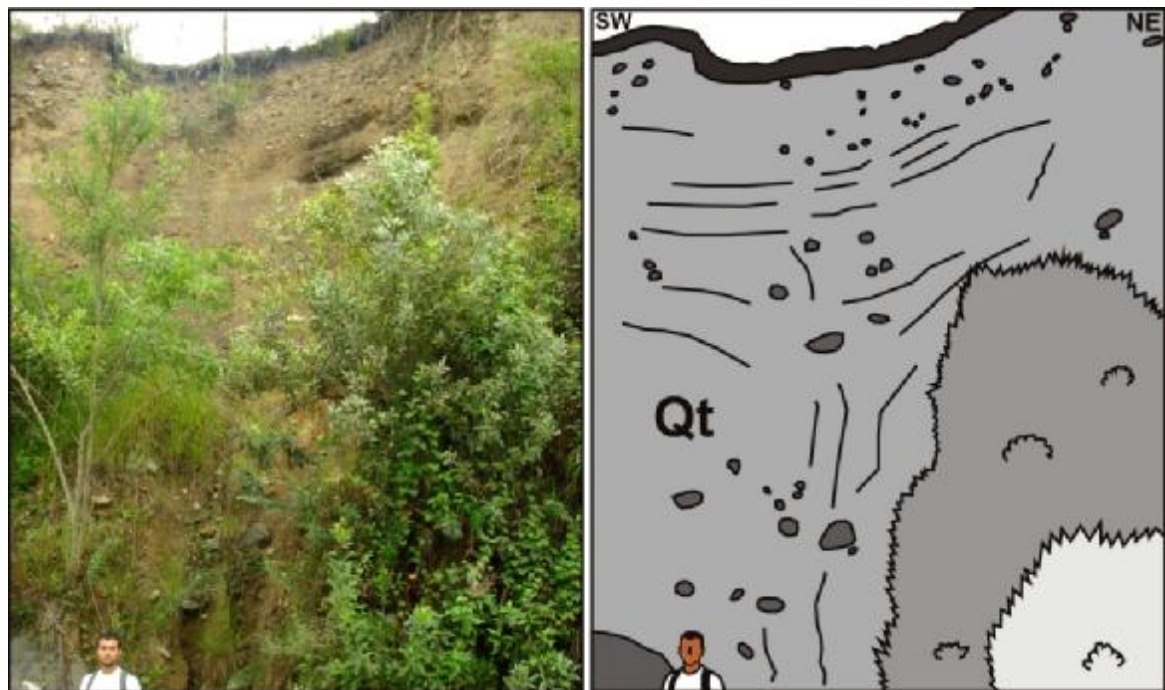


Figura 2. Terraza del río Guadalajara, con clastos de tamaño guijos hasta bloques (mal calibrada), compuestos de basaltos, gabros y rocas graníticas,

4.2.4 Depósitos de Llanura aluvial del Río Guadalajara (Qa12)

Se localizan en las zonas media y baja del río Guadalajara, presenta un relieve plano e irregular y se estrecha hasta perderse en la parte baja. Se caracteriza por presentar niveles conglomeráticos matrizsoportados, envueltos en una matriz limo-arcillosa. Los clastos son generalmente gruesos: van de granulos a guijarros, de redondeados a subredondeados, de media a alta esfericidad, y están compuestos por rocas del Macizo Ofiolítico de Ginebra y del Batolito de Buga.

4.2.5 Coluviones (Qc)

Para Millán (1994), en el área se presentan coluviones en las vertientes y especialmente en el contorno del valle aluvial del Río Guadalajara.

Las formas coluviales están localizadas en pendientes moderadas sobre flancos de vertiente.

Se caracterizan por presentar clastos heterogéneos y heterométricos de anfibolitas, dioritas y cuarzodioritas, todos ellos mezclados en matriz limo arcillosa.

Se localizan en varios sectores de la cuenca del Río Guadalajara.

A lo largo del río Guadalajara se pueden observar una serie de depósitos coluviales, los cuales se encuentran cubriendo parte de las rocas estratificadas de la unidad, se caracterizan por presentar clastos de tamaño guijos hasta bloques principalmente de basaltos, gabros y rocas graníticas de baja esfericidad subangulares a subredondeados, envueltos en una matriz limoarcillosa de color pardo amarillento, la selección de estos es generalmente mala y se presentan como conglomerados matrizsoportados. Estos depósitos se originaron por la erosión y retrabajamiento de las rocas de la formación y de las terrazas depositadas por el río Guadalajara.

4.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Las unidades litológicas de la zona han sido afectadas por diversos eventos tectónicos regionales y locales. Un análisis estructural dentro de la Cuenca del Valle del Cauca indica que el basamento Mesozoico y su cobertera sedimentaria Cenozoica fueron fundamentalmente envueltas en una faja de corrimiento de tipo "Piel Gruesa" (*Thick Skinned*), con vergencia hacia el oeste (Alfonso et al. 1994).

Los principales rasgos observados en el área de estudio están definidos por el marcado plegamiento de la unidad (Formación la Paila), seguidos en orden de importancia a nivel local por fallas y diaclasas.

4.3.1 Sistema de Fallas de Romeral

Regionalmente la zona se encuentra afectada por el Sistema de Fallas de Romeral, En Aranzazu y Rios (1989), reconocido y nombrado por Grosse (1926) en González (1980), en el sureste de Antioquia; ha sido descrito como un sistema de fallas inversas de ángulo alto, que buza hacia el Este. McCourt y Aspden (1983), interpretaron el sistema de fallas de Romeral, como un sistema de fallas de rumbo dextralateral (*right-lateral strike-slip fault system*). Bermúdez et al. (1985), usando datos gravimétricos, en el Valle del Cauca, definen la falla de Romeral como una falla vertical; además, la interpretan como una zona de sutura de edad Cretácico Superior.

4.3.2 Falla Palmira-Buga

La falla Palmira-Buga en López (2006), se encuentra ubicada al occidente de la falla Guabas-Pradera, definida originalmente como una falla inversa de vergencia oeste por Alfonso et al., 1994, marca el límite occidental de las rocas máficas y ultramáficas del Macizo Ofiolítico de Ginebra (Nivia 2001).

Según Mesa y Suarez (2001), esta falla se ubica en la parte media de la cuenca del Río Guadalajara, con una dirección aproximada de N15°-28E; controla el cauce de la quebrada La Puente; se evidencia por el contacto tectónico entre la Formación la Paila y las rocas del Macizo Ofiolítico de Ginebra, que presentan rocas con textura cataclástica cerca de la zona de falla, afectando conos aluviales cuaternarios de la zona de la Hacienda El Paraiso, donde se ha documentado un desplazamiento inverso y una pequeña componente lateral derecha (INGEOMINAS, 1995 en Mesa y Suarez, 2001).

4.3.3 Pliegues

En la zona pudo determinarse dos pliegues principales basados en los datos estructurales que muestran las direcciones preferenciales de las rocas de la sección, los cuales pueden presentar a su vez plegamientos de menor orden, que no son detallados en el presente trabajo.

4.3.3.1 Anticlinal de Sonso

Según López (2006), en el sector de Sonso se encuentran estructuras de expresión notable en el paisaje, como estructura principal se encuentra el Anticlinal de Sonso que forma la terminación sur de la Saliente de Buga, al sur de esta ciudad. Dicha estructura incrementa su expresión en topografía gradualmente de sur a norte donde depósitos de abanicos recientes como el Tapias y Guabas están atrapados en cuencas *piggy-back* hasta el río Guadalajara con terrazas que sobresalen en el paisaje, culminando al este de la población de Buga donde son evidentes niveles de terrazas sobre el anticlinal, siendo esta estructura una barrera física para la progradación de los sedimentos aluviales.

Según Mesa y Suarez (2001), esta estructura fue definida por Gómez (1970); está ubicada hacia el sureste del sitio El Vergel; su eje axial tiene una dirección aproximada de N10°E, se trata de un pliegue asimétrico con cabeceo hacia el Sur, el cual se encuentra afectando conglomerados de la Formación La Paila. Su flanco occidental no presenta buenos afloramientos, mientras que su flanco oriental se observa con una inclinación de 30° al este.

En el sector de la Vereda Guadualejo se pudo observar el cambio de dirección de buzamiento de los estratos pasando de SE a SW, con base en observaciones realizadas en el río Guadalajara, se infirió el trazo del eje axial del pliegue anticlinal con una dirección aproximada de N23°W (Figura 3).

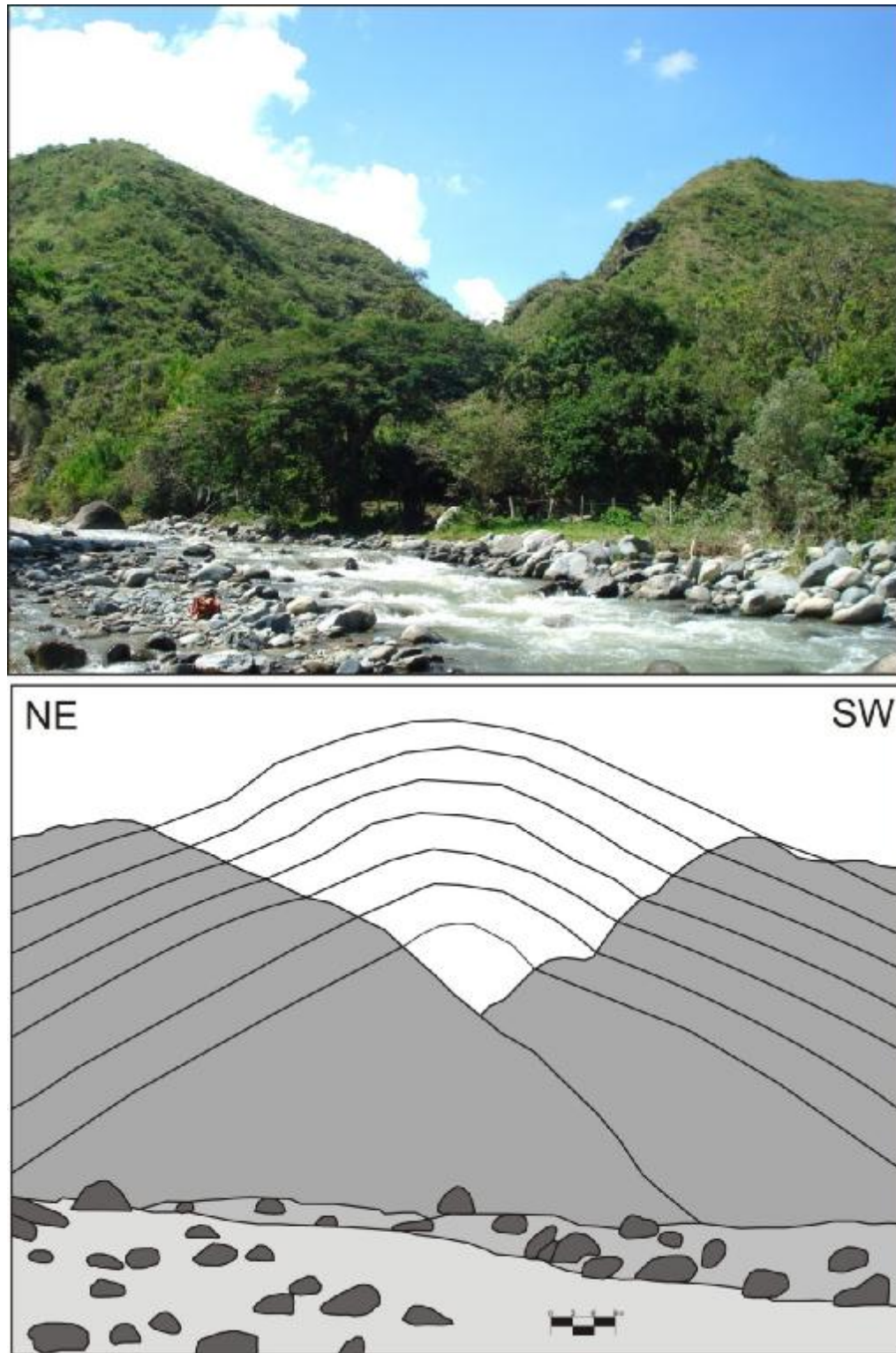


Figura 3. Trazo inferido de la disposición de estratos de la Formación La Paila y posible ubicación del eje del anticlinal de Sonso, observado desde el río Guadalajara, en la Vereda Guadualejo; punto de GPS GRIO.

4.3.3.2 Sinclinal de Sonso

Gómez (1970), en Mesa y Suarez, 2001; hace referencia a una estructura anticlinal (Anticlinal de Guadualito) la cual se presenta en la parte noroccidental de la cuenca del río Guadalajara y se encuentra afectando las rocas sedimentarias de la Formación La Paila. Se trata de un plegamiento asimétrico, originado por fuerzas compresionales, con eje subparalelo al sentido de la cordillera central. El eje axial del plegamiento tiene orientación aproximada N25°E.

De acuerdo con los datos de estratificación medidos en la sucesión que aflora entre el sector Vereda La Granjita y el sector Club del Río, pudo establecerse que la estructura general es un sinclinal, sin excluir la presencia de un pequeño anticlinal como estructura de menor orden. Esta estructura presenta afloramientos representativos en el flanco occidental, por otra parte el flanco oriental no presenta buenos afloramientos ya que se encuentra parcialmente erodado, cubierto por depósitos cuaternarios y vegetación abundante.

4.3.4 Fallas

El rasgo estructural más característico a nivel regional, es el grupo de fallas con orientación aproximada N-NE, pertenecientes al sistema de fallas de Romeral (Espinosa 1985).

En el tramo denominado “La Guinea” se observaron dos fallas de tipo normal que se encuentran desplazando unas arenitas masivas de grano fino y un conglomerado clastosoportado masivo. En este sector, los estratos se observan con una disposición paralela al corte de la carretera (Figura 4).

En la Vereda Guadualejo, tramo “Ecohotel los Guadales” se observa una falla normal desplazando un conglomerado clastosoportado y unas arenitas macizas, (Figura 5).

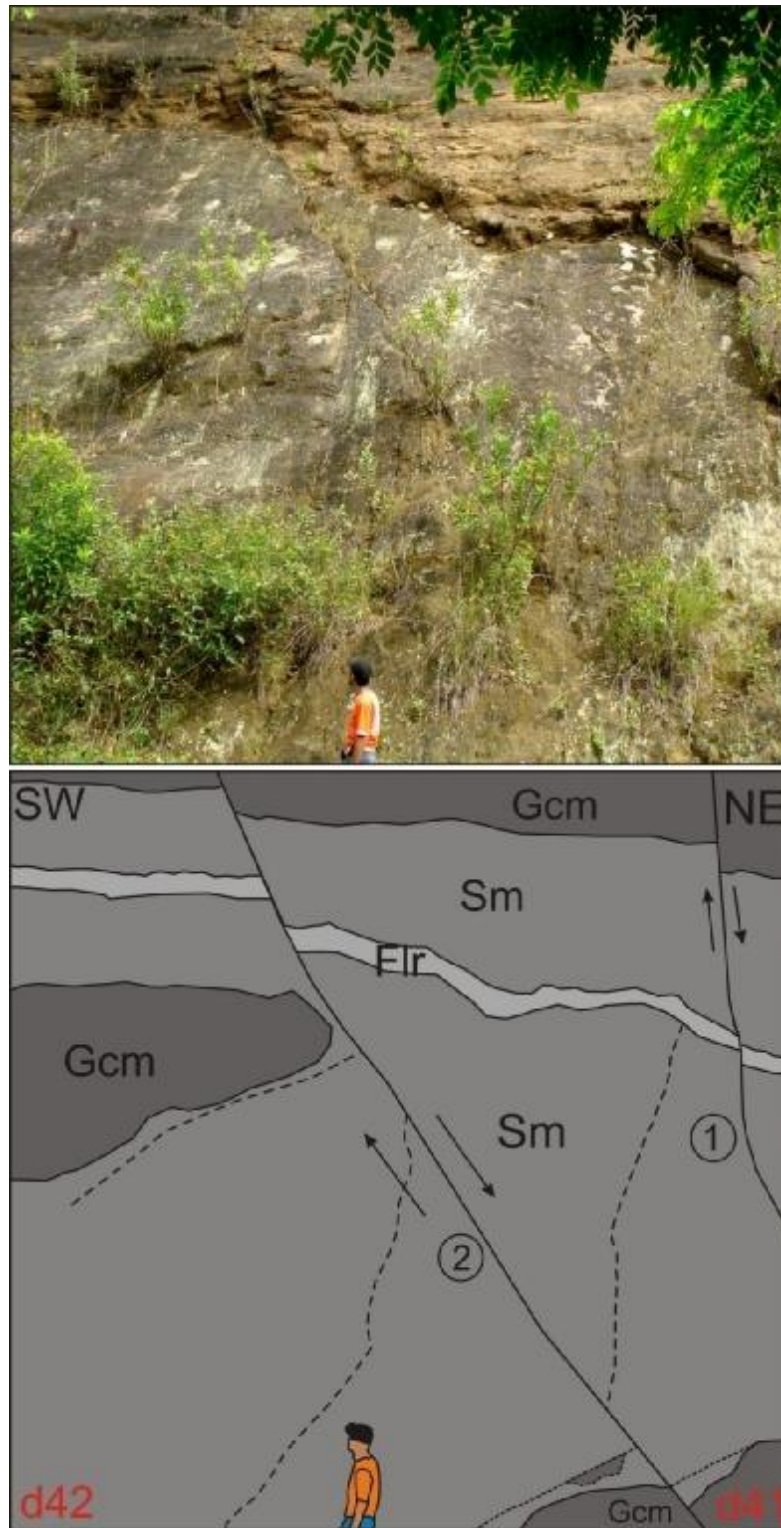


Figura 4. Vía Buga – La Habana, tramo La Guinea. Fallamiento normal, que se encuentra desplazando arenitas, lodolitas y conglomerados. Disposición de la falla 1. N43°W/89°SW, falla 2 N50°W/71°SW

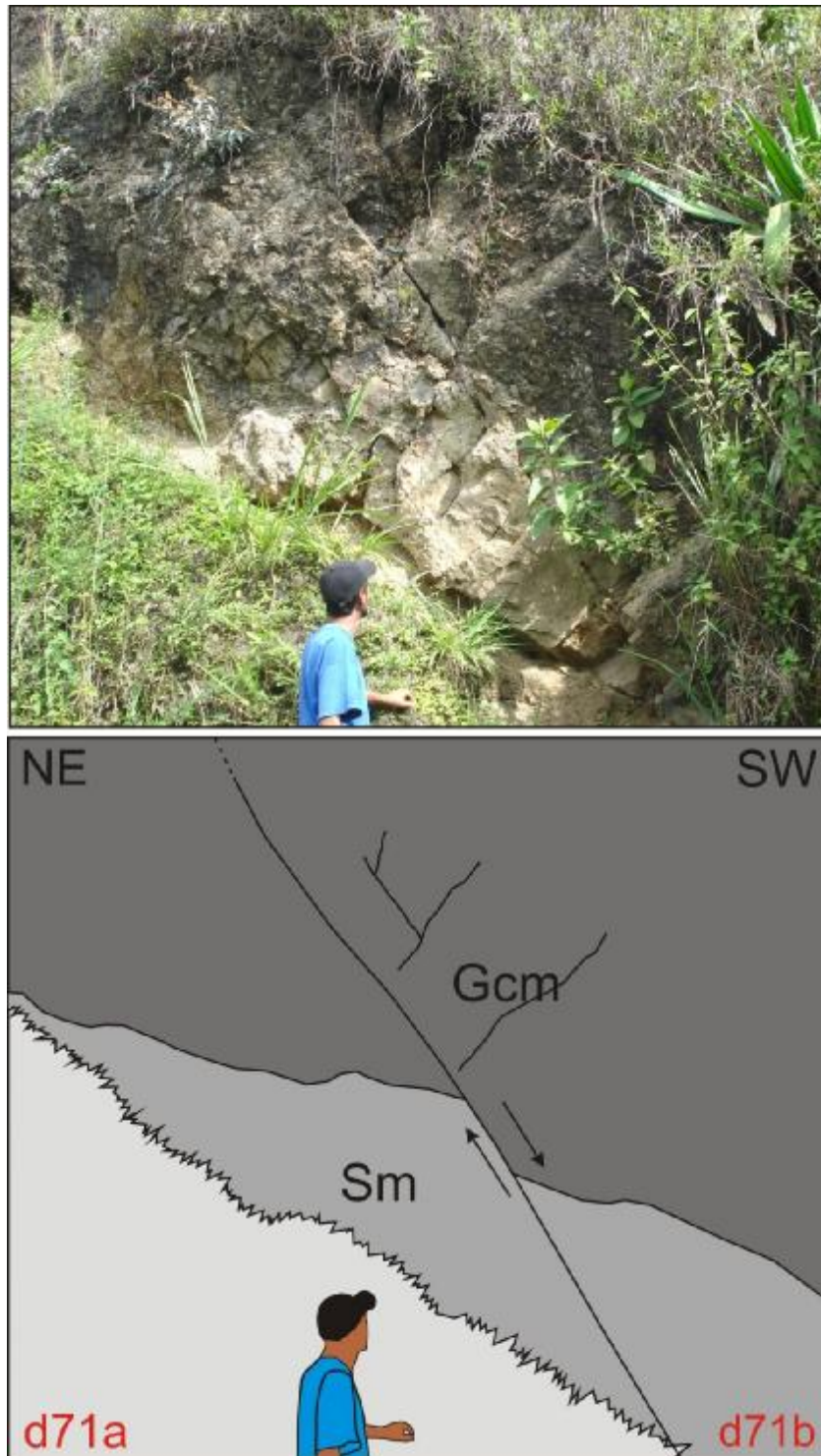


Figura 5. Buga – La Habana, Vereda Guadualejo (tramo Ecohotel Los Guadales). Falla normal que se encuentra desplazando unas arenitas de tamaño de grano medio a grueso y un conglomerado clastosoportado; la falla tiene una disposición N10°E/62°NW.

Hacia el sector de la Hacienda el Porvenir (Vereda Guadualejo) se observan conglomerados matrizsoportados, que se presentan diaclasados y localmente fallados (Figura 6).

4.3.5 Diaclasas

Las rocas sedimentarias de la Formación La Paila, presentan diaclasas cuyo rumbo es paralelo a subparalelo con las direcciones de estratificación. Según Gómez (1970), se presentan también diaclasas oblicuas especialmente a través del material cementante en los niveles conglomeráticos. Otros sistemas de diaclasamiento transversales a la estratificación presentan direcciones preferencialmente dentro de un rango de: N10° - 50° E.

Debido a los esfuerzos compresionales que han afectado las rocas de la Formación La Paila (originados por diversos eventos tectónicos), se pueden observar diferentes series de diaclasas con direcciones que varían N45°E y S38°W.

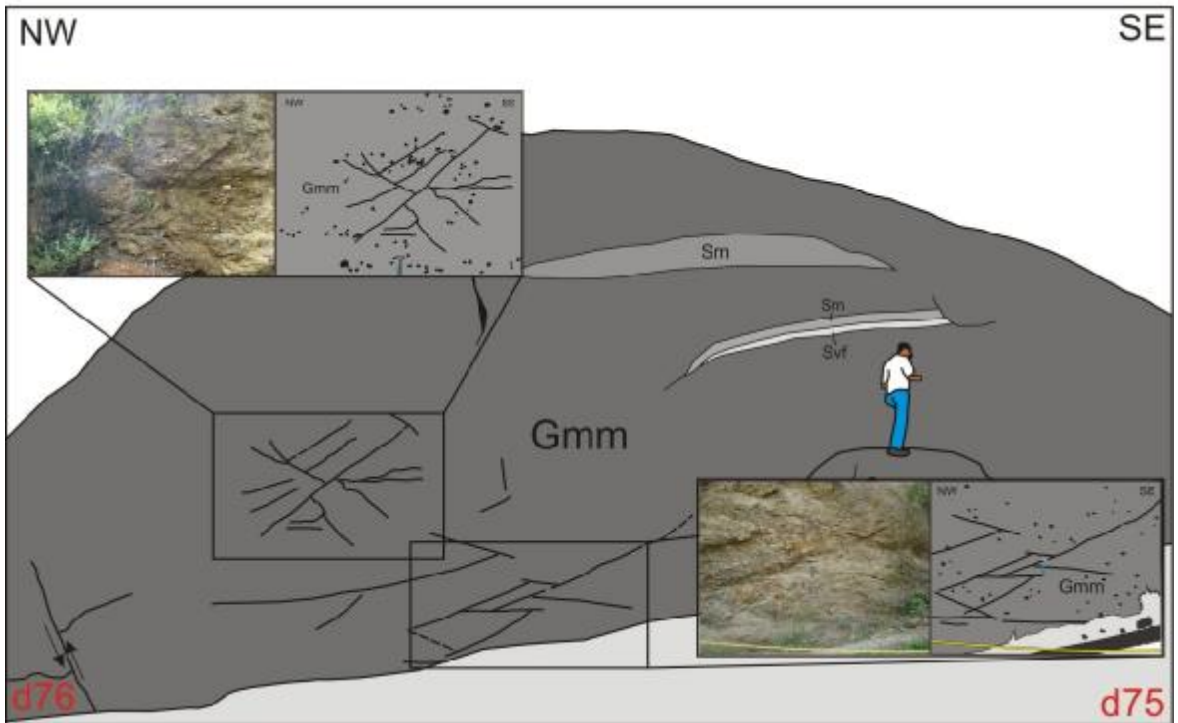


Figura 6. Vía Buga – La Habana, sector Hacienda El Porvenir. Se observa un conglomerado matrizsoportado muy diaclasado con clastos tamaño guijos y guijarros de baja esfericidad subredondeados, desplazado por una falla inversa N6°W/36°SW.

Geomorfológicamente se tienen evidencias de fallamiento regional como son terrazas colgadas, ubicadas hacia el SE de la cuenca del río Guadalajara (Figura 7).

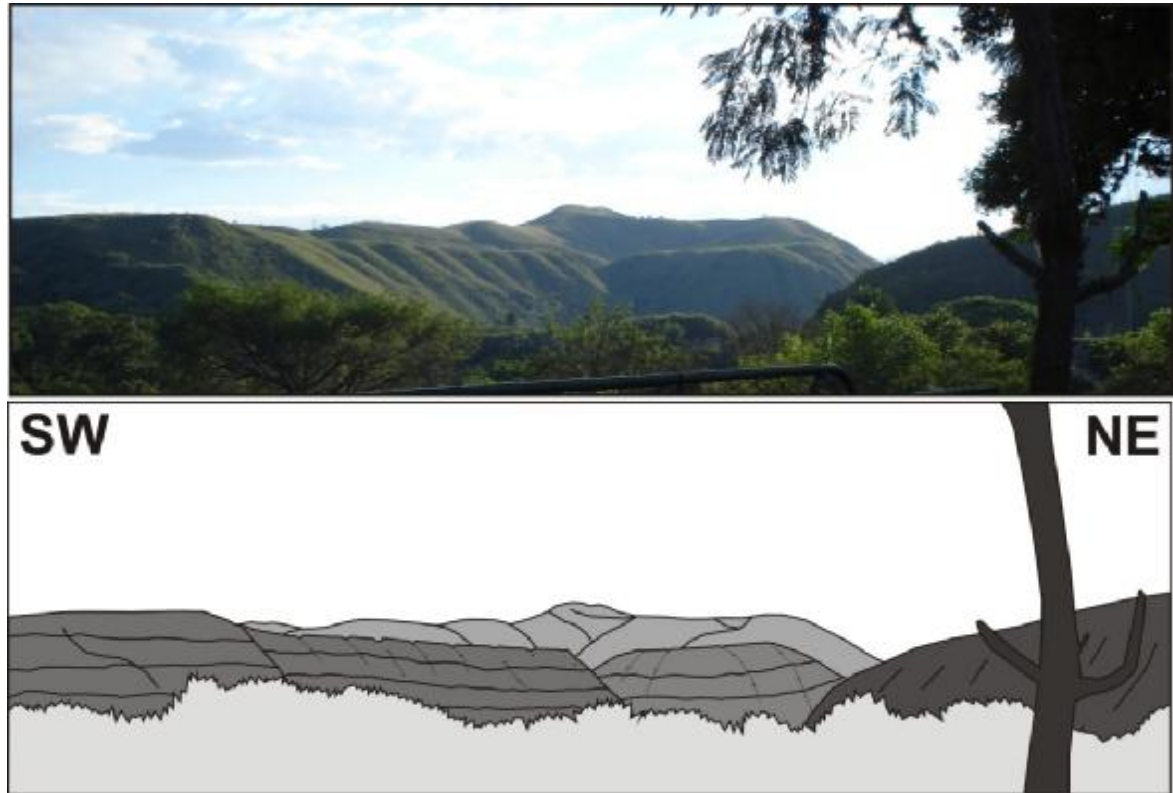


Figura 7. Terrazas colgadas, ubicadas en la margen izquierda aguas abajo del río Guadalajara, indicador de actividad tectónica en la zona.

Otro rasgo geomorfológico corresponde a una sillleta (Figura 8) observada desde el tramo Vereda la Granjita.

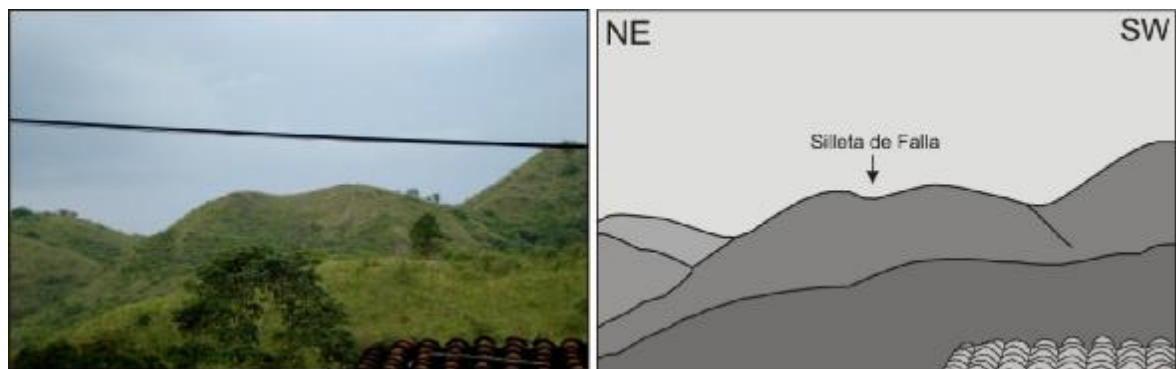


Figura 8. Rasgo geomorfológico indicador de fallamiento (sillleta).

5. ESTRATIGRAFÍA

La información geológica se recolectó a lo largo de la Carretera principal que conduce desde el municipio de Buga hasta el corregimiento de La Habana, en seis tramos señalados con rutas y puntos de GPS, ubicados en la poligonal abierta, medida con cinta y brújula (Anexo 2.1), la cual posee una longitud total de 3229.9521m. Estos tramos se midieron de oriente a occidente (vía La Habana – Buga), siguiendo la margen derecha aguas abajo del Río Guadalajara.

De acuerdo a las descripciones de las rocas que afloran en la zona (principalmente de carácter geomorfológico y estructural) se pudo identificar el plegamiento de las rocas que se encuentran formando dos pliegues asimétricos (como estructuras generales, ya que puede presentarse plegamiento de menor orden dentro de los mismos), correspondientes a un anticlinal y un sinclinal respectivamente, cuyas rocas se encuentran detalladas en tres columnas estratigráficas: Columna Flanco Oriental del Anticlinal (Anexo 3.1), Columna Flanco Occidental del Anticlinal (Anexo 3.2) y Columna Flanco Occidental del Sinclinal (Anexo 3.3), las cuales suman un espesor total de 815.29m.

5.1 Flanco Oriental del Anticlinal de Sonso

Coordenadas UTM para la Base: 360380,00 - 430240,00 - **Tope:** 359289,00 - 429846,00.

La longitud total de la poligonal medida hasta el eje del anticlinal es de 1248.3567m (Ver Anexo 2.1), de los cuales 297.8202m son visibles y 950.5365m se encuentran cubiertos (principalmente son sectores donde están ubicadas viviendas de veredas, caseríos y/o depósitos cuaternarios); el espesor total de columna es de 578.8m (Ver Anexo 3.1).

A continuación se presenta una descripción (de techo a base) de las características principales de los segmentos en los que fue dividida la columna, a su vez coinciden con los tramos en los que fue subdividida la poligonal en este

flanco, los cuales presentan nombres de algunos sitios que ayudarían en la ubicación en el campo

5.1.1 Poligonal Tramo Puente Negro

(Entre **d1** y **d28**) Mediante el trazo de la poligonal se levantó un tramo de 592,4376m de longitud (ver Anexo 2.1.1); comprende el techo de la unidad.

Los afloramientos en este tramo, se encuentran cortados por la carretera; consisten de taludes entre 10 y 15 m de altura, los cuales exhiben erosión en los niveles blandos y oxidación en las facies gruesas; principalmente se constituyen de capas muy gruesas de conglomerados intercalados con capas gruesas y medias de sedimentos de granulometría más fina (areniscas y lodolitas), con un predominio de conglomerados (Figura.9). Los estratos muestran una tendencia de buzamiento hacia el SE.

Columna Flanco Oriental Del Anticlinal (Segmento A): esta columna se levantó con la poligonal (Tramo Puente Negro), el espesor de columna levantado es de 254,83m (ver Anexo 3.1).

Los sedimentos gruesos consisten de paquetes tabulares y subtabulares con espesores entre 2 y 4 mt de conglomerados clastosoportados masivos (Facies Gcm), con clastos de tamaños entre 5 y 15 cm, moderadamente a pobremente seleccionados, subangulares y subredondeados de baja esfericidad, compuestos principalmente de basaltos, gabros, microgabros y cuarzos, en una matriz de arena fina bien cementada, la cual puede minimizar un poco la porosidad en algunos sectores; muestran variaciones laterales y verticales en el tamaño de grano; se encuentran suprayacidos en contacto neto irregular por estratos tabulares y cuneiformes de espesores medios a gruesos de arenitas masivas (Sm) de grano muy fino (entre d1-d2 y d3-d3a), e infrayacidos por las mismas en contacto neto irregular (entre d3-d3a); dichas areniscas contienen algunos restos de plantas (tallos incompletos y hojas de angiospermas), concreciones carbonatadas en los estratos y nódulos carbonatados en los contactos con los

conglomerados de la facies Gcm; generalmente poseen una porosidad moderada a buena. En sección delgada estas arenitas principalmente son arcosas líticas inmaduras, litoarenitas submaduras y litoarenitas feldespáticas inmaduras (ver Anexo 1A).

Las arenitas se encuentran suprayaciendo en contacto neto planar interestratos de espesores medios de arcillolitas (algunas deleznable, otras con pedogénesis) y limolitas masivas (Facies Fsm) que contienen restos de plantas (hojas y tallos), se encuentran fracturadas y presentan estrias de falla (d3-d3a). En contacto neto planar tanto con arenitas macizas como con las lodolitas, se encuentran capas delgadas y medias de arenitas tobáceas (caracterizadas por contener cuarzo bipiramidal, feldespatos y anfíboles observables en muestra de mano) y capas de tobas dacíticas, de color característico habano-pardo grisáceo claro (Facies Svf).

En contacto neto irregular infra y suprayaciéndoles se encuentran capas gruesas y muy gruesas tabulares de areniscas conglomeráticas (Facies Sgm), las cuales presentan estructuras en artesa (en el caso del afloramiento entre d3 y d3a) o son macizas con lentes delgados de areniscas (entre d3a-d3b).

Los conglomerados clastosoportados con imbricación apreciable o lineamiento de clastos (Facies Gh), en este tramo, presentan espesores métricos (entre 2 y 4 mt), están en contacto neto erosivo con arcillolitas macizas y con paquetes tabulares de espesor medio de limolitas de color pardo rojizo intercaladas con areniscas macizas de color pardo amarillento (Facies FI) que contienen nódulos calcáreos y restos de plantas (Figura 9); en contacto neto irregular, se encuentran un paquete de areniscas con gradación inversa desde areniscas finas hasta conglomeráticas, bien endurecidas, de porosidad moderada.



La característica más apreciable de los conglomerados de este tramo es que el contenido de clastos de basalto es mayor con respecto a los conglomerados presentes en la sección en general; arenitas tobáceas son comunes también.

A partir de **d9** hasta **d28**, se encuentra un tramo cubierto de 317.0591m correspondiente a materiales retrabajados por el pastoreo y/o a una cobertura vegetal abundante.

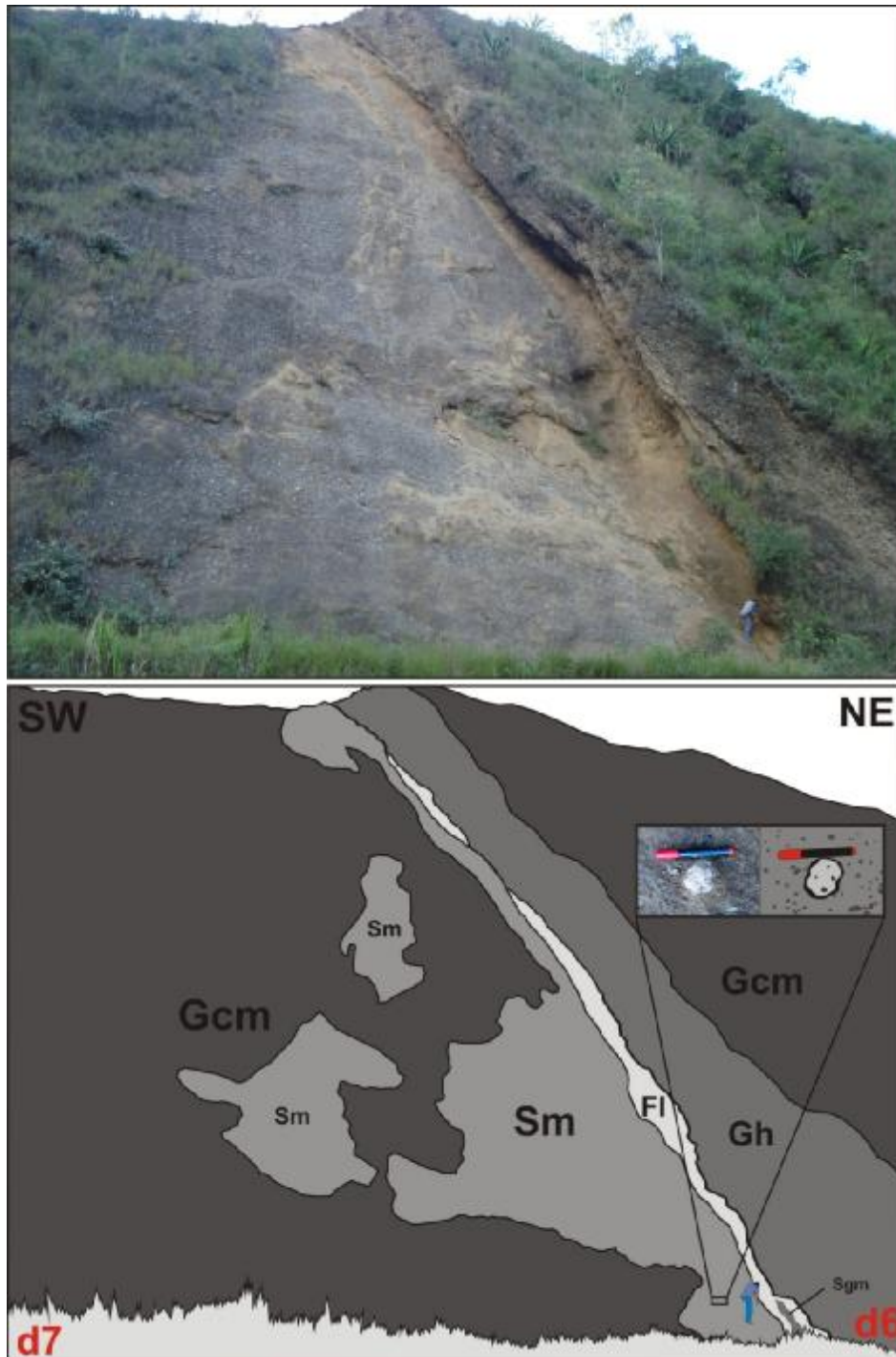


Figura 9. Vía Buga – La Habana, tramo Puente Negro; en la parte izquierda de la figura se observan los estratos con un corte paralelo a la estratificación, las arenitas están dispuestas como “costras” sobre el conglomerado. En la parte derecha, se observa arenitas de tamaño de grano de fino intercaladas con lodolitas, y un conglomerado clastosoportado (Plano de estratificación N13°E/35°SE, medido en arenitas). El zoom muestra un nódulo carbonatado en las arenas.

5.1.2 Poligonal Tramo Hacienda La Guinea

(Entre **d28** y **d46a**) La poligonal se levantó a lo largo de la Vía principal, que en el tramo recorre los linderos de la Hacienda La Guinea, la cual tiene 311,2179m de longitud (ver Anexo 2.1.2). Los datos fueron tomados en los taludes aflorantes en la margen derecha de la vía, donde los estratos conservan una dirección de buzamiento hacia el SE.

Los afloramientos se constituyen de una alternancia de conglomerados con variaciones laterales en el tamaño de grano, areniscas y lodolitas; donde estas últimas se encuentran fracturadas y un poco erodadas, formando cavidades entre los paquetes de estratos, resaltando así la geometría tabular de las capas bien endurecidas de areniscas.

Columna Flanco Oriental del Anticlinal (Segmento B): Este segmento de la columna estratigráfica corresponde al tramo de poligonal (Hacienda La Guinea), tiene un espesor de 86.44m (ver Anexo 3.1).

Entre **d28** y **d35** se encuentran intercalaciones de areniscas conglomeráticas (un poco oxidadas) en contacto neto planar tanto con estratos tabulares de espesores centimétricos de areniscas macizas (las cuales presentan nódulos carbonatados), como con paquetes de areniscas intercaladas con lodolitas laminadas (facies FI) de color pardo amarillento, que presentan restos de hojas; donde las areniscas están compuestas de cuarzo, anfíboles y líticos y los sedimentos lodosos se encuentran parcialmente fracturados. Las arenitas macizas se encuentran suprayaciendo a estratos métricos de conglomerados clastosoportados macizos que muestran variaciones laterales en el tamaño de grano y a estratos tabulares de espesores centimétricos de areniscas con laminación plano paralela y restos de plantas, tales como: hojas (al menos 3 familias diferentes) tallos y semillas; presentan estrias de falla (con plunge de 230, trend 94, en un plano 90/50) y nódulos carbonatados. Los sedimentos de tamaño lodo (Fsm) son friables, muy

fracturados y están en contacto neto con las areniscas con laminación planoparalela.

Entre **d32** y **d34** la alternancia de estratos en general muestra una tendencia granocreciente, que va desde lodolita hasta conglomerado (Figura. 10). Entre **d36** y **d41** se encuentra un tramo cubierto (por sedimentos coluviales y vegetación abundante).

Entre **d41** y **d46** el talud se encuentra cortado por la vía en la dirección del rumbo de los estratos, mostrándose como una gran “pared” casi vertical (Figura. BG-3), donde los estratos en la parte inferior del afloramiento se encuentran erodados casi en su totalidad, siendo visibles completamente en la parte superior y como “relictos” en la parte media; dejando en la parte inferior solamente en exposición (y como litología dominante en el afloramiento) areniscas macizas de grano fino que contienen restos de hojas y tallos.

De techo a base se encuentra un conglomerado fino, clastosoportado macizo muy oxidado, que contiene clastos de tamaño guijo principalmente (tamaños entre 4 y 6 cm), subredondeados de baja esfericidad, compuestos de basaltos (el componente más abundante), microgabros-diabasas, gabros orientados, cuarzos, Chert, rocas ígneas intrusivas (granitos, dioritas y tonalitas, cuyo contenido incrementa hacia la base de la sección), en una matriz de arena muy gruesa. Infrayaciéndole en contacto neto irregular se encuentra una arenita masiva de grano muy fino de color pardo rojizo con delgadas capas de lodolita, moderadamente endurecida, seguida de litoarenitas feldespáticas inmaduras de grano fino a medio, pardo amarillentas con algunas tonalidades rojizas (por la oxidación) y porosidad moderada a buena, que contienen restos de hojas y de tallos.

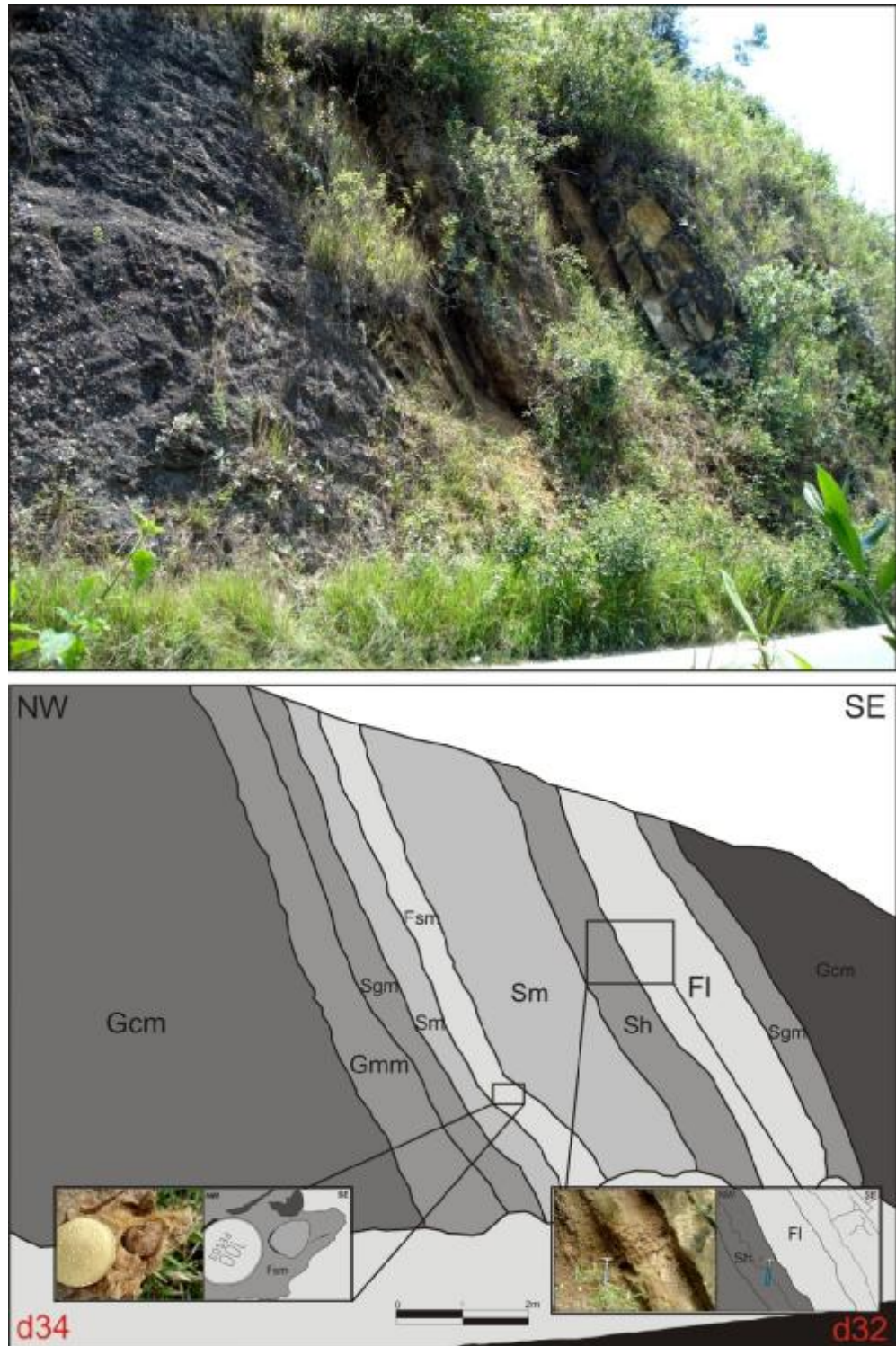


Figura 10. Vía Buga – La Habana, tramo La Guinea. Intercalación de estratos de facies gruesas (Gcm, Gmm y Sgm) con interestratos de facies finas (Sm y Sh) y muy finas (Fsm y Fl), donde se observa la geometría tabular.

En contacto neto irregular se encuentra nuevamente un conglomerado clastosoportado macizo con clastos de tamaños mayores al anterior (Tamaño máximo 12cm), subredondeados y subangulares de basaltos y cuarzos en una matriz de arena gruesa, seguido en contacto neto irregular una arenita de grano fino pardo amarillento con tonalidades verdosas y rojizas debido a la meteorización y algunas micas apreciables; por último se encuentra una delgada capa tabular de arcillolita verde, con laminación planoparalela e inclinada de bajo ángulo, de aspecto sedoso, con micas? y raíces (facies Flr). Entre los conglomerados y las areniscas se encuentran unas costras carbonatadas muy endurecidas que miden entre 2 y 4 cm (ver Figura 4).

5.1.3 Poligonal Tramo (a) Vereda Guadualejo

(Entre **d46a** y **d64**) Este Tramo fue subdividido a su vez en dos partes, que cubren un tramo antes del eje del anticlinal y uno inmediatamente después del mismo. El primero fue medido hasta el eje; tiene 344,7012 m de longitud (ver Anexo 2.1) y se encuentra cubierto (ubicación de las viviendas de la Vereda Guadualejo). Este tramo corresponde al Segmento C de la columna estratigráfica.

5.2 Flanco Occidental del Anticlinal de Sonso

Coordenadas UTM para la Base: 359289,00 - 429846,00 - **Tope:** 358147,95 - 430079,33.

La longitud total de la poligonal es de 1388.8607 m, con un espesor total de columna de 405.5 m, donde 42.50m visibles y 363m están cubiertos. Las descripciones de este flanco corresponden también al Flanco oriental del Sinclinal.

5.2.1 Poligonal Tramo (b) Vereda Guadualejo

(Entre **d64** y **d69.a**) Tramo de la poligonal que se encuentra cubierto (por cobertura vegetal y ubicación de las viviendas de la vereda), con 117.6355m de longitud (Anexo 2.1) y un espesor total en la columna estratigráfica de 98.18m (Anexo 3.2), correspondiente al Segmento C de la columna.

Con un control en el río Guadalajara se obtuvo el cambio en la disposición de los estratos, medido con GPS en los puntos GRÍO (Coordenadas: N3°53.276', W76°16.040') y GRÍO1 (Coordenadas: N3°53.213', W76°16.145), ubicados en la margen derecha aguas abajo del Río Guadalajara.

En este afloramiento se marca el cambio de buzamiento de los estratos de SE (Figura 12) a SW y en donde geomorfológicamente sobre la margen izquierda del Río puede observarse el cambio de la unidad (ver Figura 3), entre los puntos del GPS G016 y G017. (Ver Anexo 2.1). A partir de este punto la unidad empieza a ser descrita de base a techo.

Básicamente el afloramiento señalado con el punto (GRIO) muestra de base a techo: a- arenita de grano fino de color verdoso; b- arcillolita verde oliva que contiene hojas, tallos y semillas; c- arenitas con laminación planoparalela (Sh); d- arenita de grano fino con nivel de granulos al techo; e- arenita muy fina intercalada con lodolitas (FI) y f- conglomerado clastosoportado con clastos de tamaño guijo; donde las sedimentos finos son los predominantes (Figura 11).

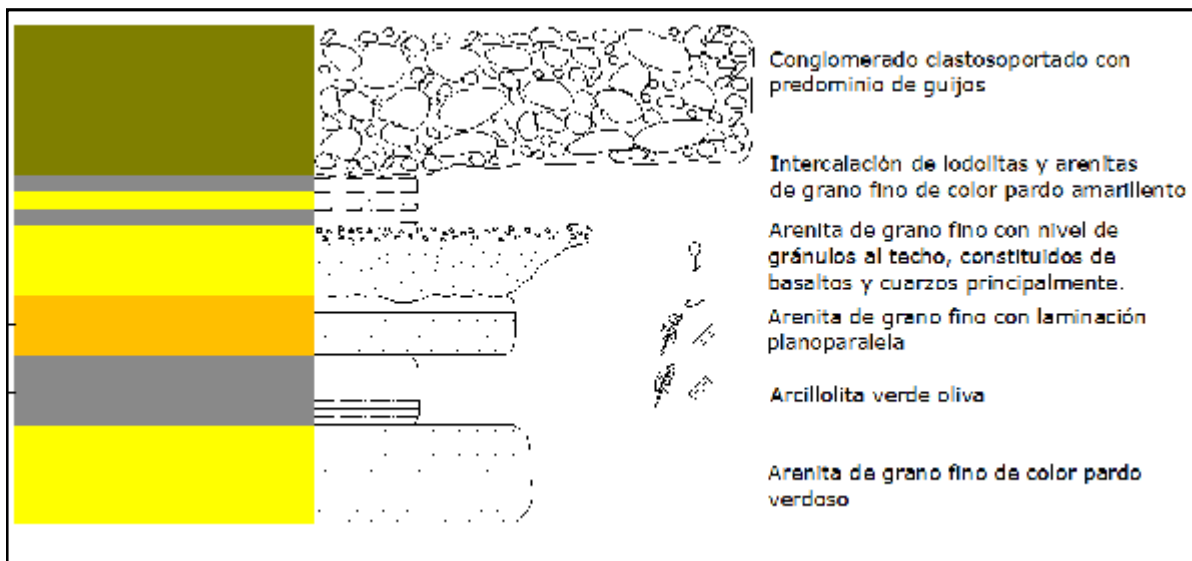


Figura 11. Columna esquemática de afloramiento sobre el río Guadalajara, vereda Guadualejo, punto de GPS GRIO

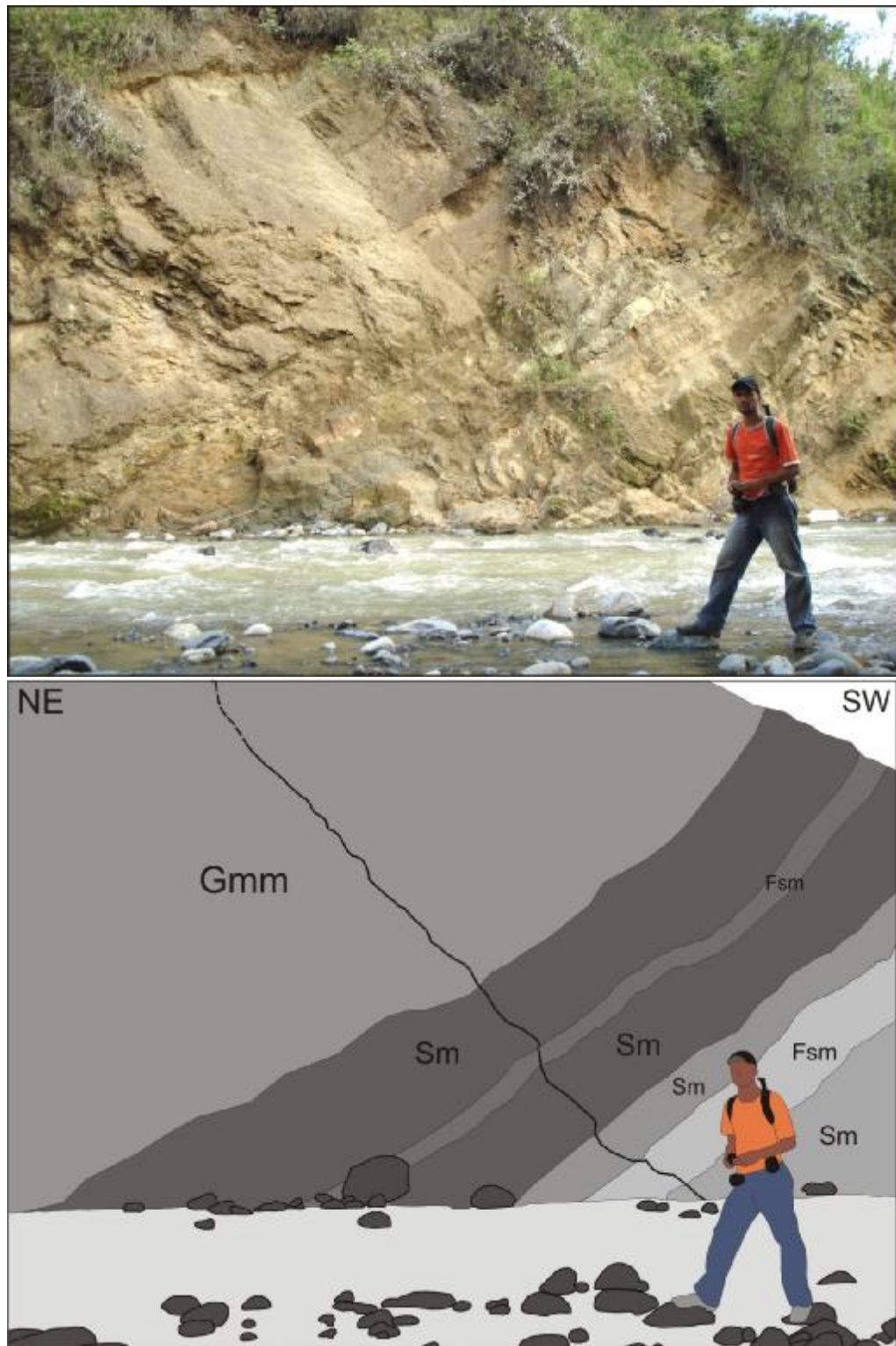


Figura 12. Afloramiento sobre la margen izquierda del río Guadalajara, disposición de los estratos hacia el SE. Cerca a este afloramiento (aguas abajo) se encuentra el cambio de buzamiento de los estratos.

5.2.2 Tramo Ecohotel los Guadales

(Entre **d69a** y **d80**) En este sector los estratos tienen una tendencia de buzamiento hacia el SW; la poligonal medida tiene 340.5811m de longitud (Anexo 2.1.3). En este tramo la poligonal continuó siendo levantada por la vía principal, en los afloramientos que han sido expuestos por la carretera en la margen derecha y en la entrada de la “Hacienda El Porvenir”. Es apreciable en los afloramientos un notable diaclasamiento de la unidad y la presencia de fallas locales.

Columna Flanco occidental del Anticlinal de Sonso (Segmento D): la columna tiene un espesor de 140.81m, de los cuales 82.27m son visibles y 52.97m se encuentran cubiertos (Anexo 3.2); básicamente se constituye de conglomerados clasto y matrizsoportados, alternando con capas gruesas de arenitas y lodolitas.

Entre **d69a** y **d71c** las rocas aflorantes consisten de litoarearenita feldespática inmadura de grano muy fino hasta medio (muestra una gradación lenta), con laminación planoparalela (Sh), de color pardo amarillento-pardo grisáceo, con micas observables, medianamente meteorizada y fracturada que infrayace en contacto neto irregular un paquete tabular muy grueso de arenitas con gradación inversa desde grano medio (litoarenita inmadura), hasta conglomeráticas, precedidas por un conglomerado clastosoportado macizo polimíctico, predominantemente guijarroso el cual infrayace en contacto neto irregular un nivel tobáceo lodoso. En contacto neto planar se encuentra una litoarenita feldespática inmadura maciza con nódulos carbonatados y una lodolita muy fracturada con restos de tallos (principalmente), infrayaciendo un conglomerado clastosoportado macizo con lentes de arenita (Figura 13). En este afloramiento puede observarse tanto la tendencia granocreciente inicial, como el decrecimiento en el tamaño de grano que le precede, correspondiente a una gradación simétrica inversa a normal. Las arenitas presentan una porosidad moderada en muestra de mano, la cuál se encuentra mejor detallada en el Anexo petrográfico. Entre **d71b** y **d73** hay un tramo cubierto de 124.3934m, para el cual se sugieren conglomerados con lentes de areniscas.

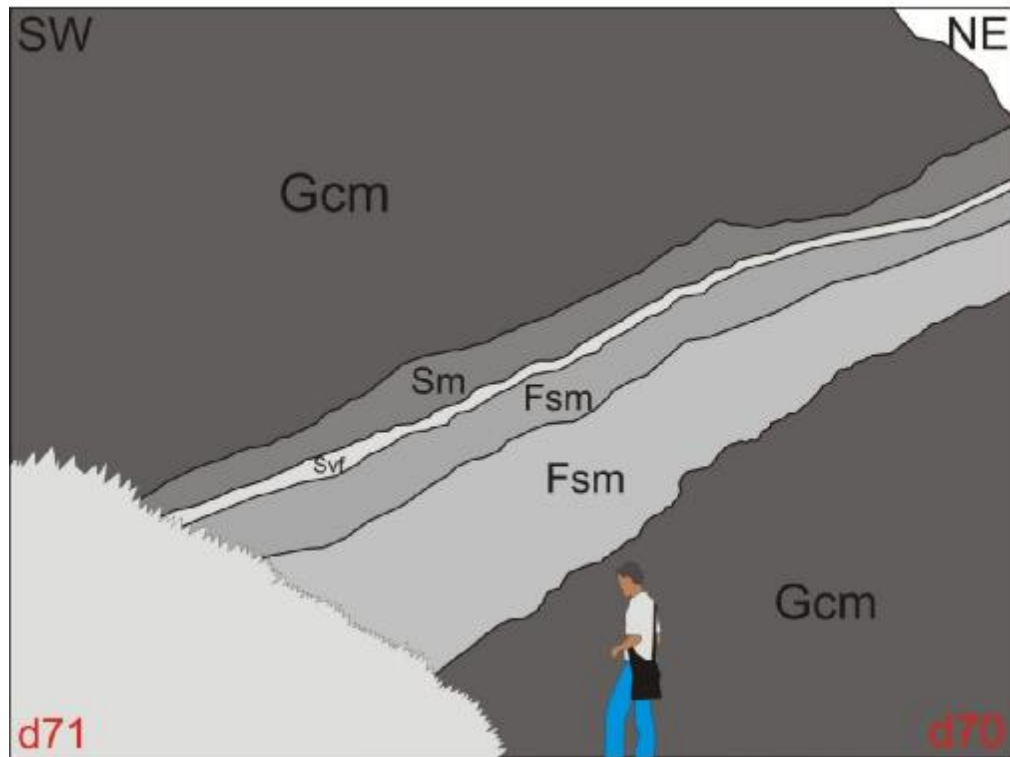


Figura 13. Vía Buga – La Habana, Vereda Guadualejo tramo Ecohotel Los Guadales, Intercalación de facies Gcm, Sm, Fsm y Svf. La geometría del depósito es tabular

Entre **d73** y **d78** aflora un paquete de conglomerados clastosoportados de estratificación gruesa, levemente imbricados, meteorizados y oxidados, con clastos de basalto, diabasas, cuarzos y rocas graníticas en una matriz de arena gruesa de color habano, consistente de cuarzos, feldespatos, anfíboles y líticos, bien cementada, afectados por una pequeña falla normal con disposición NS/59 SE, precedidos por un conglomerado clastosoportado macizo. En la entrada de la “Hacienda el porvenir” (**d75**) se observa de forma un poco caótica un conglomerado matrizsoportado guijoso, con matriz de arena gruesa, de color blanco crema compuesta de cuarzo, feldespatos, anfíboles y líticos, con lentes de arenitas hacia el techo, afectado por varias diaclasas y 2 fallas locales de carácter inverso, las cuales se encuentran desplazando el conglomerado y acuñando a su vez una capa delgada de arenisca. En la parte superior se encuentra un nivel tobáceo de tamaño de grano arena muy fina, con cuarzo vítreo y anfíboles apreciables suprayaciendo la capa de litoarenita submadura que se encuentra acuñada al conglomerado. Los sedimentos predominantes en el afloramiento son los conglomerados y en general, tanto los sedimentos finos como los gruesos poseen una buena porosidad.

A partir del punto en el cual termina la poligonal, **d80** (Ver Anexo 2.1), se continúa por la vía principal haciendo controles con GPS, en una longitud de 930.6441m hasta llegar al próximo tramo donde aflora nuevamente la unidad (**d85**) ya que este sector se encuentra cubierto por depósitos cuaternarios, vegetación abundante y es el lugar de ubicación de algunas viviendas. El eje del sinclinal o punto exacto de cambio de disposición de los estratos no pudo ser medido en campo, por lo que es inferido en la poligonal (Anexo 2.1).

En este tramo cubierto se realizó un control en la margen izquierda aguas abajo del Río Guadalajara, en el “Sector de la Bocatoma”; punto GPS - GRÍO2 (**Coordenadas: N3°53.337, W76°16.145**). Principalmente se observa una intercalación de estratos centimétricos de areniscas de grano fino y grano muy fino con conglomerados clastosoportados macizos de espesores métricos. En este

afloramiento son apreciables también algunas brechas sedimentarias cuaternarias dispuestas sobre las areniscas.

Continuando aguas abajo del Río en la margen derecha, cerca a la quebrada Pitingo, se observan lodolitas de color verde grisáceo y arenitas de grano fino (ambas de geometría tabular y espesores centimétricos) las cuales son suprayacidas en contacto discordante por sedimentos aluviales recientes (terrazas del río). En este punto la disposición de los estratos, nuevamente es SE, mostrando el cambio de buzamiento de las rocas (Figura 14). Dato estratigráfico medido en areniscas N16E/53SE.



Figura 14. Afloramiento sobre el río Guadalajara, Sector La Bocatoma. Los estratos tienen una disposición casi horizontal, evidenciando el cambio de buzamiento de los estratos, de SW a SE

5.3 Flanco Occidental del Sinclinal de Sonso

Coordenadas UTM para la Base: 357612,53 - 430131,70 - **Tope:** 358147,95 - 430079,33.

La longitud total de la poligonal es de 592.7347m (Anexo 2.1), para la columna se tiene un total de 364.2m (Anexo 3.3). Para este flanco se realizó la subdivisión en 2 tramos, donde los afloramientos se constituyen principalmente de taludes entre 7 y 10 m de altura, los cuales se presentan de manera más intermitente que los anteriores.

5.3.1 Poligonal Tramo Vereda La Granjita, Hacienda “River Side”

(Entre **d85** y **d94**) Debido a que los estratos en este tramo presentan nuevamente una disposición de buzamiento hacia el SE y hacen parte del flanco occidental del sinclinal, la unidad es descrita de techo a base.

La longitud total de la poligonal medida es de 198.1703m (ver Anexo 2.1.4). En este tramo se tomó un camino corto que parte de la vía principal hasta una pequeña quebrada ubicada 8m detrás del afloramiento, cuyos datos, descripciones y medidas fueron amarrados a la poligonal principal.

Columna Flanco Occidental del Anticlinal (Segmento E): este segmento corresponde a el tramo de poligonal (Vereda La Granjita), en donde la columna levantada tiene un espesor de 69.19 m, de los cuales 33.28 son visibles y 36.53 m se encuentran cubiertos (Anexo 3.3). Los sedimentos en este tramo se constituyen (de base a techo): paquetes tabulares con estratificación muy gruesa de conglomerados clastosoportados con clastos de tamaño guijo y niveles guijarrosos subredondeados que presentan estratificación inclinada planar (Gp); en contacto neto irregular con una capa tabular de espesor muy grueso de arenita de grano fino que presenta estratificación inclinada planar (Sp), la cual contiene restos de hojas y tallos, presentando hacia el techo lentes conglomeráticos de tamaño guijo

y hacia la base lentes de tamaño de grano gravas gruesas (Sgm); seguida en contacto neto planar de arenitas con laminación planoparalela, restos de hojas y tallos, moderadamente endurecida y oxidada y de una lodolita arcillosa moderadamente endurecida, muy fracturada, con cristales de cuarzo vítreo y anfíboles observables en muestra de mano. En contacto neto irregular, más bajo estratigráficamente se encuentra un conglomerado clastosoportado, con clastos de tamaño entre 3 y 12 cm, compuesto de rocas graníticas, basaltos y cuarzo principalmente, que muestran imbricación. En contacto neto planar le infrayacen capas medianas de arenita tobácea con buena porosidad (Svf), lodolita foliada con estrias, restos de hojas y tallos y una arenita (arcosa) pobremente endurecida, de buena porosidad.

En este tramo son apreciables estructuras sedimentarias tanto en las facies arenosas como en las conglomeráticas, que indican una marcada acción de corrientes en el momento de su depositación; característica que lo destaca de los demás tramos de la sección, en los cuales los paquetes generalmente se observan más “masivos” (a excepción de la imbricación y laminación planoparalela presente en algunos de los estratos).

El siguiente afloramiento consta básicamente de conglomerados clastosoportados que contienen lentes de areniscas macizas de tamaño de grano fino a medio a ligeramente conglomeráticas, en contacto neto irregular con un estrato de Toba dacítica. En el contacto superior de la Toba con el conglomerado puede observarse una estructura de carga, que indica la polaridad normal de los estratos en el sector.

Cabe destacar que para este punto la composición de los clastos ha variado, presentando mayor cantidad de rocas graníticas, acompañadas de cuarzos y basaltos como principales componentes.

5.3.2 Poligonal Tramo Club del Río

(Entre **d94** y **d118**) Este tramo comprende la base de la unidad, en el cuál la poligonal medida tiene una longitud de 394.5644m (ver Anexo 2.1.5). En este tramo los afloramientos consisten de taludes entre 10 y 12m de altura, en los cuales se observa una alternancia de estratos de facies gruesas conglomeráticas con interestratos de areniscas y lodolitas, siendo dominado por los estratos.

Columna Flanco occidental del Sinclinal (Segmento F): corresponde al tramo de poligonal (Club del Río) y tiene un espesor de 165.83m (Anexo 3.3).

Entre **d94** y **d99** las rocas aflorantes consisten de estratos métricos de conglomerados clastosoportados macizos que contienen lentes de arena gruesa y gránulos, cuyos clastos se encuentran pobremente seleccionados, presentándose tamaños desde guijos hasta bloques, de baja esfericidad, constituidos de rocas graníticas, basaltos, cuarzos y esporádicamente xilópalos; en contacto neto planar con un conglomerado más matrizsoportado que presenta una imbricación apreciable en los clastos de tamaño guijos y guijarros y contiene algunos lentes de arenita fina maciza. En contacto neto irregular se encuentra un estrato de espesor medio de arenita lítica levemente conglomerática que presenta buena porosidad, seguida de un conglomerado clastosoportado macizo predominantemente guijarroso.

Entre **d99** y **d106** se encuentra un tramo cubierto.

Entre **d106** y **d110** el afloramiento consiste de paquetes métricos de conglomerados clastosoportados macizos que presentan variaciones laterales en el tamaño de grano, contienen lentes de arenita fina a media y presentan cantos blandos de arcillolita en la parte basal (Figura 15); intercalados con estratos tabulares de espesores centimétricos de arenitas macizas pardo amarillentas, de porosidad moderada, muy fracturadas y diaclasadas; con estratos métricos de lodolitas muy fracturadas que contienen restos de hojas, tallos y se encuentran



parcialmente cubiertas por sedimentos coluviales recientes. Es de destacar que en este sitio los estratos de lodolita son más gruesos que los estratos de arenita.

Entre **d110** y **d118** es el último afloramiento de la sección, ubicado a unos pocos metros del casco urbano del municipio de Buga, se encuentran principalmente estratos métricos de conglomerados clastosoportados macizos un poco oxidados y meteorizados (que le dan un color oscuro superficial), con variaciones en el tamaño de grano y lentes arenosos; alternando con interestratos centimétricos de arenitas (arcosas líticas) de color pardo amarillento en seco, y pardo verdoso en húmedo, de grano fino a medio, porosidad moderada y una capa muy gruesa de lodolita arcillosa muy friable y fracturada.

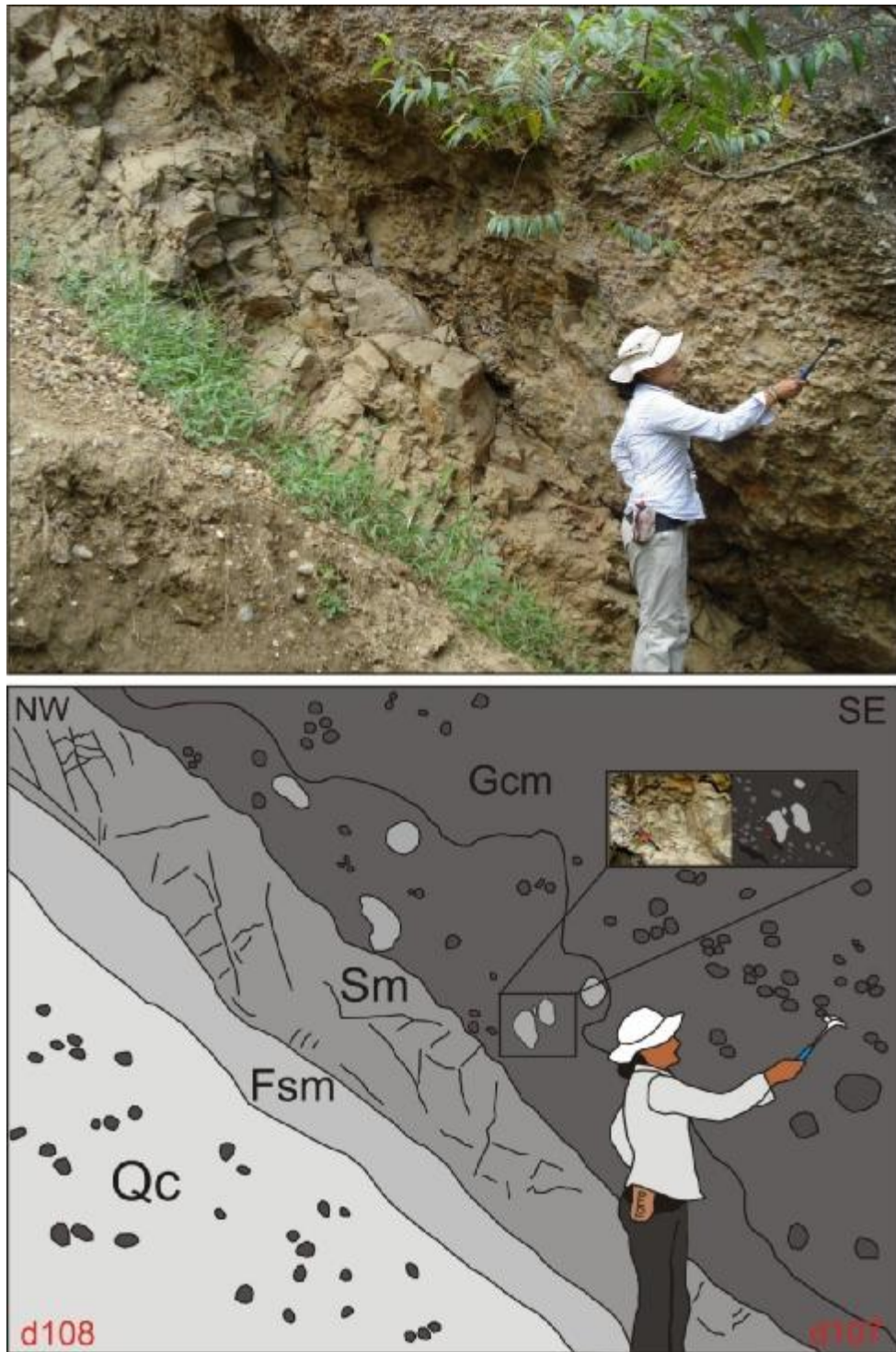


Figura 15. Vía Buga – La Habana sector Villa del Río. Conglomerado clastosoportado moderadamente calibrado con clastos de basaltos y rocas graníticas principalmente. Infrayaciendole se encuentra una intercalación de arenitas de tamaño de grano muy fino, fracturadas y con estrías de movimiento intercaladas con unas lodolitas de color pardo verdosa que contiene restos fósiles de plantas; plano de estratificación N10°E/44°SE

6. ANÁLISIS FACIAL

El estudio e interpretación ambiental de las rocas sedimentarias involucra la determinación de características particulares como la textura, estructuras sedimentarias, fósiles y asociaciones litológicas. Dichos atributos observables de las rocas sedimentarias, los cuales pueden ser interpretados en términos de los procesos depositacionales y biológicos, obedecen al término de “Facies”, el cual incluye tanto litofacies como biofacies. Una litofacies individual es entonces una unidad de roca definida con base en sus rasgos distintivos.

6.1 Litofacies

En el área de estudio se identificaron 3 grupos de litofacies, definidas principalmente por la granulometría y las estructuras sedimentarias; a las cuales se les han asignado los códigos litofaciales propuestos por Miall (1996); en algunos casos en los que el código seleccionado no resultó completamente satisfactorio, se modificó para adaptarlo a las características distintivas apreciadas en campo (Tabla 1). Es de aclarar que aunque se implementan la mayoría de los códigos de Miall, la interpretación facial no está completamente hecha en el sentido de éste.

A continuación se describen e interpretan los grupos de litofacies encontrados en la sección, empezando con una figura ilustrativa de la geometría más frecuente encontrada en los diferentes afloramientos, al igual que la relación facial más común, la cual muestra una intercalación de litofacies conglomeráticas, litofacies arenosas y litofacies lutíticas (Figura 16).

Código Facies	Facies	Estructuras Sedimentarias
Gmm	Gravas matriz soportadas, masivas	Gradación débil
Gcm	Gravas clasto-soportadas masivas	
Gh	Gravas clasto-soportadas crudamente estratificadas	Estratificación horizontal, imbricación
Gp	Gravas, estratificadas	Estratificación inclinada planar
Gci	Gravas clasto-soportadas	Gradación inversa
Sm	Arena fina a gruesa	Laminación masiva o desvanecida
Sp	Arena fina a muy gruesa, puede tener cantos	Estratificación inclinada planar solitarias o agrupadas
Sh	Arena muy fina a gruesa, puede tener cantos	Laminación horizontal con alineación de granos o lineación de corriente
Sgm	Arena conglomerática	Masiva
Svf	Arena con material volcánico	Masiva o con laminación planoparalela
Fsm	Limo, lodo	Masiva
Fl	Arena, limo, lodo	Laminación fina, rizaduras muy pequeñas
Flr	Arena, limo, lodo	Laminación fina, rizaduras muy pequeñas, raíces
P	Paleosuelo	Suelo bioturbado

Tabla 1. Códigos litofaciales, modificado de Miall, 1996

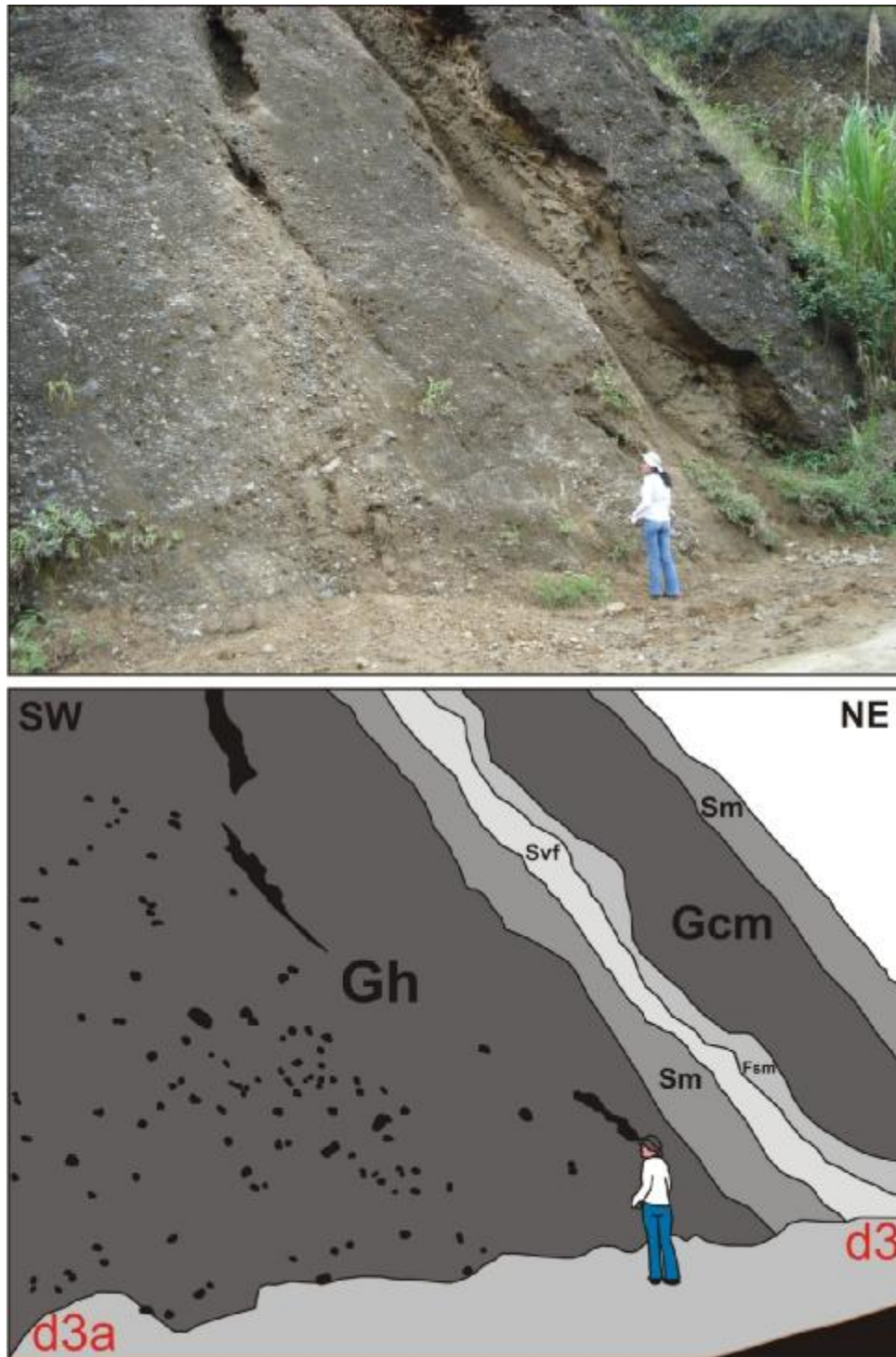


Figura 16. Vía Buga – La Habana sector Villa del Río. Conglomerado clastosoportado moderadamente calibrado con clastos de basaltos y rocas graníticas principalmente. Infrayaciendole se encuentra una intercalación de arenitas de tamaño de grano muy fino, fracturadas y con estrías de movimiento intercaladas con unas lodolitas de color pardo verdosa que contiene restos fósiles de plantas; plano de estratificación N10°E/44°SE

6.1.1 Litofacies Conglomeráticas

Corresponden a las litofacies Gmm, Gcm, Gh, Gp, Gci.

6.1.1.1 Litofacies Gmm: Conglomerado Matrizsoportado Masivo

Se trata de conglomerados matriz soportados masivos, polimícticos, cuyos clastos presentan tamaños entre 2 y 12 cm, moderadamente calibrados, subredondeados y subangulares de alta esfericidad, envueltos en una matriz de arena muy gruesa a gránulos (Figura 17).

Las gravas matriz soportadas son generalmente el resultado de un Flujo de escombros “*Debris Flow*” (Einsele 2000). Estos depósitos de abundante matriz, desorganizados y carentes de estructuración interna pueden interpretarse como depósitos de flujos de detritos generados por flujos viscosos y con baja movilidad. La formación de estos flujos de detritos indica fuertes pendientes y una importante disponibilidad de material no consolidado, movilizado repentinamente a partir de un flujo o corriente (las lluvias intensas actúan como desencadenantes en algunas ocasiones). La característica más representativa de estos depósitos es la abundante proporción de materiales finos con respecto a los gruesos, lo cual produce al solidificarse el flujo, un depósito matriz soportado, generalmente masivo, ya que los granos más grandes son detenidos en el lugar donde se encuentran, siendo poca la depositación por tracción o turbulencia.

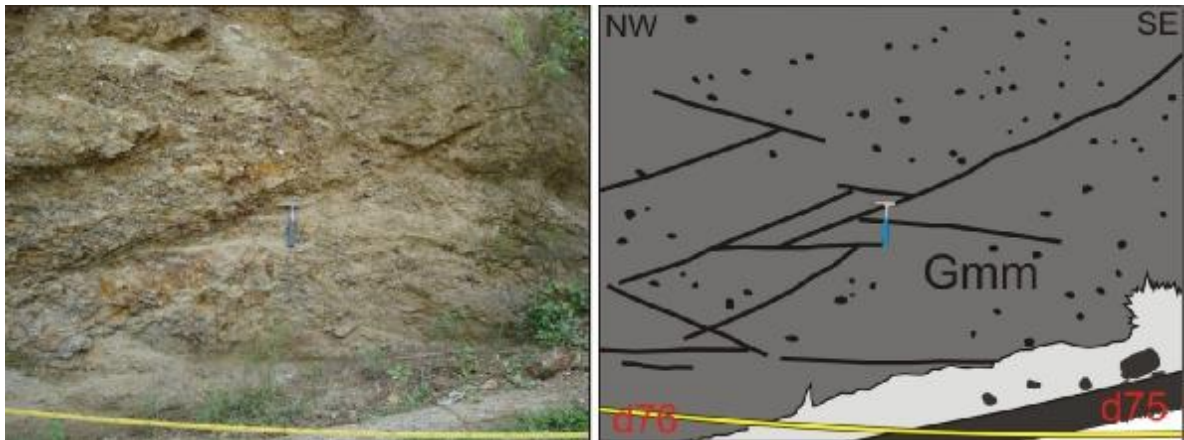


Figura 17. Vía Buga – La Habana sector Hacienda El Porvenir, Se observa un conglomerado matrizsoportado muy diaclasado con clastos tamaño guijos y guijarros de baja esfericidad subredondeados

6.1.1.2 Litofacies Gcm: Conglomerado Clastosoportado Masivo

Estratos centimétricos a métricos de Conglomerados clasto soportados polimícticos, generalmente masivos, con clastos de tamaño guijos hasta bloques (esporádicos), siendo más comunes los tamaños entre 5 y 15 cm (selección moderada a pobre); subangulares a subredondeados, de baja esfericidad. (Figura 18). La matriz, la cual se encuentra en menor proporción es de tamaño de grano arenas finas hasta gruesas. En algunos sectores esta litofacies presenta una rápida variación en el tamaño de grano, dando la impresión de gradar a la litofacies Gmm, pero conservando su fábrica clasto soportada; en ocasiones solo se trata de una cruda y difusa gradación inversa.

Una característica muy frecuente en esta litofacies es que se encuentra asociada a la litofacies Sm, la cual se presenta en forma lenticular (desde arena fina hasta conglomerática) en gran parte de los conglomerados (Figura 22); lo que puede interpretarse como paquetes “Bundles”, lo cual corresponde a una alternancia entre estratos e interestratos que presentan amalgamiento.

La fabrica clastosoportada, la masividad del depósito, la proporción de matriz, la redondez y la mala selección en el tamaño de los clastos permiten interpretar

estos sedimentos como flujos de detritos de carácter pseudoplástico, viscoso y de baja resistencia (Miall, 1996); los cuales son depositados por un flujo turbulento (presente principalmente en el interior), pasando frecuentemente a un flujo laminar. Ya que estos flujos poseen un alto contenido de sedimentos gruesos, ocasiona que los clastos se encuentren en contacto entre sí, formando el empaquetamiento clastosoportado generalmente masivo (Figura 16). Esta litofacies es formada en condiciones similares a la facies Gmm, diferenciándose principalmente en la proporción de materiales gruesos y en un menor transporte. La gradación inversa difusa indica que operaron presiones dispersivas modificando la densidad de los granos en el flujo (Lowe, 1976 en Reading 1996).

En el caso de los conglomerados con material intraformacional, son considerados como depósitos que se forman cuando una corriente socava la orilla, erosionando y retrabajando los sedimentos comúnmente localizados en la llanura de inundación (que en este caso no sería muy extensa).

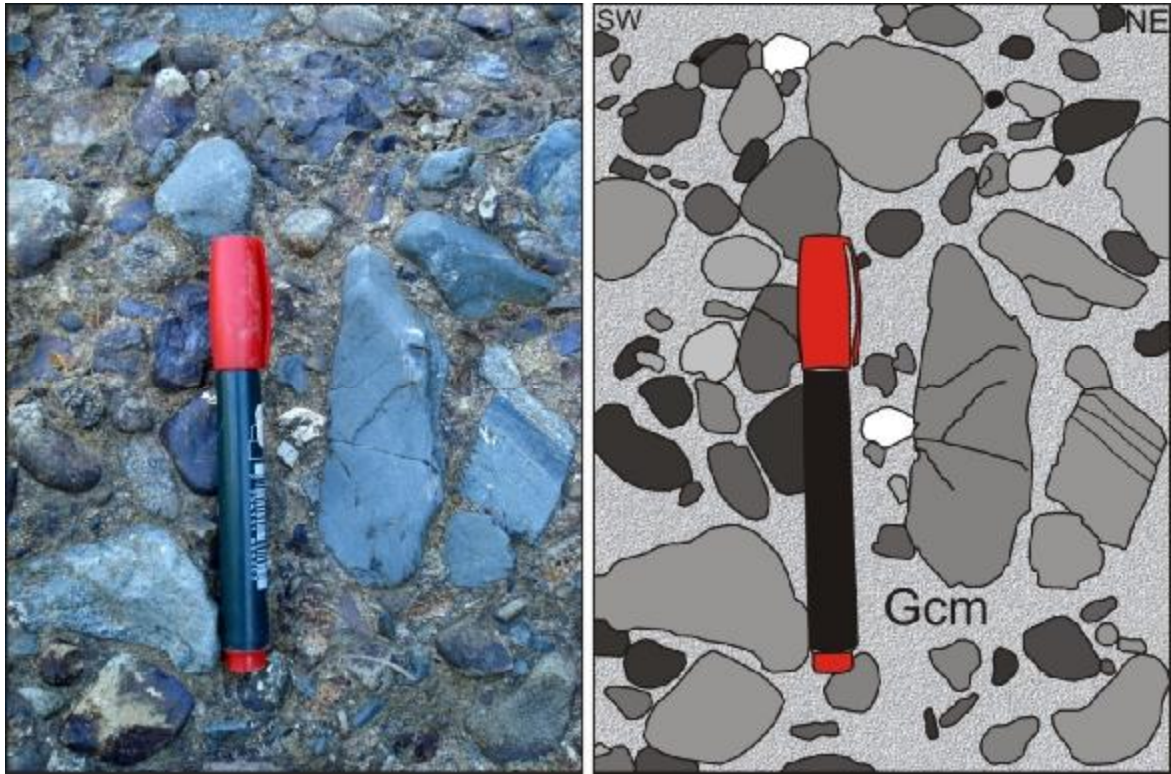


Figura 18. Vía Buga – La Habana sector Puente Negro, afloramiento ubicado en la poligonal entre d6 y d7. Clastos de conglomerado clastosoportado polimictico, se observa en color gris claro clastos de basaltos, en color gris oscuro clastos de gabros y microgabros y en blanco guijos de cuarzo, los clastos en general son de baja esfericidad, subangulares a subredondeados y se encuentran en una matriz tamaño arena fina a media

6.1.1.3 Litofacies Gh: Conglomerado con Imbricación o Estratificación

Paralela

Corresponde a Conglomerados clastosoportados polimícticos de espesores centimétricos a métricos, con clastos subangulares y subredondeados de baja esfericidad, de tamaño guijarros principalmente, los cuales muestran imbricación (Figura 19) y lineamiento horizontal (difuso). La matriz es principalmente de arenas finas, en una proporción menor con respecto a los clastos, siendo más abundante que en las facies Gcm.

Tanto la fábrica clastosoportada, la imbricación, la matriz arenosa y el redondeamiento de algunos de los clastos pueden atribuirse a flujos igualmente

turbulentos, no cohesivos, pero más diluidos y selectivos, con una concentración de sedimentos moderada en comparación a la facies anterior. Los clastos fueron depositados por corrientes de tracción, los cuales se imbricaron por encontrarse suspendidos durante el flujo; a medida que aumenta el contenido de agua, aumenta la imbricación. El lineamiento horizontal de los clastos es atribuido a una disposición paralela al sustrato.

La estratificación horizontal y clastos imbricados sugieren también depositación cerca a superficies horizontales, topes de barras trenzadas o como depósitos de rezago “lag” de fondo de canal (Nemec & Postma, 1993 en Reading, 1996).



Figura 19. Vía Buga – La Habana sector Villa del Río, afloramiento ubicado en la poligonal entre d97 y d98, punto GPS G026; detalle de imbricación (Gh) de clastos de rocas graníticas y basaltos en conglomerado clastosoportado polimíctico

6.1.1.4 Litofacies Gp: Conglomerado con Estratificación Inclinada Planar

Se trata de niveles conglomeráticos de orden centimétrico contenidos en una matriz de arena fina; con clastos de tamaño guijarros (entre 6 y 10cm), subredondeados de baja esfericidad, los cuales presentan estratificación inclinada planar. (Figura 20).

Esta litofacies es originada por flujos de alta energía (turbulentos), los cuales transportan y acumulan sedimentos de carga gruesos, manteniendo la arena y los materiales finos en suspensión. También se encuentra asociada al desarrollo de barras transversales, las cuales se forman en condiciones de baja velocidad de transporte de gravas, siendo la acreción vertical el proceso de acumulación más significativo, el cuál desarrolla la estratificación cruzada.

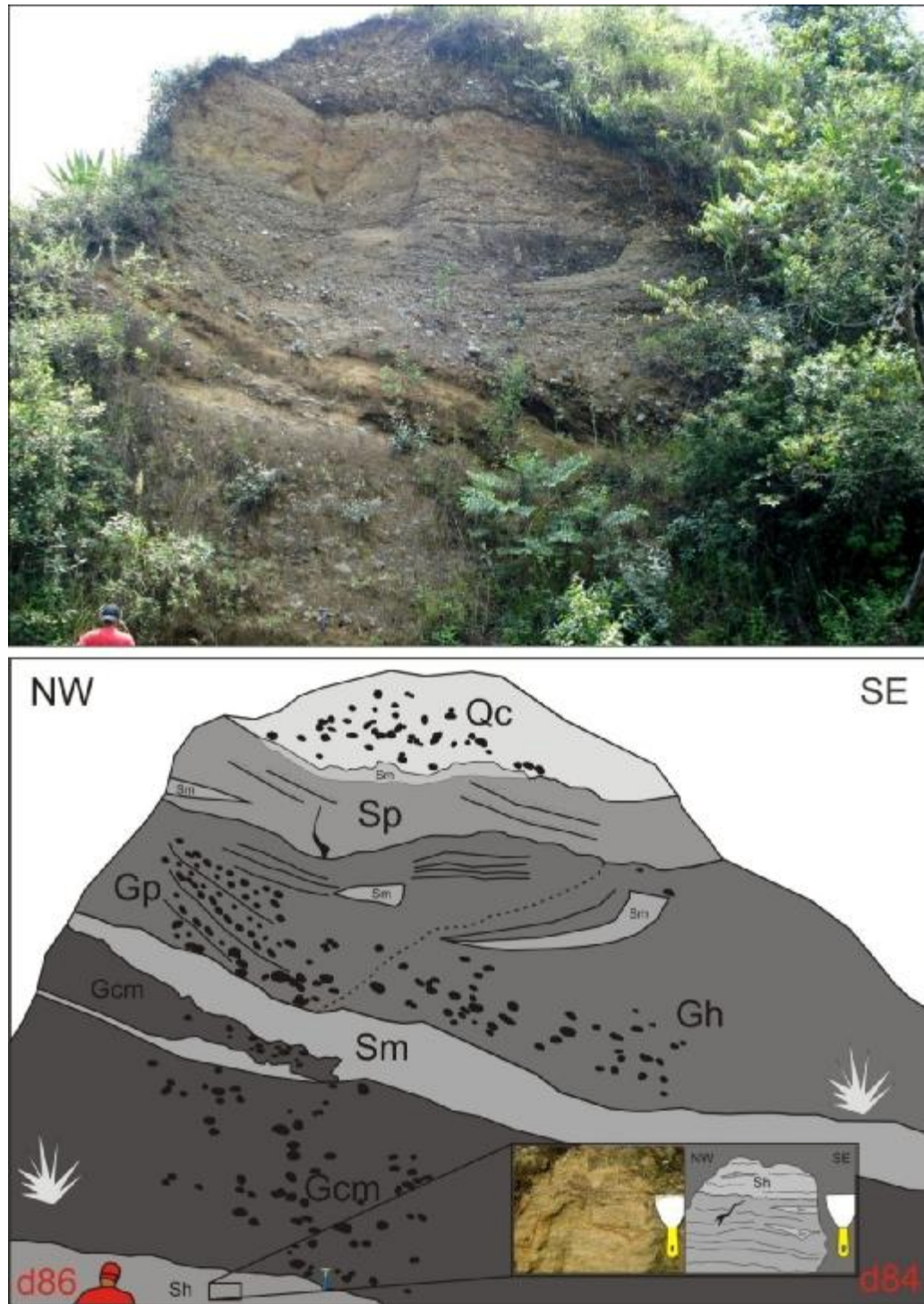


Figura 20. Vía Buga – La Habana, Vereda La Granjita sector Finca River Side. Intercalación de facies Gcm, Gh, Gp, Sm, Sh y Sp. Hacia la base, se encuentra una arenita de tamaño de grano muy fino con restos de plantas como tallos y hojas; en la parte superior se observa un sedimento cuaternario (Qc). El zoom muestra laminación plana paralela en arenita de grano medio con lentes de arena gruesa.

6.1.1.5 Litofacies Gci: Gradación Inversa de Arenitas a Conglomerados Finos

Se trata de gravas gruesas que presentan gradaciones dentro de un mismo paquete; gradando desde areniscas medias hasta areniscas conglomeráticas e incluso conglomerados finos. Se asume el código de Miall por involucrar gravas de tamaño granúlos hasta guijos, pero su interpretación no está hecha en el sentido estricto de este código.

Interpretación: esta litofacies puede haberse desarrollado de dos maneras: como un Flujo de detritos (viscoso, rico en clastos, de alta resistencia); o como un flujo débil con una carga de fondo transportada por un flujo laminar o turbulento (Miall 1996).

En otro de los casos, cuando se presenta una alta concentración de sedimentos se tiene un flujo hiperconcentrado, generando una presión dispersante, por lo que los clastos chocan generando una gradación inversa (Schultz , 1984, en Reading, 1996).

6.1.2 Litofacies Arenosas

Corresponden a las litofacies Sgm, Sm, Sh, Sp, Svf

6.1.2.1 Litofacies Sgm: Arenita Conglomerática

Este código es uno de los no descritos por Miall, pero que se adopta en este trabajo para denominar los sedimentos de tamaño arena que contienen clastos de tamaño gravas gruesas; ya que las características observadas en campo no permiten incluirla entre una litofacies de gravas en sentido estricto (debido a que no puede definirse una clara relación clastos-matriz) o en una litofacies arenosa (debido a la presencia de cantos dentro de las arenas, con una estructura predominantemente masiva).

Se trata de capas de geometría tabular con espesores de orden centimétrico de areniscas conglomeráticas clastosoportadas, moderadamente a mal seleccionadas, que contienen clastos de tamaño gránulos hasta guijos (Tamaño Máx. 4 cm.) generalmente son masivas y solo algunas presentan una difusa laminación horizontal definida por zonas con acumulación de los granos gruesos, los cuales son subangulares a subredondeados, de alta esfericidad. El tamaño de la matriz es generalmente de arena fina (Figura 21).

Esta litofacies está asociada a un flujo hiperconcentrado, cuyas condiciones de formación son intermedias entre los flujos de escombros y los flujos de corrientes diluidos y turbulentos (Smith, 1986), los cuales sumados a la corta distancia de transporte impidieron una efectiva calibración textural (Collinson, 1991 en Reading, 1996). Las características antes mencionadas de estas litofacies indican depositación rápida por suspensión y por tracción, siendo la turbulencia y la interacción entre los granos los mecanismos responsables del soporte, transporte y depositación del material. Una variación de este código, se da en el caso de que las arenitas conglomeráticas presenten artesas, donde asumen el código Smgt.

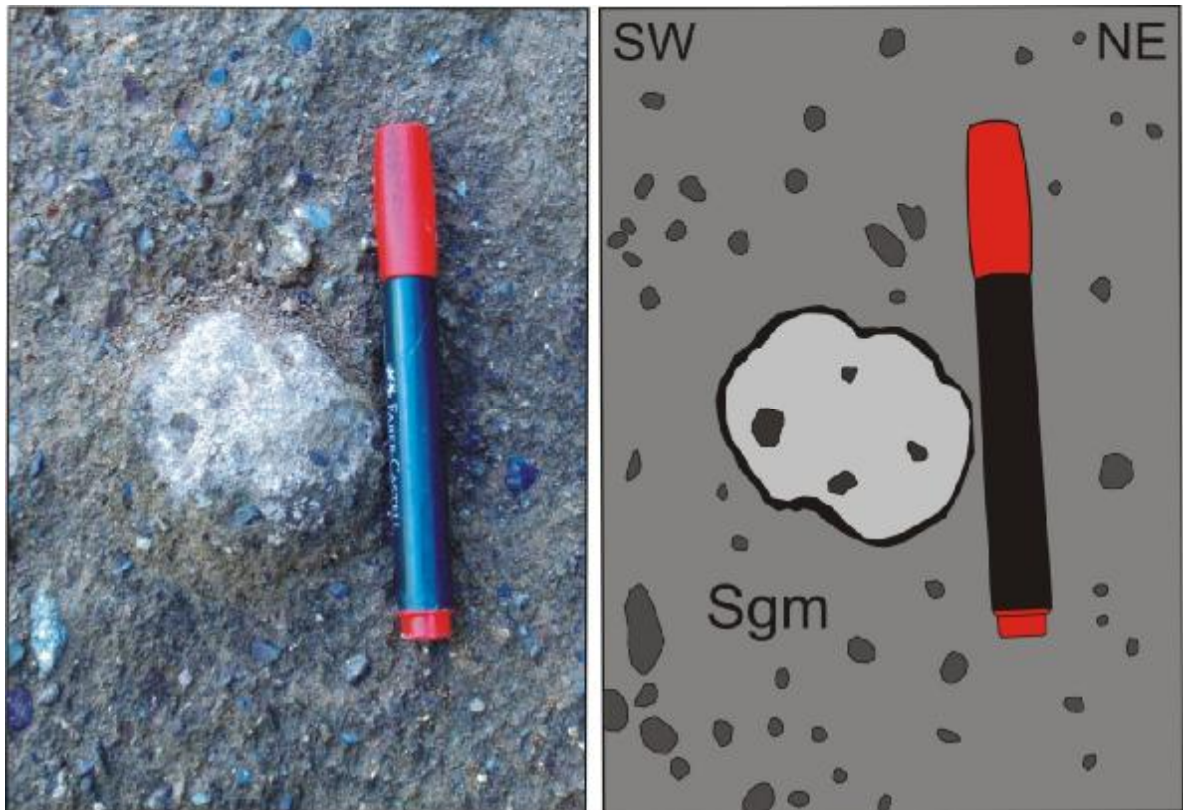


Figura 21. Vía Buga – La Habana, tramo Puente Negro, afloramiento ubicado en la poligonal entre d6 y d7. Arenita conglomerática con nódulo carbonatado.

6.1.2.2 Litofacies Sm: Arenita Maciza

Corresponden a estratos tabulares centimétricos, de tamaño de grano muy fino hasta arenas muy gruesas, con selección moderada; generalmente sin estructuras apreciables. (Figura 16)

Estas litofacies (caso de los tamaños más finos) contienen también restos de plantas bien preservados, tales como hojas (de formas diversas y con la nerviación bien conservada), tallos y semillas. Es común también encontrar estas areniscas como cuerpos lenticulares dentro de las mismas areniscas estratificadas o dentro de los conglomerados. (Figura 22).

Interpretación: Debido a la masividad de estos sedimentos, se interpretan como resultantes de un proceso de rápida depositación durante periodos de alta

descarga de agua y sedimentos. Durante el transporte, la flotabilidad pudo ser un mecanismo de soporte eficiente y la sedimentación se habría producido rápidamente, pudiéndose estimar para esta litofacies un origen en flujos hiperconcentrados (Smith 1986). Esta litofacies puede asociarse con etapas de flujo anormalmente alto, relacionado con eventos de inundación. Donde las areniscas tienen geometría tabular, se interpretan como ubicadas hacia la base de los cuerpos arenosos de un canal (Collinson , 1969 en Reading, 1996); en los que no se conservan estructuras debido a corrientes de flujo variable y rápido.

Para Miall (1996) la textura masiva de estas areniscas puede ser también producida por modificación post-deposicional, por ejemplo pérdida de agua o bioturbación.

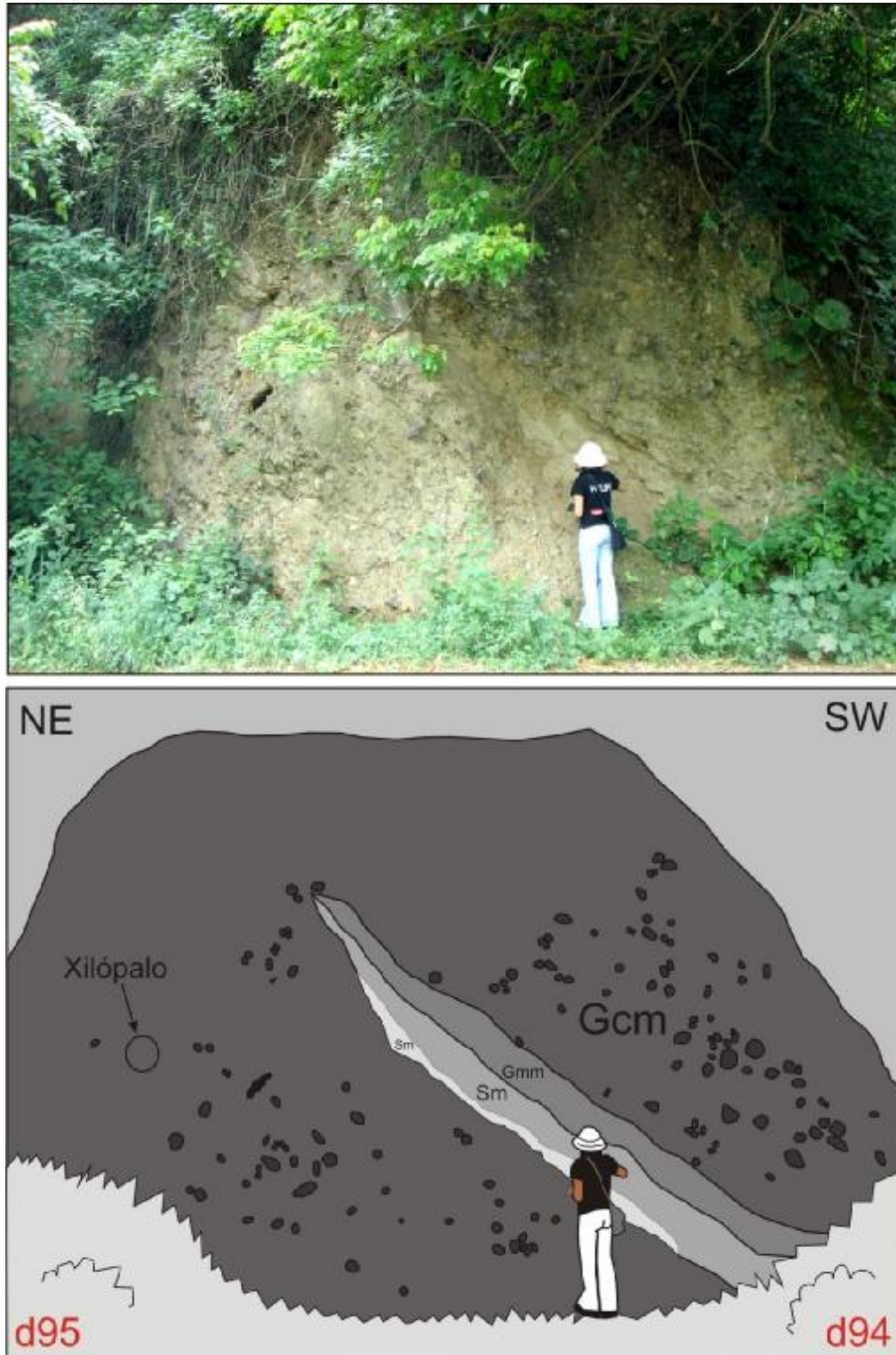


Figura 22. Vía Buga – La Habana, tramo Villa del Río. Se observa un conglomerado clastosoportado con lentes de: gránulos matrizsoportado, arenita de grano grueso y arenita de grano medio. Entre los clastos, se encuentran xilópalos.

6.1.2.3 Litofacies Sh: Arenita con Laminación Planoparalela

Están representadas por estratos de areniscas de geometría tabular y espesores centimétricos, con tamaños de grano fino a muy fino, de color pardo grisáceo-pardo rojizo, con micas lixiviadas apreciables en algunos estratos. Estas areniscas exhiben laminación planoparalela a veces difusa en los sedimentos más finogranulares. (Figura. 23)

Interpretación: Aunque esta litofacies puede encontrarse en cualquier nivel de un canal arenoso, tienden a ser más comunes hacia el techo. Donde las arenas son de grano medio a fino y libres de micas, las facies son interpretadas como una etapa de transporte paralelo al lecho en un régimen de flujo superior y una alta velocidad (Reading 1996); en donde las arenas aparecen con abundantes micas, sugieren unas condiciones de flujo más lentas. En síntesis, estas facies se desarrollaron por un flujo unidireccional bajo dos condiciones de energía diferentes, dentro de un régimen de flujo superior.

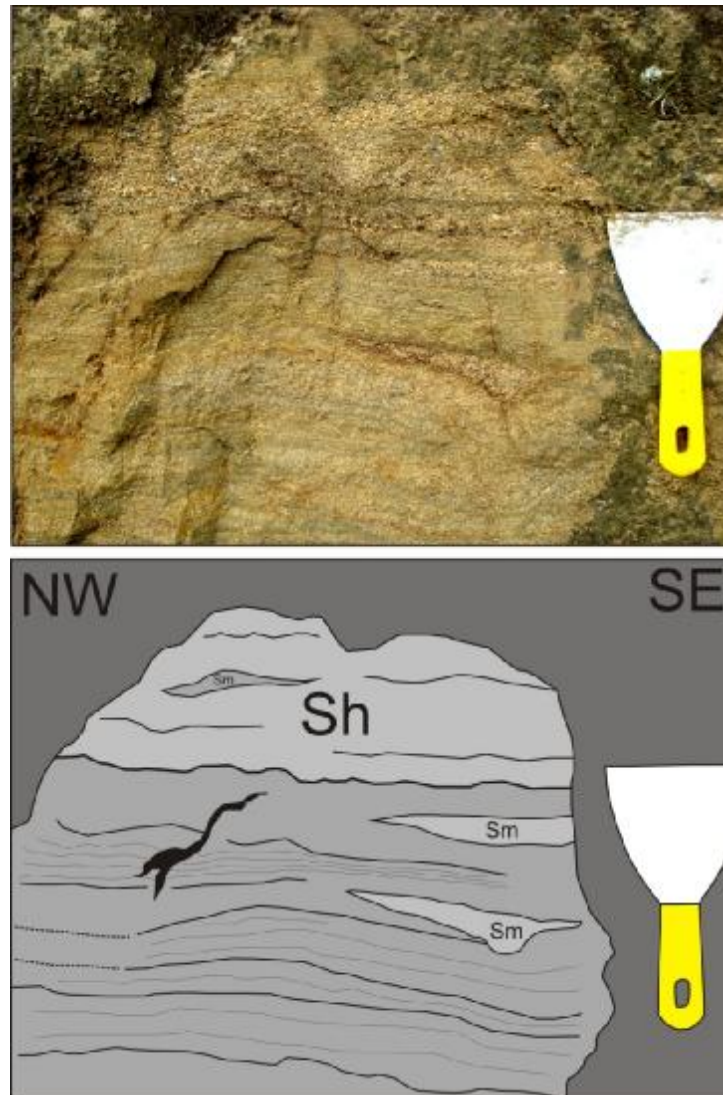


Figura 23. Vía Buga – La Habana, tramo Vereda La Granjita, (Finca River Side). Afloramiento ubicado en la poligonal entre d84 y d86, punto GPS G025. Laminación plana paralela en areniscas de grano medio.

6.1.2.4 Litofacies Sp: Arenita con Estratificación Inclinada Planar

Se trata de estratos irregulares centimétricos de areniscas de grano fino (ligeramente conglomeráticas), moderada a bien seleccionada y en contacto gradacional con la litofacies Gp; los cuales presentan estratificación inclinada planar. **(Fig.5)**

Interpretación: esta litofacies se forma a partir de la migración o avance de ripples rectilíneos, donde las arenas son transportadas a los flancos de las estructuras por

tracción y suspensión de manera intermitente, produciendo una laminación o estratificación planar (Miall, 1996). Estas estructuras están asociadas a un régimen de flujo inferior y un flujo unidireccional. En la sección estas estructuras están pobremente preservadas (no visible o erosionada), posiblemente por la continua migración del canal (característica común de este ambiente).

6.1.2.5 Litofacies Sv_f: Arenita Volcánica, Epiclástica o Toba

Esta litofacies se compone de areniscas tobáceas macizas o tobas de tamaño de grano arena, las cuales se presentan en estratos delgados de forma tabular, bien endurecidas y frecuentemente fracturadas o diaclasadas. El color característico es habano ó crema grisácea (Figura 24).

Interpretación: esta litofacies tuvo su origen en depósitos de flujo piroclástico, las cuales son corrientes altamente concentradas de partículas calientes y gases, producidas en erupciones volcánicas explosivas y que se desplazan con movimiento esencialmente laminar, (Fisher y Schmincke, 1984, en Cardona y Ortiz, 1994).

La depositación de estos materiales involucra básicamente dos procesos: procesos volcánicos, (el cuál aporta el material hialino) y los procesos sedimentarios, que esencialmente involucran transporte laminar, adición de otras partículas y retrabajamiento de las mismas hasta su depositación.

La depositación de estas partículas generalmente está controlada topográficamente, pudiendo viajar a grandes distancias del área fuente (Fisher & Schminke, 1984).

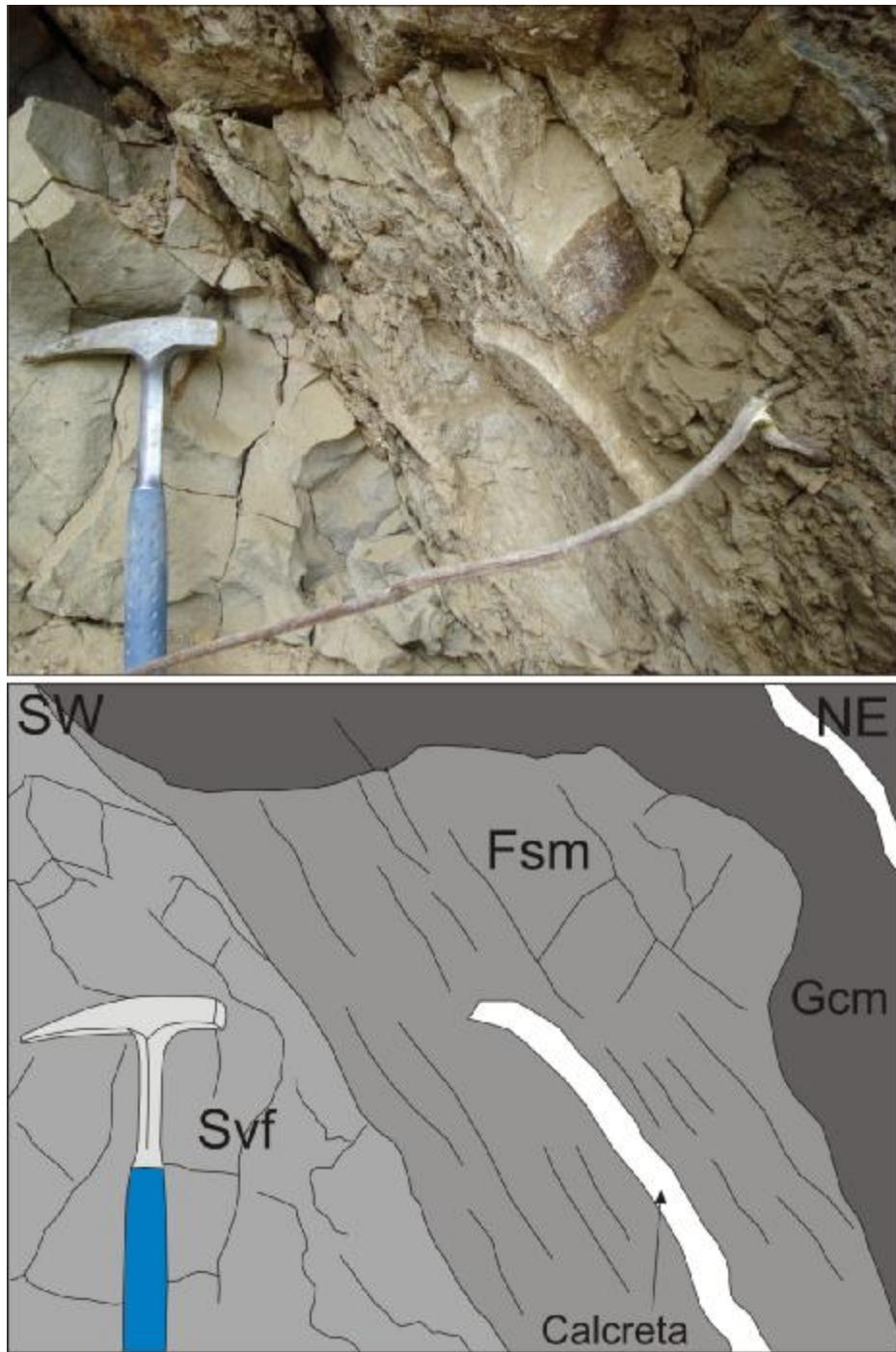


Figura 24. Vía Buga – La Habana tramo Puente Negro, (entre d3 y d3a). Intercalación de arenitas (Sm), lodolitas (Fsm) y arenitas volcánicas(Svf) de geometría tabular. (Plano de estratificación N30°E/50°SE) en contacto neto erosivo con conglomerados; en color blanco se observan nódulos carbonatados (calcretas).

6.1.3 Litofacies Lutíticas

Corresponden a las litofacies Fsm, Fl y Flr.

6.1.3.1 Litofacies Fsm: Lodolita Maciza

Se trata de estratos centimétricos (menos frecuente métricos) de arcillolitas y limolitas macizas generalmente tabulares, moderadamente endurecidas y fracturadas; de color pardo o verde (con tonalidades rojizas u ocre). Presentan bases netas planares cuando se integran con las litofacies Sm, Sh o Sv_f, en el caso en que se encuentran suprayacidas por conglomerados o areniscas conglomeráticas, el contacto es irregular o erosivo (Figura 16).

Contienen restos de plantas (hojas y tallos) algunos bien preservados y otros no muy bien conservados debido a la fracturación y humedad de la roca; (Figura 25).

Interpretación: esta litofacies puede haberse formado por varios procesos;

- Como el resultado de una rápida depositación por inundación; (pueden contener abundantes restos de plantas, envueltos por el sedimento en su posición de crecimiento) siendo “enterradas” en las llanuras durante las inundaciones; (Reading 1996), este proceso aplica en el caso de las arcillolitas y limolitas que contienen restos de plantas.
- De manera sub aérea; acumulados como cenizas volcánicas depositadas por la erupción volcánica; proceso que aplica en el caso de los sedimentos lodosos que contienen cuarzo hialino y anfíboles observables en muestra de mano. Mientras muchos sedimentos finogranulares son depositados en ambientes de “*overbank*”, estos pueden también darse dentro de canales, en la parte terminal-distal de los abanicos. (Reading, 1996).

Su aparente homogenización puede atribuirse a la bioturbación.

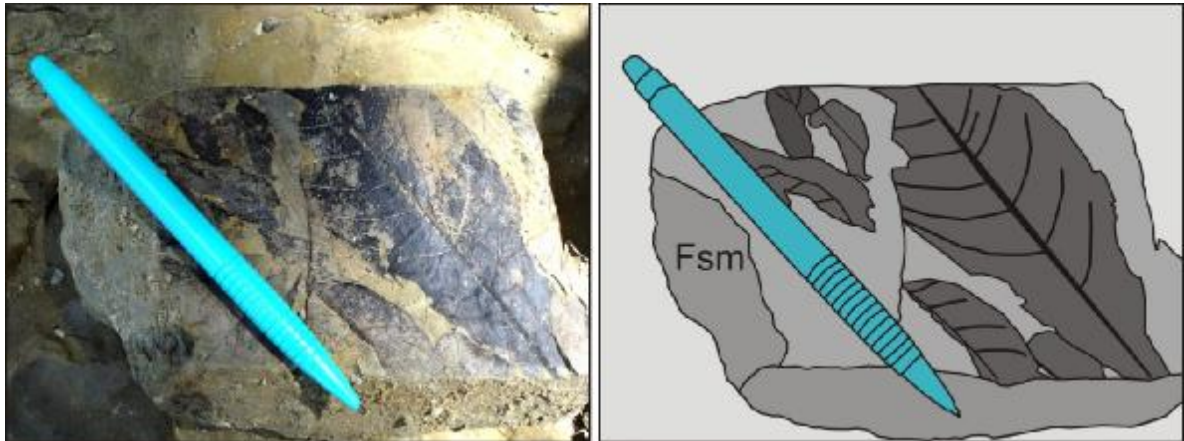


Figura 25. Arcillolitas de color pardo verdoso con abundantes restos de plantas (tallos, hojas y semillas). Los restos de plantas se encuentran dispuestos en forma paralela a la estratificación; en la figura se puede apreciar la nerviación de la hoja (Plano de estratificación N36°E/45°NW). Afloramiento ubicado sobre el río Guadalajara, punto GPS, GRI0.

6.1.3.2 Litofacies FI: Intercalación de Arenitas y Lodolitas Laminadas

Se trata de paquetes tabulares centimétricos de areniscas muy finas intercaladas con limos, generalmente de estructura masiva o finamente laminadas y en algunas ocasiones con restos de plantas; en detalle puede observarse una organización de manera granocreciente para esta litofacies (Figura 16).

Interpretación: esta litofacies sugiere condiciones de bajo régimen de flujo. Los sedimentos que la constituyen, se forman frecuentemente en la llanura de inundación, y representan depositación por suspensión o por corrientes de tracción débil (Miall, 1996); también son interpretados como producto de inundaciones laminares, pudiendo estar asociadas a canales abandonados.

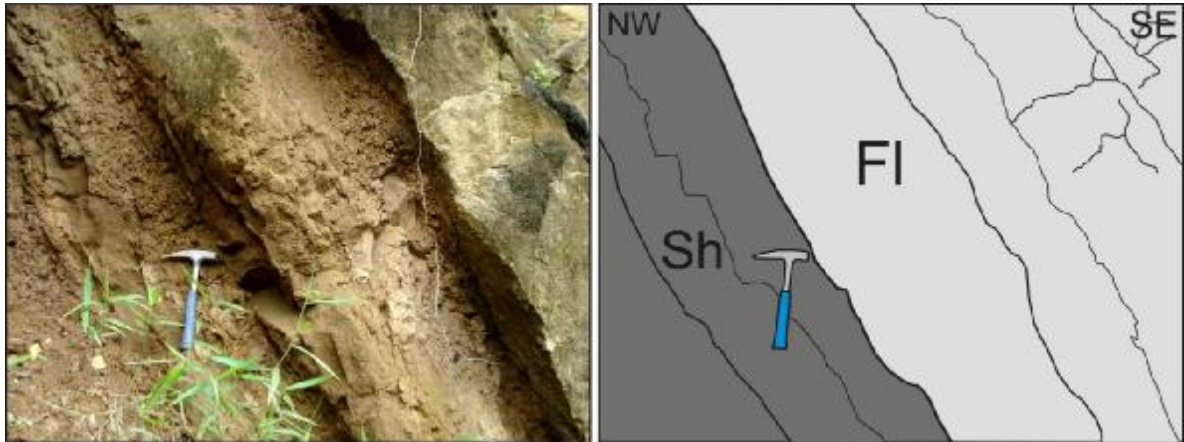


Figura 26. Vía Buga – La Habana, tramo La Guinea, (entre d33 y d34); punto GPS, G010. Intercalación de estratos de facies finas Sm y Fl. La geometría de los estratos es tabular.

6.1.3.3 Litofacies Flr: Lodolita Laminada con Raíces

Se compone de delgadas capas de arcillolitas limosas de color pardo y verde oliva, laminadas, con presencia de raíces que la convierten en un suelo bioturbado. Se encuentran en contacto erosivo cuando infrayacen el conglomerado y bases netas irregulares cuando suprayacen las areniscas (Figura 27).

Interpretación: Estas facies son comunes en llanuras de inundación vegetadas, representan el desarrollo de suelos en un clima húmedo (Miall, 1996), o bajo condiciones de humedad en los sedimentos que se forman. En la sección estas arcillolitas conservan la laminación planoparalela y la laminación inclinada de bajo ángulo, lo cual indica depositación en fondos tranquilos; la presencia y conservación de materia orgánica indicaría la ausencia de oxígeno o condiciones reductoras en dichos fondos.



Figura 27. Vía Buga – La Habana, tramo La Guinea, (entre d41 y d42). Lodolitas de color verde oliva, con laminación plana paralela (Flr) y bioturbación (raíces).

6.1.4 Litofacies no généticas (P): paleosuelos carbonatados

Corresponden a nódulos calcáreos o costras carbonatadas entre 4 y 6 centímetros de espesor de color pardo claro-pardo grisáceo (ver Figura 24), que se encuentran frecuentemente paralelos a el plano de estratificación, en los contactos inmediatos entre conglomerados y sedimentos más finos (arenitas finas o lodolitas), o como nódulos y costras dentro de los estratos.

Interpretación: una variedad muy amplia de estructuras y texturas puede desarrollarse en planicies de inundación que son expuestas a los agentes de intemperismo por largos periodos de tiempo. La infiltración pluvial lixivia los iones que pueden ser disueltos hacia abajo, donde la evaporación y la ascensión capilar del agua subterránea durante los periodos áridos concentra los mismos cerca a la superficie. El resultado es el desarrollo gradual de cementante de carbonato dentro de nódulos, y estos a su vez, dentro de un sustrato carbonatado más o menos continuo, comúnmente con un patrón de fracturamiento (Miall, 1996). Estos paleosuelos carbonatados se desarrollan principalmente en climas semiáridos (comparables con los suelos de calcretas o caliches actuales), y sirven como capas guías para delimitar, en este caso, el fin de la depositación de un lóbulo del



abanico, un posterior tiempo de exposición, menor aporte clástico y el comienzo de una nueva sedimentación de otro lóbulo del abanico.

7. ASOCIACIÓN FACIAL

Teniendo en cuenta las diferentes características litofaciales de los sedimentos encontrados en la sección, su frecuente asociación y la similitud de los procesos que las originaron, se plantea una “Asociación de Facies” representativa que constituye la base para el análisis del ambiente de depositación de la Formación La Paila.

Las columnas estratigráficas fueron divididas y descritas por segmentos que contienen las diferentes asociaciones faciales, a las cuales les fue asignado un código que comprende el conjunto de litofacies características y una interpretación general del ambiente(s) de depósito.

7.1 Asociación de Facies BG-1 Abanico aluvial proximal

(relacionado al modelo de facies de ríos trenzados de gravas con flujos gravitacionales, Miall 1996): constituido por paquetes métricos de conglomerados clastosoportados masivos (Gcm), matriz-soportados con incipientes gradación inversa (Gmm), conglomerados imbricados (Gh), e interestratificaciones de arenitas masivas (Sm), con esporádicos estratos de arenitas tobáceas (Svf) e intercalaciones de arenitas y lodolitas laminadas (Fl).

INTERPRETACIÓN: Esta asociación representa depósitos de ríos trenzados dominado por gravas, interceptados por flujos gravitacionales y depósitos volcanoclásticos (ejemplos de esta asociación pueden observarse en el segmento E, entre d89-d91; y en casi todo el segmento F (Anexo 3.3).

Son depositados por sistemas fluviales distributarios que forman depósitos en cono de abanicos aluviales. En los canales y barras de corrientes trenzadas, las gravas son el material más abundante, las cuales fueron depositadas en periodos de alta descarga de sedimentos (flujos turbulentos). En este tipo de corrientes, las

llanuras de inundación no se encuentran bien desarrolladas, debido a la rápida migración lateral de canales y barras, dando lugar a la formación de lentes delgadas y cuñas de gravas y arenas con bases erosivas (Miall, 1996). A medida que disminuye el flujo, se depositan materiales más finos. Las litofacies conglomeráticas masivas y carentes de estructuras (flujos viscosos con alta concentración de sedimentos), se asocian a flujos gravitacionales, los cuales son abundantes en la mayoría de los afloramientos de la sección, haciendo que se intercalen con todas las asociaciones faciales presentes, producto posiblemente de desbordamiento en áreas de interfluvios. (Cardona y Ortiz, 1994).

De acuerdo a las características descritas anteriormente para esta asociación, podría clasificarse dentro del estilo fluvial propuesto por Miall, 1985 como “Ríos tipo Scott, donde los sedimentos importantes son gravas que se presentan como depósitos de barras. Interestratificados con las gravas se tienen estratos lenticulares de arena que representan la depositación en canales abandonados o en los límites de las barras (ver Figura 28).

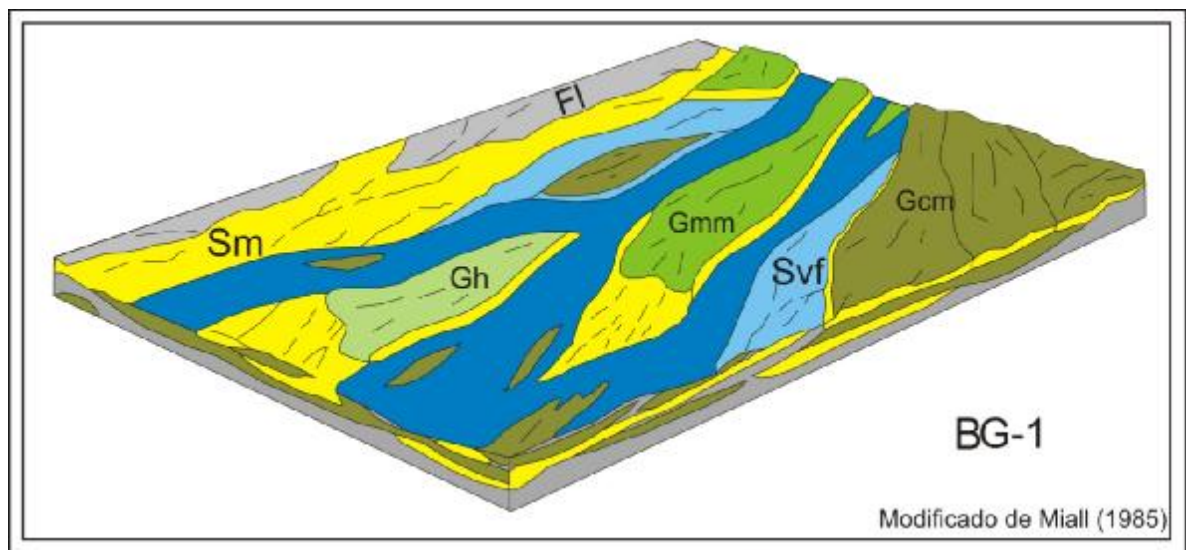


Figura 28. Modelo de asociación de Facies BG-1. Ríos trenzados de gravas con flujos gravitacionales.

7.2 Asociación de Facies BG-2. Lagos ó llanuras de inundación

Consiste de estratos tabulares de arenitas masivas con restos de plantas (Sm), intercaladas con estratos muy gruesos de arenitas con laminación planoparalela (Sh), capas gruesas de lodolita con algunos restos de plantas (Fsm) y arenitas tobáceas (Svf) como facies dominantes. Las intercalaciones de arenitas y lodolitas laminadas (FI) y capas de arenitas conglomeráticas (Sgm) representan las facies subordinadas.

INTERPRETACIÓN: los sedimentos finos pertenecientes a la facies (FI) se forman por flujos laminares como producto de inundaciones, asociadas en este caso a depositación en la llanura de inundación; las arenitas con laminación planoparalela (Sh), arenitas macizas (Sm) y lodolitas con abundantes restos de plantas moderadamente conservados, indican una sedimentación por procesos de acreción vertical, donde las partículas fueron transportadas de manera rápida (evento súbito), llevando restos de plantas envueltas en el sedimento durante las inundaciones. Esta asociación puede representar dos tipos de ambientes, dependiendo de la relación que tengan con otras litofacies (principalmente de grano grueso) o con otras asociaciones litofaciales; en el caso de encontrarse con los sedimentos de la asociación facial BG-3 (corrientes trenzadas), en donde presentan poca potencia (segmento A, entre d3-d3b; Anexo 3.1), indica que los sedimentos se depositaron en lagos de poca extensión (ya que este tipo de corrientes, no desarrolla llanuras de inundación extensas); sin embargo en algunos casos estos depósitos podrían indicar el paso de una sedimentación lacustre a una de llanura de inundación, donde serían interpretados como depósitos de desbordamiento de canal.

En el caso de estar relacionados a la asociación BG-1 (segmento F, entre d 108-d110, Anexo 3.3), se interpreta como lagos formados en medio de dos lóbulos del abanico que se encuentran avanzando, los cuales sirven de barrera topográfica,

dejando un espacio restringido propicio para la formación de lagos temporales, con episodios de baja tasa de sedimentación (ver Figura 30). En este caso, las lodolitas son de espesor considerable, y puede atribuirse un tiempo de estabilidad en las condiciones de depositación, que favoreció el desarrollo de paleosuelos, ya que las oscilaciones del nivel freático (principalmente descenso) dan lugar a la evaporación en las zonas parcialmente encharcadas favoreciendo la génesis de carbonatos (Luzón y Gonzales, 2003). Estos paleosuelos carbonatados que se presentan a manera de nódulos o encostramiento (generalmente entre 4-6 cm de espesor) son de gran importancia, ya que indicarían un cambio en las condiciones climáticas durante su proceso de formación; cabe destacar que lo más frecuente es encontrar estos nódulos en los contactos entre los sedimentos lutíticos y los conglomerados (contacto erosivo), lo que sugiere el posterior avance de un lóbulo del abanico que cubrió los depósitos formados en el lago; indicando la transición entre la depositación entre un lóbulo y otro (Villamarín et al, 1999). Los sedimentos volcanoclásticos se conservan preferencialmente en zonas alejadas de la influencia de corrientes, cuando hay inundaciones estos sedimentos son “barridos” de las llanuras y se intercalan con las demás facies (Cardona y Ortiz, 1994); su presencia en los diferentes afloramientos de la sección muestran la influencia del volcanismo presente en la zona durante de la depositación de la unidad.

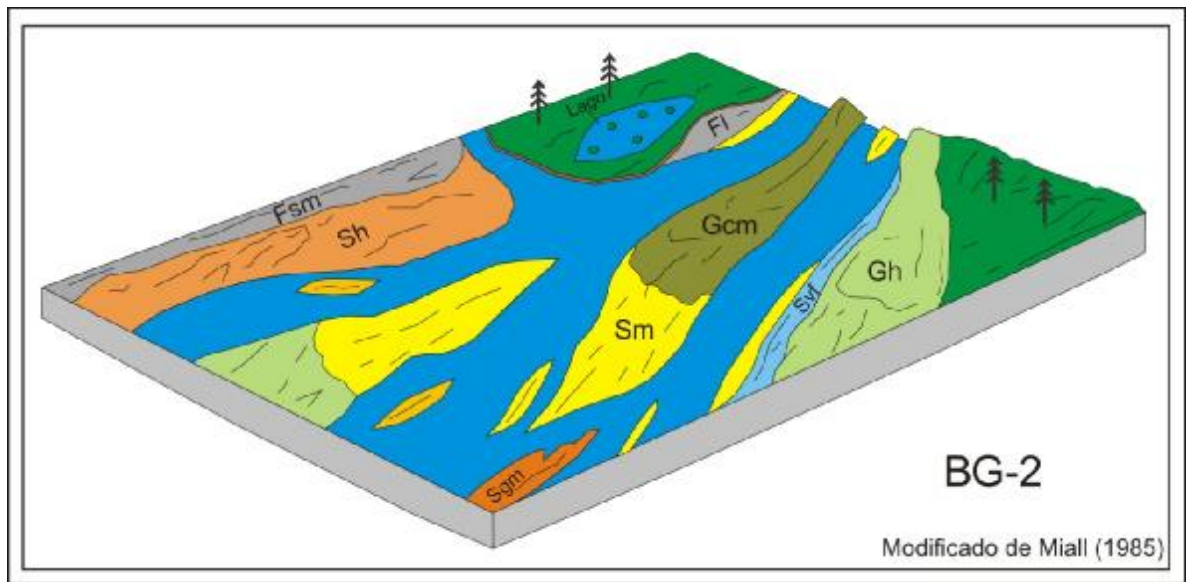


Figura 29. Modelo de asociación de Facies BG-2. Lagos o llanuras de inundación.

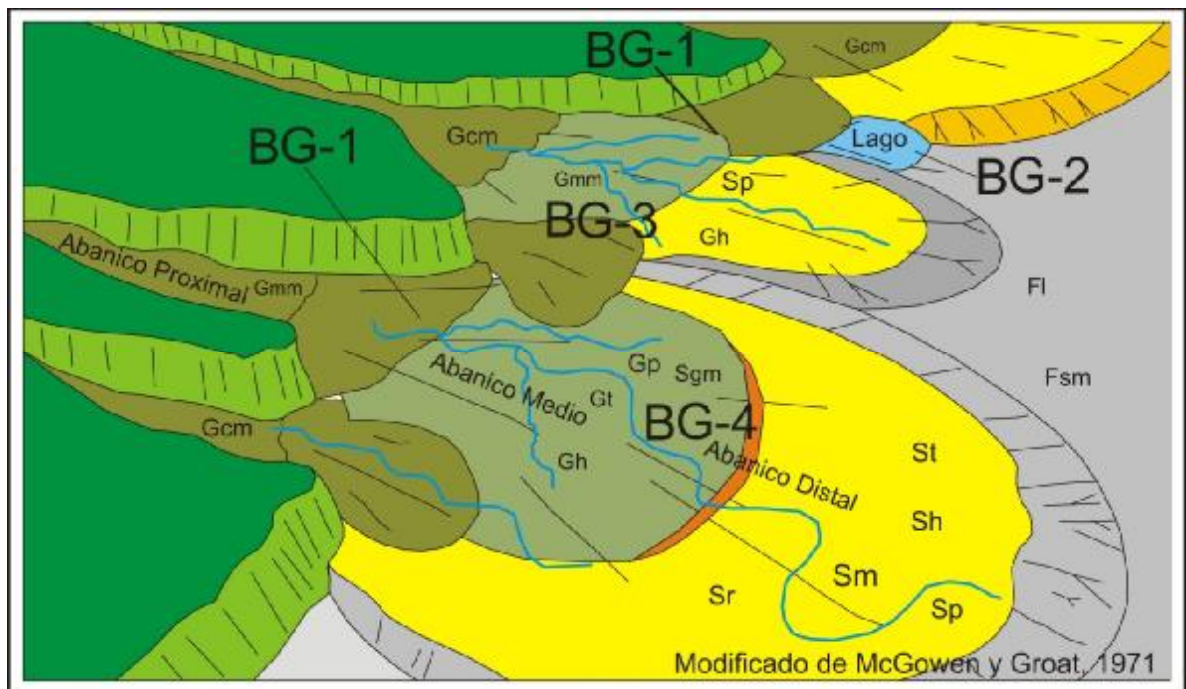


Figura 30. Modelo de depositación idealizado para un abanico aluvial. Nótese la relación entre las asociaciones BG-1 y BG-2.

7.3 Asociación de Facies BG-3. Rios trenzados proximales al ápice del abanico.

(modelo de facies de río trenzado poco profundo con predominio de gravas, Miall 1996): se caracteriza por una sucesión de estratos muy gruesos de conglomerados clastosoportados masivos moderadamente seleccionados (Gcm), conglomerados con imbricación y lineamiento de clastos (Gh), areniscas conglomeráticas con estratificación en artesa (Sgmt) y lentes de arenita maciza (Sgm), intercalados con estratos gruesos y muy gruesos de arenitas masivas que contienen restos de plantas y concreciones carbonatadas (Sm), capas de espesor medio de arenitas tobáceas y tobas (Svf), lodolitas arcillosas (Fsm) y paquetes de arenitas con gradación inversa hasta sedimentos de tamaño gravas gruesas (Gci).

INTERPRETACIÓN: En los ríos proximales de estratos de grava los flujos de sedimentos de gravedad son raros o ausentes y consiste de canales cambiantes (migran constantemente) de baja sinuosidad en los cuales una gran variedad de formas de fondo es depositado; esta asociación es interpretada como acumulada por corrientes de alta energía que sufre frecuentes cambios en las tasas de transporte y velocidad a través del tiempo, como consecuencia las gravas tienden a ser transportadas en fase, siendo depositadas como barras al disminuir la energía, con una dirección paralela al eje principal de la corriente. Los elementos GB (barras de grava) son predominantes y consisten de cuerpos tabulares con numerosas superficies de erosión internas y variados ensamblajes de gravas depositadas por corrientes de tracción (facies Gh, Gp). Los canales pueden ser abandonados en etapas inferiores, en las cuales, lentes delgados y cuñas de arena pueden ser depositados (elementos SB) (Miall, 1996); la presencia de arenitas conglomeráticas, cuyos sedimentos viajaban por tracción y suspensión, y las arenitas de estructura maciza, son atribuidas a un evento de rápida depositación; lo cual puede interpretarse como rellenos de fondo de canal o el tope de las barras. Asociaciones de esta clase, se encuentran distribuidas en casi

todos los segmentos de la sección (un ejemplo representativo es el observado en el segmento D, entre d71e –d78; Anexo 3.2).

La asociación facial es interpretada como el producto de acumulación de barras longitudinales en corrientes trenzadas de gravas, poco profundas; características que lo ubican dentro de la parte media de un abanico.

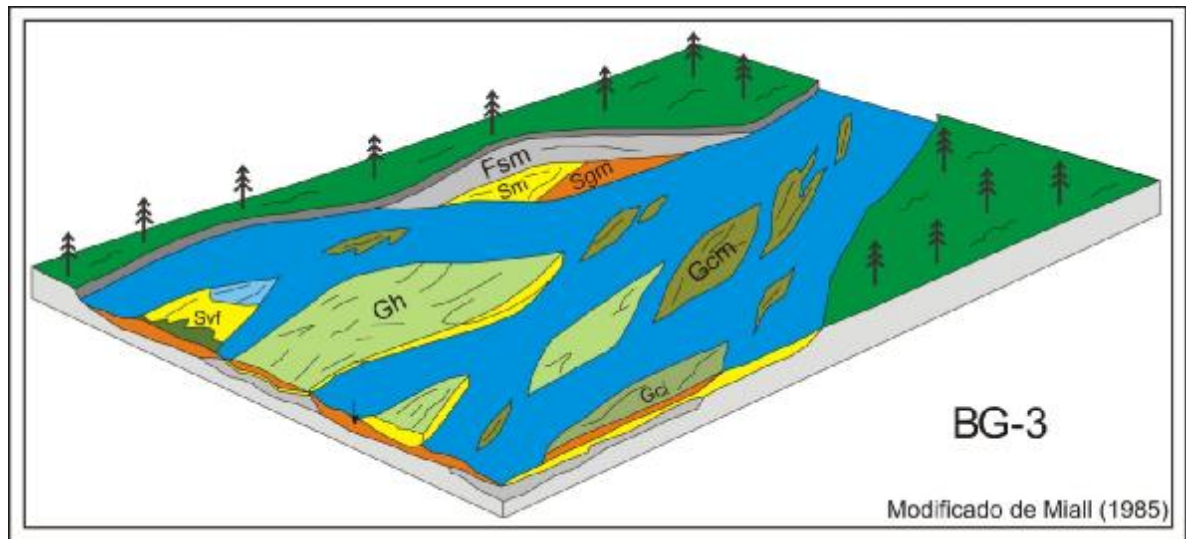


Figura 31. Modelo de asociación de Facies -3. Rios trenzados proximales al ápice del abanico.

7.4 Asociación de Facies BG-4. Rios trenzados proximales (b):

se compone de estratos de conglomerados con estratificación inclinada planar (Gp), arenitas con estratificación inclinada (Sp), conglomerados con imbricación (Gh) y arenitas con laminación plano paralela (Sh).

INTERPRETACIÓN: esta asociación realmente corresponde a una variación de la asociación BG-3 (variación dentro de las sucesiones proximales), separada por diferencias en estructuras y contenido de sedimentos arenosos. Se interpreta como una sucesión depositada por corrientes de alta energía, fluctuante en el tiempo, que permite la depositación de materiales más finos (segmento E entre

d85-d88, Anexo 3.3). Las litofacies Gp y Sp son formadas al migrar las barras de grava sobre el fondo del canal (migración de dunas bidimensionales con cresta rectilínea) las cuales se forman en sentido transversal al flujo principal de la corriente; la litofacies (Sh) es interpretada como depositada bajo un régimen de flujo superior cuando en periodos de alta descarga de sedimentos precedían la migración de las barras (Cardona y Ortiz, 1994). Esta asociación se encuentra intercalada con el grupo litofacial BG-2, en la cuál, los sedimentos finogranulares presentan palinomorfos de ambiente lacustre (*Botryococcus* y *Pediastrum*) y restos de plantas que sugieren vegetación desarrollada en riberas de lagos de mediana extensión (ver capítulo de Bioestratigrafía); los sedimentos finos también pudieron originarse en la llanura de inundación, durante periodos de desbordamiento.

La asociación BG-4 es interpretada entonces como el producto de acumulación de barras transversales en corrientes trenzadas de baja sinuosidad, con menor proporción de gravas, ubicándose en la parte media-distal del abanico.

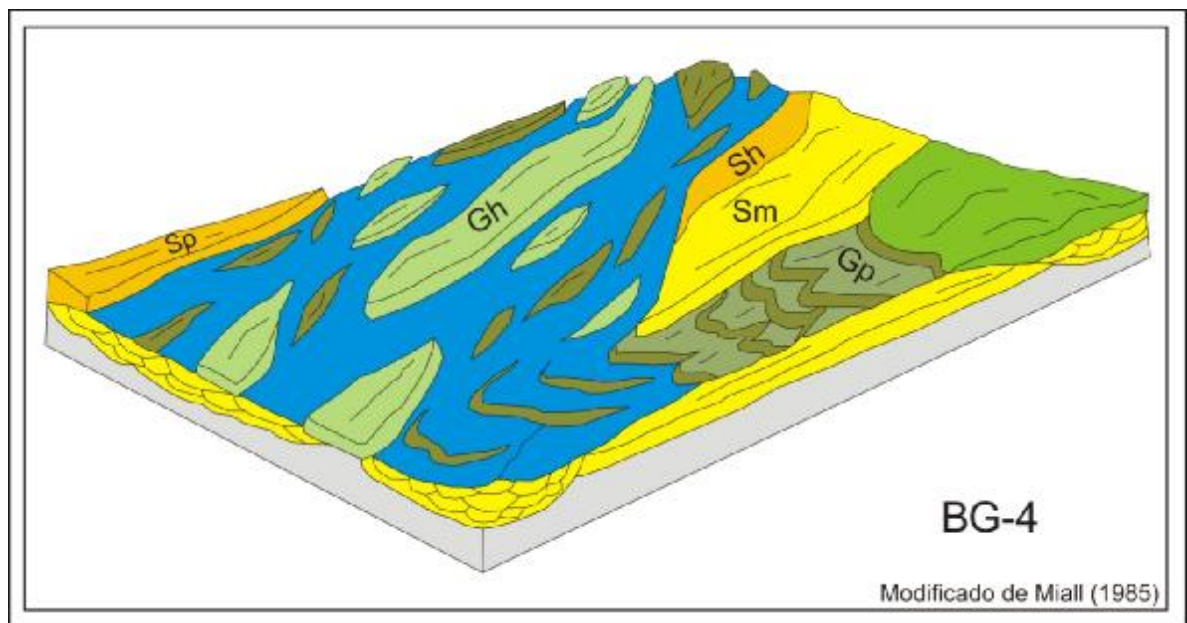


Figura 32. Modelo de asociación de Facies BG-4. Ríos trenzados proximales (b).

8. INTERPRETACIÓN PALEOAMBIENTAL

De acuerdo a las asociaciones faciales presentes en la sección, y basados en el modelo de depositación de La Formación Pereira (Cardona y Ortiz, 1994) y La Formación Zarzal (Suter, 2005), se sugieren básicamente 3 ambientes de depositación:

- Canales trenzados: el cual incluye depósitos de canal, barras (transversales y longitudinales), depósitos de desbordamiento y canales abandonados.
- Lagos someros y restringidos: interpretado a partir de la asociación BG-2, siendo la existencia de lagos o charcas restringidas mucho más probable que la de llanuras de inundación en un sentido estricto, puesto que en corrientes trenzadas de grano grueso las llanuras no tienen un buen desarrollo. (Cardona y Ortiz, 1994). Por otra parte la formación de lagos con depósitos finos de mayor potencia puede interpretarse como el avance de los lóbulos que se comportaban como barreras topográficas y facilitaban la formación de represas y lagos (Suter, 2005).
- Areas de interfluvios: donde posiblemente muchos de los flujos gravitacionales se desbordaron de los canales que inicialmente los confinaban (Cardona y Ortiz, 1994).

Teniendo en cuenta que la sucesión de estratos aflorante en la sección se relaciona con ambientes fluviales interceptados localmente por flujos gravitacionales, sedimentos volcanoclásticos y sub ambientes lacustres, el modelo propuesto por Cardona y Ortiz, 1994, utilizable para la interpretación de sistemas más antiguos, es muy acertado para nuestro caso; se define entonces el ambiente general de depósito de estas litofacies como asociado a abanicos aluviales donde actúan tanto los procesos gravitacionales como de corrientes.

Stanistreet y McCarthy (1993) (en Miall, 1996) proponen una clasificación para los abanicos aluviales, en la cual son reconocidos varios procesos fluviales que

pueden ocurrir en diferentes proporciones, dependiendo del clima, la naturaleza del terreno fuente, etc.,

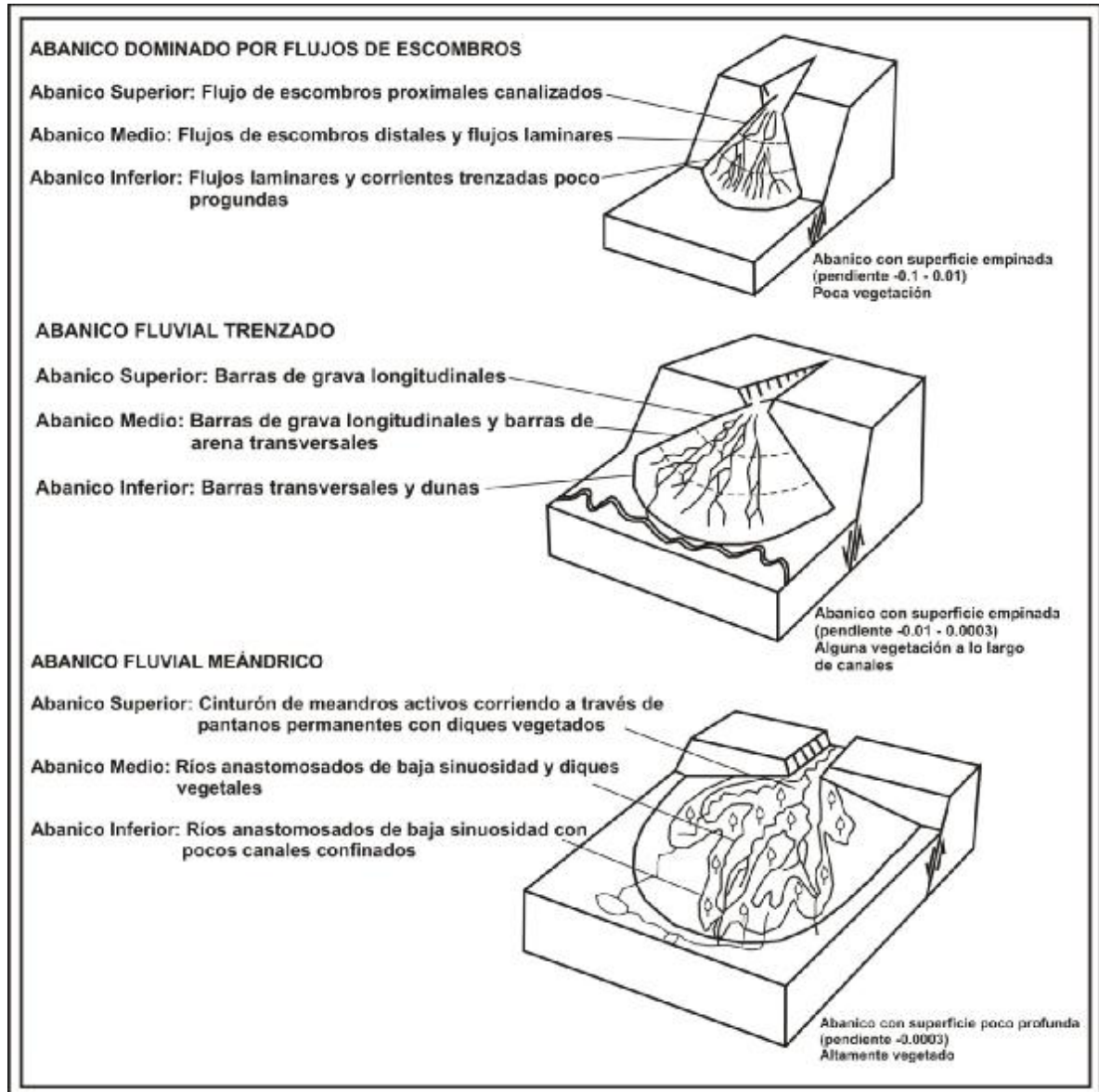


Figura 33. Clasificación de abanicos aluviales (Stanistreet and McCarthy 1993)

Atendiendo a esta clasificación, el ambiente de depositación correspondería a un abanico dominado por flujos de escombros (representado por las facies masivas

de Gcm y Gmm), gradando a la parte media de un abanico fluvial trenzado (Figura....), representado por las facies Gh, Gp, Sh, Sp, Sm, Sgm, Fsm, Fl y Fr.

Collinson, 1996; reconoce dos clases principales de abanicos teniendo en cuenta el proceso dominante: abanicos de flujos de gravedad (semiáridos) y abanicos fluviales (húmedos). Los abanicos de flujos de gravedad, comúnmente se desarrollan en márgenes de cuencas tectónicamente activas y están mejor expuestos en ambientes áridos-semiáridos. Sin embargo, ellos también ocurren en climas húmedos especialmente donde la disponibilidad de materiales gruesos es una característica recurrente y donde el material de grano fino es abundante en el área fuente.

Atendiendo a la propuesta de clasificación de Collinson, se tiene que un abanico semiárido no es excluyente de los depósitos formados en condiciones húmedas, es decir, los procesos atribuidos a la depositación de un abanico húmedo, pueden estar presentes en la depositación de un abanico semiárido, pudiendo relacionar entonces las asociaciones faciales encontradas para la Formación La Paila (en la sección), como un abanico de flujos de gravedad, depositado en condiciones fluctuantes, con presencia de flujos de escombros producidos por lluvias muy fuertes y flujos de corriente que pueden persistir y retrabajar las superficies superiores de los depósitos de flujos gravitacionales, así como depósitos de inundaciones laminares (ver Figura 34).

La sección tiene la particularidad de presentar sedimentos que reflejan condiciones de un clima semiárido (paleosuelos carbonatados, flujos gravitacionales), y sedimentos que reflejan condiciones de mayor humedad (sedimentos finos formados en lagos temporales, suelos bioturbados con raíces y depósitos fluviales), indicando que las corrientes trenzadas posiblemente experimentaban cambios climáticos estacionales, asociados a otros factores como la cantidad de cobertura vegetal, nivel de precipitaciones, disponibilidad de sedimentos, alimentación freática (aguas subterráneas), entre otros que podrían

ser comparables con las condiciones de depositación en canales actuales; en los cuales, en periodos de lluvias, el caudal se ve incrementado teniendo mayor disponibilidad de sedimentos de diferente granulometría, generando también depósitos de desbordamiento de canal y depósitos asociados a lagos de poca extensión en la llanura de inundación. En el caso de un tiempo o periodo más seco, tanto el caudal como la descarga de sedimentos se ven disminuidos; las llanuras de inundación y zonas encharcadas sufren procesos de desecaciones periódicas y sedimentación detrítica fina, dando lugar a la formación de paleosuelos, grietas de desecación, desarrollo de niveles de encostramiento y precipitación de carbonatos sobre la superficie de la llanura.

Para los depósitos volcanoclásticos presentes en la sección, se tiene que de acuerdo a los resultados obtenidos tanto en la granulometría como en la petrografía realizada por Arroyabe y Ramos (2009), sumado al análisis facial y a los resultados de la petrografía de el presente trabajo, estos depósitos pueden interpretarse como un depósito volcanoclástico re-sedimentado, entendiéndose como depósitos re-sedimentados aquellos que están formados por partículas volcanoclásticas re-sedimentadas, que son erodadas de un depósito volcanoclástico primario (McPhie et al., 1993 en Borrero, 2008), transportadas lejos de su sitio de depósito original por acción de la gravedad, viento o agua y re-depositadas.

Atendiendo la clasificación propuesta por Borrero (2008), en la que los lahares son considerados depósitos volcanoclásticos re-sedimentados (*sensu stricto*), que en un marco temporal tienen dos posibilidades de origen, sin eruptivo y post-eruptivo, el depósito encontrado correspondería a un lahar, siendo necesario hacer muestreos más detallados tanto en la vertical como en la horizontal, determinar el tipo de flujo, además de dataciones radiométricas que precisen la posible diferencia en edades y/o en eventos.

La intercalación de estos depósitos con los depósitos de origen fluvial, no es más que el reflejo de una sedimentación estrechamente ligada a una actividad volcánica (posiblemente de varios eventos) durante la depositación de la unidad,

evidenciándose también por el hecho de que entre capas de sedimentos más finos se intercalan depósitos de flujos gravitacionales (composición volcánica) de granulometría variable (Suter, 2005), cuya procedencia, volumen, energía inicial y área fuente deben ser precisados en un estudio más detallado, apoyado en estudios de paleocorrientes y estudios paleogeográficos.

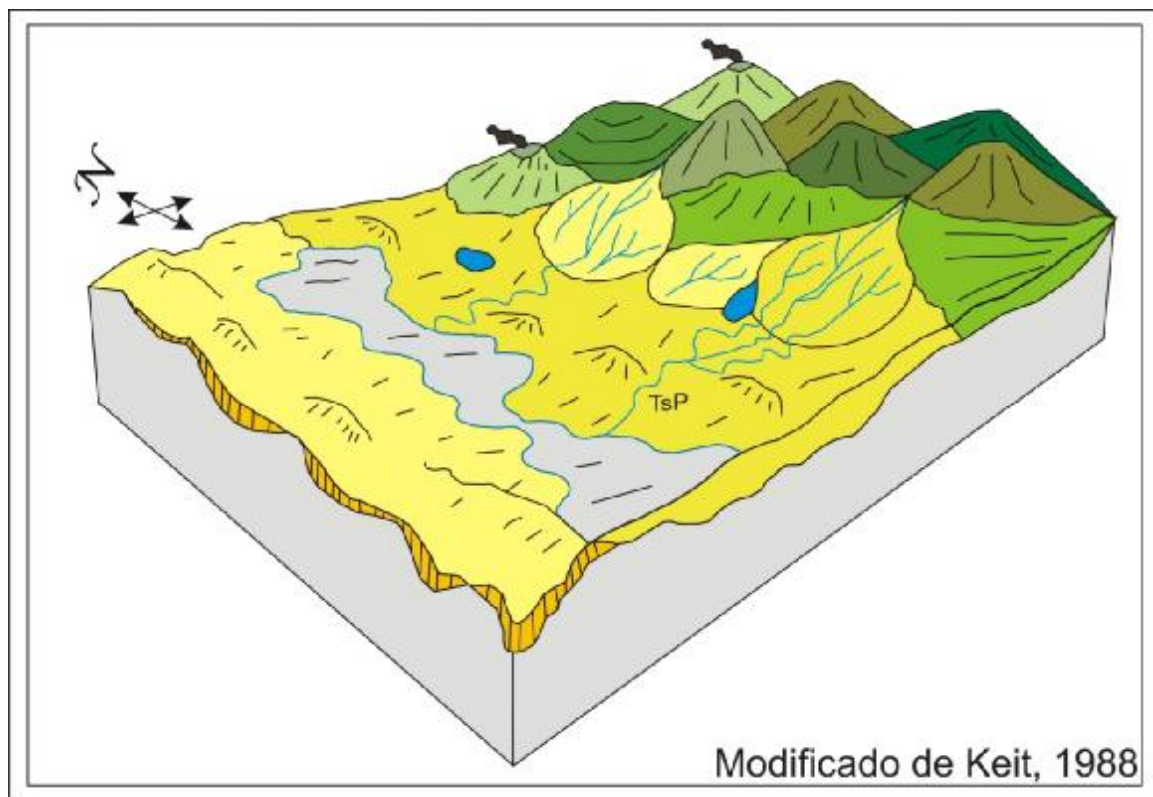


Figura 34. Bloque diagrama idealizado del modelo de deposición para la Formación La Paila, el cual no tiene en cuenta la tectónica y la relación con las unidades adyacentes.

8.1 CONDICIONES DURANTE LA DEPOSITACIÓN

La sedimentación de un abanico se encuentra controlada por factores alogénéticos (factores externos al sistema sedimentario), como el clima y la tectónica, los cuales desempeñaron un papel muy importante en la depositación de la Formación. Algunas de las condiciones relevantes que estuvieron presentes, fueron: el inicio de la fase tectónica Andina, la cuál empezó hace 10.5 millones de años (Taboada, 2000) y continúa en la actualidad. Nivia 2001, propone que durante la sedimentación del Grupo Valle (dentro del cual están la Formación Cinta de Piedra y la Formación La Paila) se presentaron episodios alternados de acumulación de cenizas volcánicas provenientes de un frente volcánico localizado aproximadamente sobre el eje de la Cordillera Central, por último, para Alfonso et. al, (1994); los datos estratigráficos, sugieren que la cuenca del Valle del Cauca fue deformada durante el Oligoceno-Mioceno superior, donde la unidad experimentó sus primeras fases deformativas.

9. BIOESTRATIGRAFÍA

9.1 Análisis Palinológico

Uno de los análisis importantes que ayudan a complementar el estudio detallado de la sucesión estratigráfica aflorante a lo largo del Río Guadalajara, es el análisis palinológico de las muestras colectadas, realizado por el Smithsonian Tropical Research Institute.

9.2 Resultados

De las 39 muestras enviadas se realizó el conteo de granos y otros materiales orgánicos (maderas, cutículas, resinas, material vegetal degradado, restos negros “*black debris*” y material amorfo) encontrándose 76 especies, 4 de las cuales corresponden a especies aún no descritas en la literatura. Una lista de las especies encontradas, con localizaciones en England Finder para cada una de ellas (y su respectiva muestra) se encuentran en la Tabla 2. Se presentan además fotografías de las especies más importantes (ver Figuras 37, 38 y 39).

9.3 Edad

La asociación palinológica encontrada permite ubicar a la formación la Paila en la zona palinológica 29, *Echitricolporites spinosus*, de Muller et al. (1987), que corresponde al Mioceno superior. La asociación de fósiles que permiten ubicar a la formación la Paila en estas zonas incluyen: *Bombacacidites aff. araracuarensis*, *Clavainaperturites aff. microclavatus*, *Cyatheacidites annulatus*, *Echiperiporites*

akanthos, Echitricolporites spinosus, Foveotriletes ornatus, Kuylisporites waterbolkii, Magnastriatites grandiosus, Monoporopollenites annulatus, Nijssenosporites fossulatus, Retistephanoporites crassiannulatus, y Retitriletes sommeri.

La ausencia de elementos comunes del Plioceno, zona 30 de Muller et al. (1987), como *E. mcneillyi, Alnopollenites verus, Psilatricolporites caribbiensis, Multiareolites formosus, o Cicatricosisporites baculatus* sugiere que la formación La Paila no se extiende al Plioceno.

Este dato puede compararse con la datación radiométrica Ar40/Ar39 hecha en biotitas de una colada de lava riolítica perteneciente a la base de la formación la Paila, colectada en la desembocadura del río El Roble en el Río la Vieja, la cual indica una edad de 12.7 m.a, que pondría la formación La Paila en la parte media-superior del Mioceno; Suter, (2008).

La frecuente asociación de algunos palinomorfos (esencialmente los palinomorfos que ubican la formación la Paila dentro de la zona palinológica 29 y los de origen lacustre), los cuales se encuentran concentrados básicamente en 3 afloramientos, ubicados en los segmentos A, D y F, de la columna estratigráfica (ver Figuras 35 y 36), y a su vez relacionados con abundantes restos de plantas, podrían sugerir la ubicación de posibles “biozonas” en la sección, para ello deberían hacerse correlaciones estratigráficas dentro de la misma sección, que permitan identificar su continuidad lateral, análisis microscópicos que revelaran rasgos índices de facies.

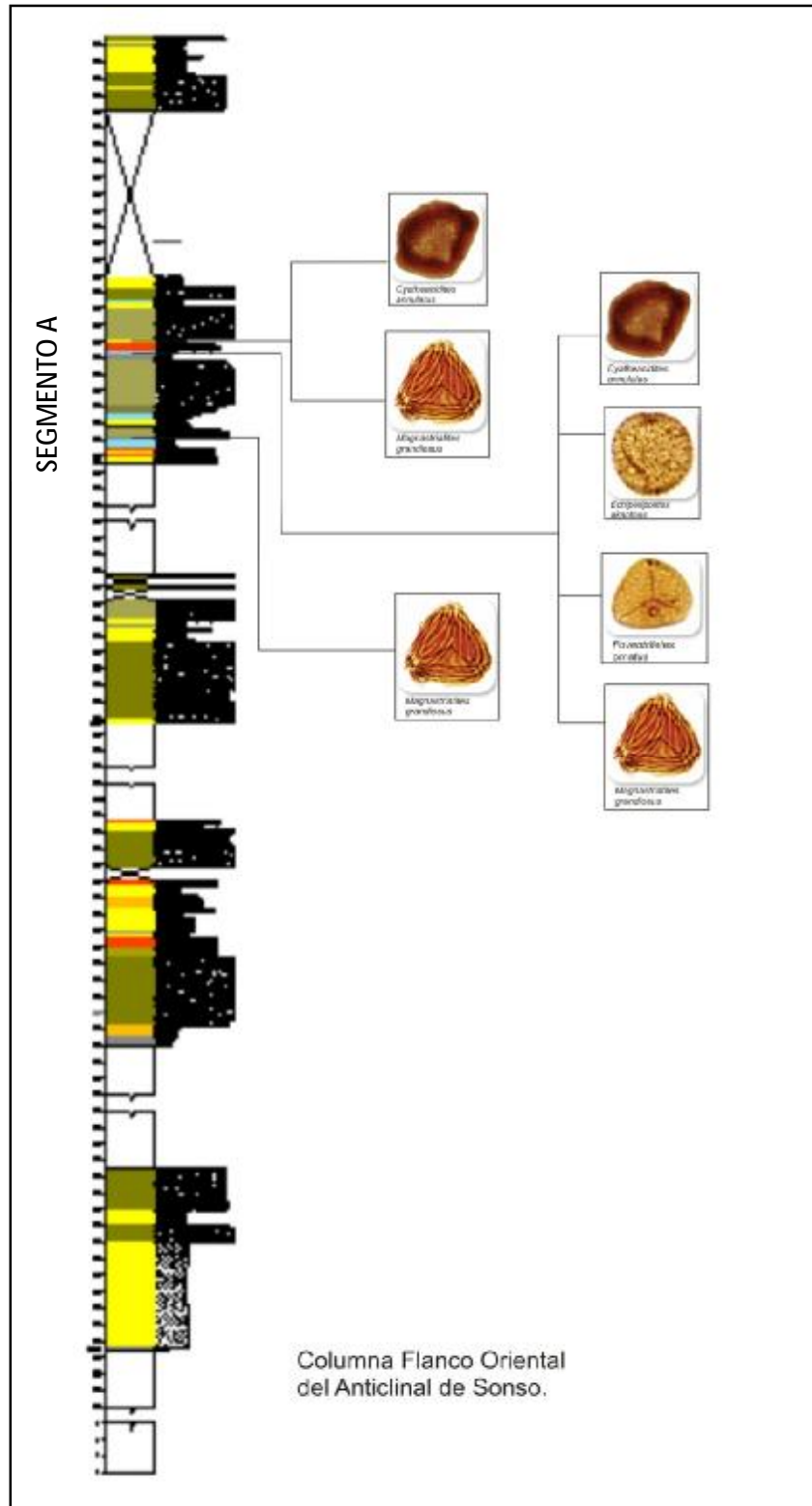


Figura 35. Columna correspondiente al flanco oriental del anticlinal de Sonso donde se muestra la distribución de los polinomorfos que ubican la Formación en la zona palinológica 29.

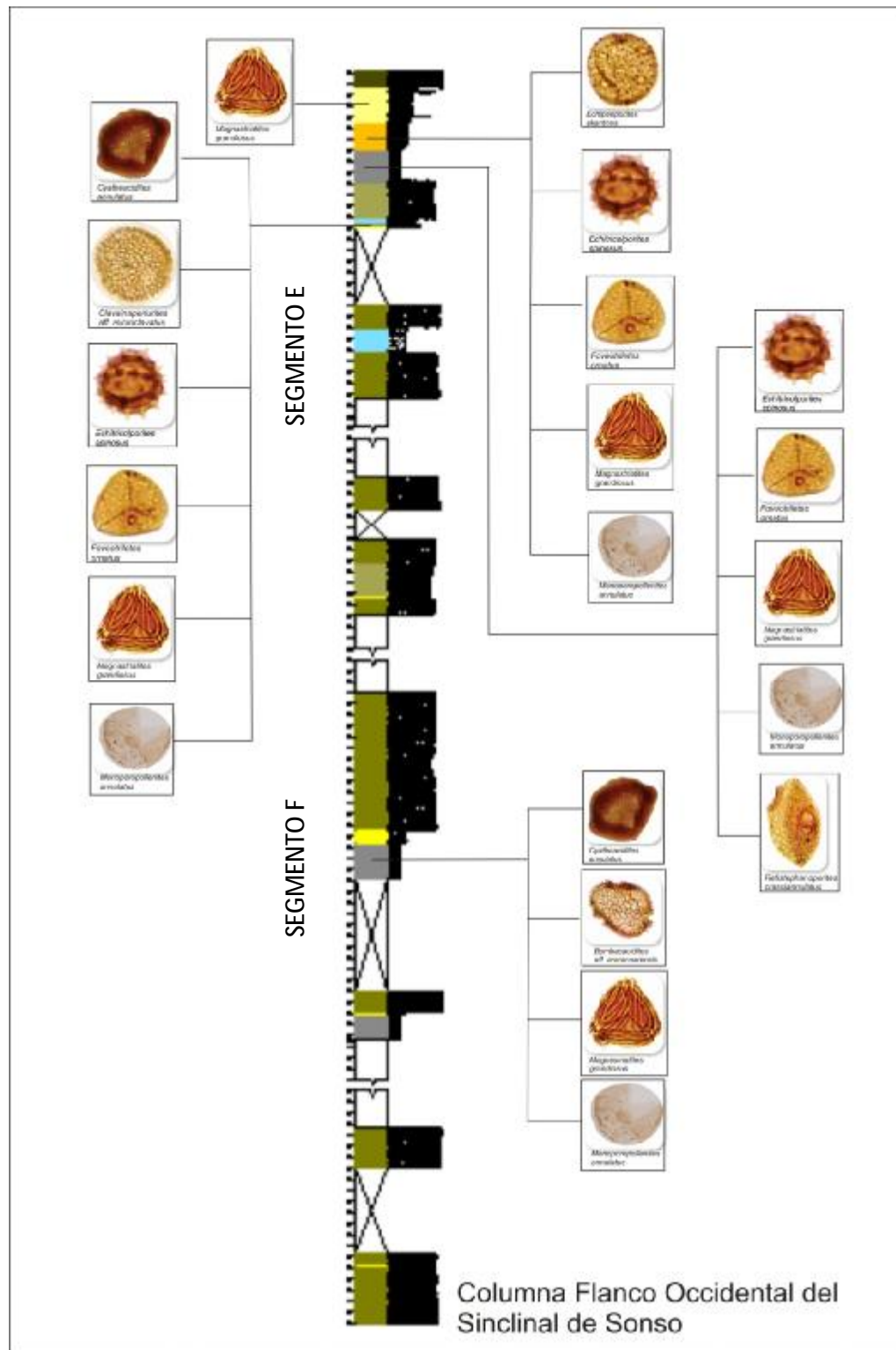


Figura 36. Columna correspondiente al flanco occidental del sinclinal de Sonso donde se muestra la distribución de los palinomorfos que ubican la Formación en la zona palinológica 29.

9.4 Ambiente de Acumulación

La asociación palinológica reportada indica una clara deposición en ambientes fluviales y de lagos. No existe ninguna evidencia de incursiones marinas (dinoflagelados, microforaminíferos). En algunos niveles es notoria la presencia de material orgánico típico de lagos como *Botryococcus*, *Pediastrum* y material orgánico amorfo (Traverse 2007).

Morfotipo	Muestra	England
<i>Azolla?</i> sp.	G025-M85	G19/1-2
<i>Bombacacidites</i> sp.	G025-M82	N12/1 (intercepto)
<i>Bombacacidites</i> sp.	G025-M82	W18/1
<i>Bombacacidites?</i> Aff. <i>B. araracuensis</i>	G027-M107,2	R47/1
<i>Botryococcus</i> sp.	G025-M86	T18/3-4
<i>Chomotriletes minor</i>	GRI0-4	S40/4
<i>Chomotriletes minor</i>	GRI0-4	D21/3
<i>Clavainaperturites</i> aff. <i>C. microclavatus</i>	G025-87,1	D41/3
<i>Clavainaperturites</i> aff. <i>C. microclavatus</i>	G027-M107,2	O51/2
<i>Clavainaperturites</i> sp.	G025-87,1	F20/2 (intercepto)
<i>Concavissimisporites fossulatus</i>	G025-M82	T50/3
<i>Corsinipollenites</i> sp. (single)	G025-M80	Q29/1-2
<i>Corsinipollenites</i> sp. (tetrad)	G025-M85,1	M18/2
<i>Crassiectoapertites</i> sp.	G06	N25/2
<i>Cyatheacidites annulatus</i>	G025-87,1	20U/1
<i>Cyclusphaera</i> sp.	G027-M107,2	T26/3 (intercepto)
<i>Echimonoletes</i> sp.	G004-M15	V12/3-4
<i>Echiperiporites akanthos</i>	GRI0-4	X28/4
<i>Echipollenites</i> sp.	G06	R40/1-2
<i>Echitricolporites</i> sp.	G025-87,1	E13/4
<i>Echitricolporites spinosus</i>	G025-87,1	U44/4
<i>Echitricolporites spinosus</i> (VE)	GRI0-4	N52/1-3
<i>Foveotriletes ornatus</i>	G025-M85,1	E32/1 (intercepto)
<i>Illexpollenites</i> sp.	G025-87,1	P22/4(intercepto)



<i>Kuylisporites waterbolki</i>	G004-M15	M17/1
<i>Laevigatosporites tibuensis</i>	G025-M86	W58/3
<i>Magnastriatites grandiosus</i>	G004-M15	E19/4
<i>Mauritiidites franciscoi minutus</i>	G025-M86	C29/2-4
<i>Monoporopollenites annulatus</i>	G025-87,1	H10/4
<i>Myrica?</i>	G025-M85,1	W59/1-2
<i>Myrica?</i>	G025-M85,1	U48
<i>Nijssenosporites fossulatus</i>	G027-M107,2	B19/3
<i>Nijssenosporites sp.</i>	G025-M86	E45/3 (intercepto)
<i>Pediastrum sp. (compact)</i>	G025-87,1	N18/1
<i>Pediastrum sp. (perforate)</i>	G025-M86	H44/1
<i>Pediastrum sp. (perforate)</i>	G025-M82	V21/4 (intercepto)
<i>Perinomonoletes sp.</i>	G025-87,1	Q43/2 (intercepto)
<i>Perisyncolporites pokorny</i>	G025-M85,1	L50/2
<i>Podocarpidites sp.</i>	G025-M85	G16/2-4
<i>Polyadites sp</i>	G025-M85,1	T24/4
<i>Polypodiaceoisporites? "distafossulatus"</i>	G027-M107,2	G13/4
<i>Polypodiaceoisporites? psilatus</i>	G025-87,1	O47/1 (intercepto)
<i>Polypodiaceoisporites? sp.</i>	G025-87,1	T39/1 (intercepto)
<i>Polypodiisporites "baculatus"</i>	GRI0-4	L48/2-4
<i>Polypodiisporites sp.</i>	G025-87,1	W13/4
<i>Proteacidites sp.</i>	G025-87,1	O21/2-4
<i>Proxapertites psilatus</i>	GRI0-4	L23/3
<i>Proxapertites sp.</i>	G025-M85,1	R22
<i>Psilabrevitricolporites sp.</i>	G025-87,1	G17/2
<i>Psiladiporites sp.</i>	G025-M85,1	V52/3
<i>Psilamonocolpites medius</i>	G025-M85	K15/1
<i>Psilaperiporites sp.</i>	G025-M86	E23/2
<i>Psilastephanocolporites sp.</i>	G025-87,1	C36/2
<i>Psilatrilletes sp < 25 mic.</i>	G004-M15	U57/1 (intercepto)
<i>Psilatrilletes sp. 25-50 mic.</i>	G025-M86	C40/3-4
<i>Retipollenites sp.</i>	G025-87,1	E3/2-4
<i>Retipollenites sp.</i>	GRI0-4	M38/3
<i>Retistephanocolporites sp.</i>	G025-M82	U42/1-3

<i>Retistephanocolporites sp</i>	G027-M107,2	H17/3
<i>Retistephanoporites crassiannulatus</i>	G025-M86	U39/4 (intercepto)
<i>Retitrescolpites sp.</i>	G025-M85,1	D25/3-4
<i>Retitricolpites simplex</i>	G025-M85,1	S19/4
<i>Retitricolpites simplex "minor"</i>	G004-M15	W25/3
<i>Retitricolpites sp.</i>	GRI0-4	K25/4 (intercepto)
<i>Retitricolporites sp.</i>	GRI0-4	S18/1-2
<i>Retitricolporites sp.</i>	G025-M82	P28/1 (intercepto)
<i>Retitriteles sommeri</i>	GRI0-4	F26/2
<i>Spinizonocolpites sp.</i>	G027-M107,2	F43/2
<i>Striatopollis sp.</i>	G025-87,1	K11/3 (intercepto)
<i>Syncolporites sp.</i>	G025-M86	Y47/1
<i>Tetracolporopollenites sp. (Sapotaceae type)</i>	G025-M82	M16/2
<i>Tetradites sp.</i>	G025-87,1	H25/1-2
<i>Verrucatosporites usmensis</i>	G025-87,1	T10/3
<i>Verrucatotriteles aff. V. etayoi</i>	GRI0-4	E50/3 (intercepto)
<i>Verrucatotriteles spp.</i>	G025-87,1	G22/2

Tabla 2. Morfotipos encontrados en la Formación la Paila, su respectiva muestra y coordenadas England Finder.

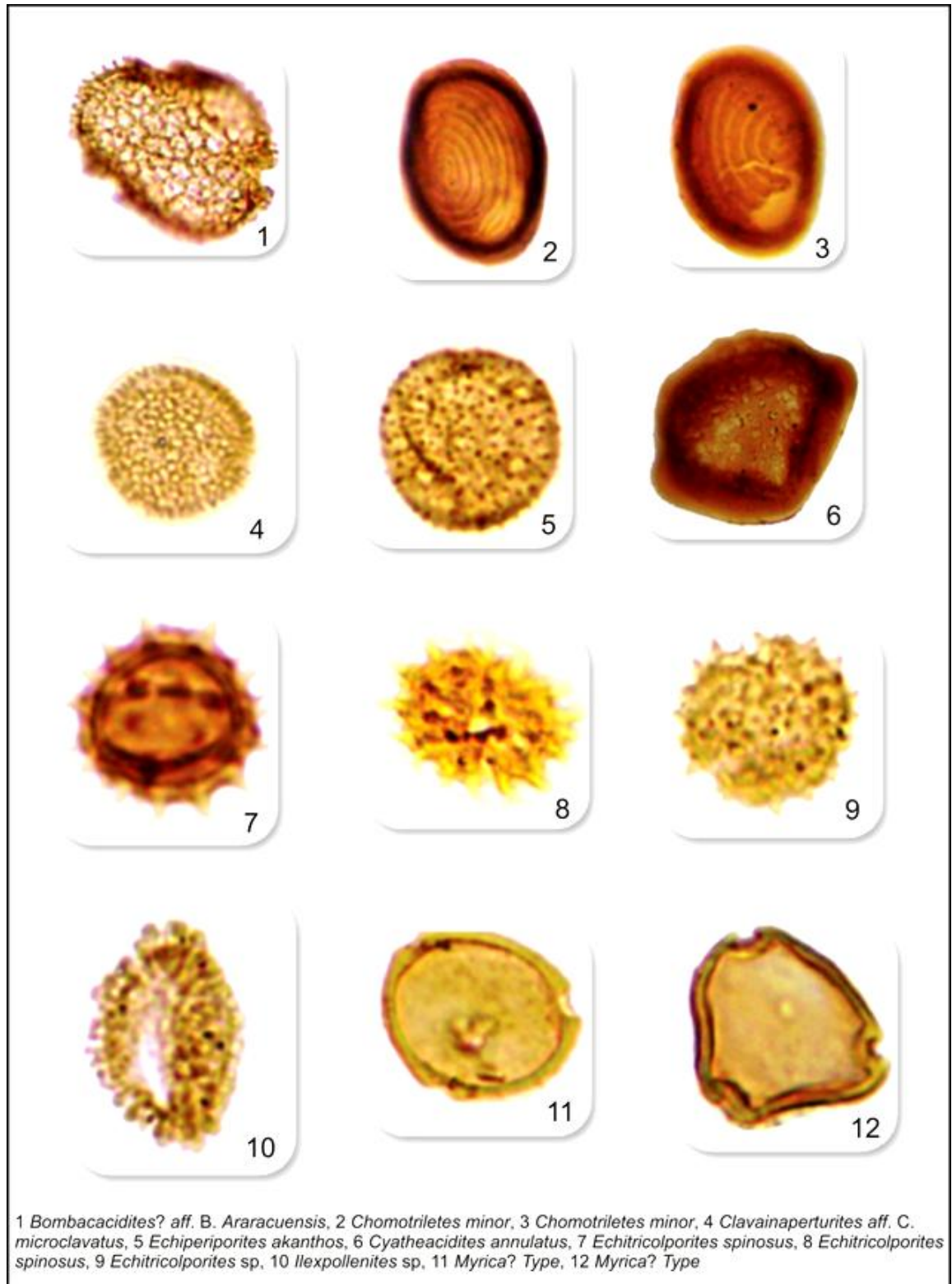


Figura 37. Fotografías de los principales palinomorfos encontrados en la sección Buga – La Habana (láminas 1-12).

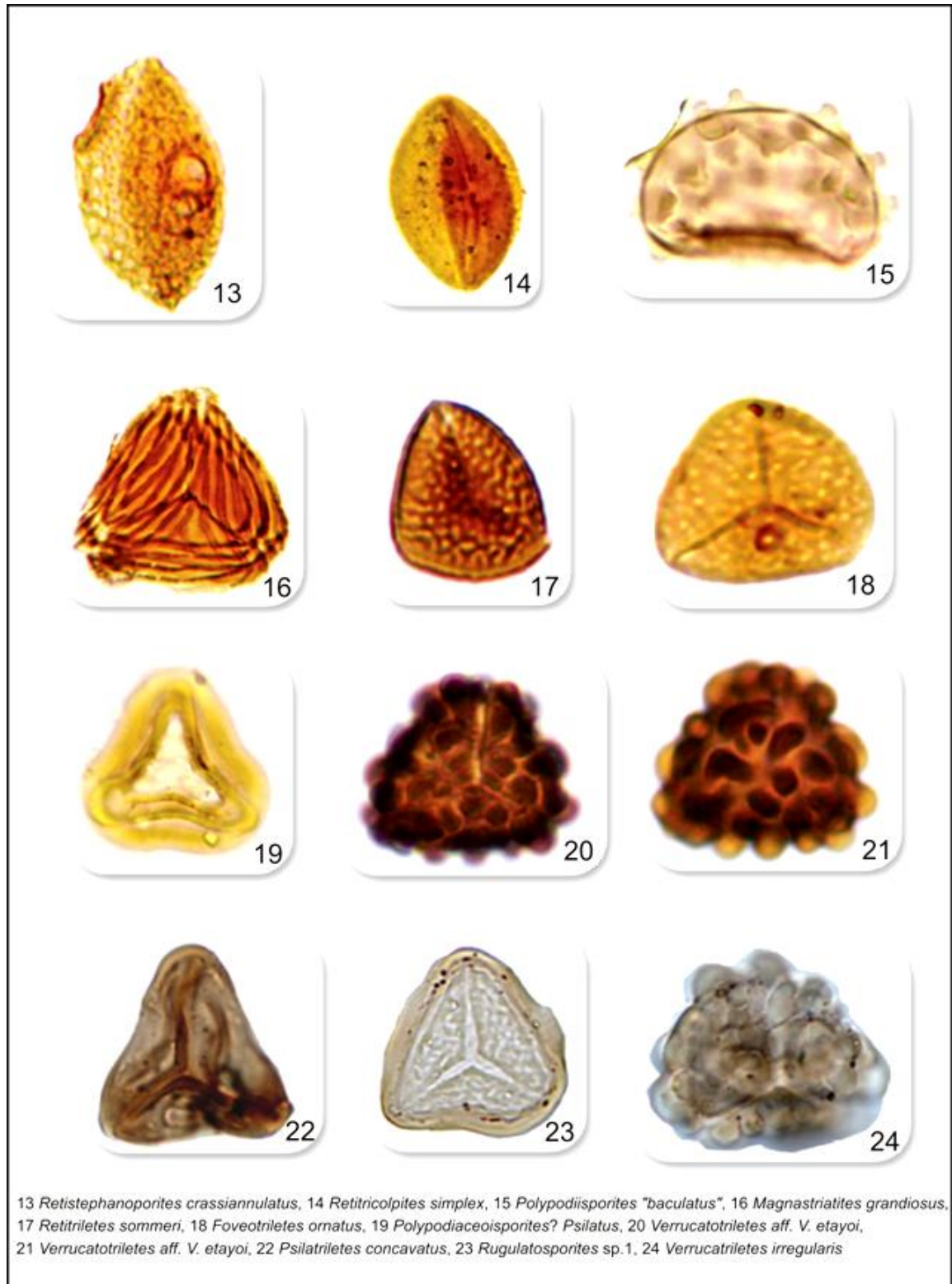


Figura 38. Fotografías de los principales palinomorfos encontrados en la sección Buga – La Habana (láminas 13-24).

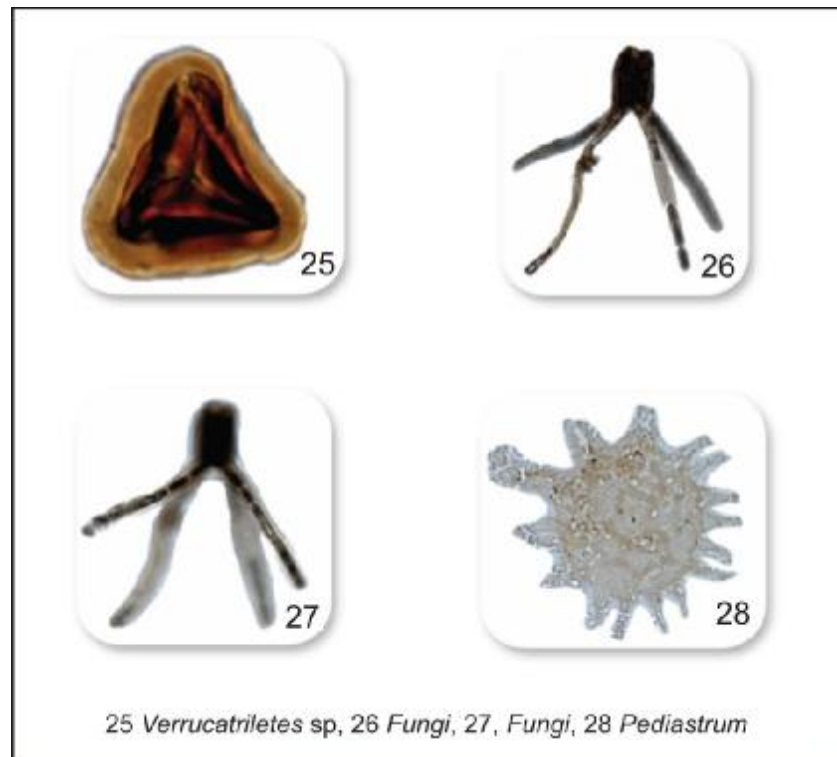


Figura 39. Fotografías de los principales palinomorfos encontrados en la sección Buga – La Habana (láminas 25-28)

10. PALEOBOTÁNICA

La preservación de elementos locales cerca a su sitio de crecimiento, representa una oportunidad para identificar una comunidad estructurada de plantas y resolver su distribución espacial (Gastaldo et al, 1996).

En una discusión planteada por dicho autor, en base a sedimentos modernos y antiguos examinados en lagos tipo Oxbow y en rellenos de canales de sucesiones terciarias, describe que todos aquellos sedimentos comparten caracteres similares con respecto a la distribución de hojas, encontrándose concentradas en los sedimentos finos, principalmente arcillas y menos común en arenitas (donde se interpretarían como acumuladas en lentes), que hacen parte de una fase de relleno pasivo.

Los canales fluviales pueden presentar complejas historias sedimentológicas, y los fitoclastos preservados dentro de estos pueden ser autóctonos, parautóctonos o alóctonos; varios criterios en conjunto con la sedimentología pueden ser usados para diferenciar, en este caso, floras parautóctonas.

Se describe como un conjunto de hojas parautóctonas, aquellas que han sido transportadas, pero que quedan dentro de su hábitat natural, pudiendo proveer ejemplos representativos de vegetación ribereña “*riparia*”. Su identificación y diferenciación con respecto a las alóctonas es sencilla; en general las hojas parautóctonas se encuentran enteras, algunas veces ennegrecidas, con pequeñas degradaciones, pero que permiten su identificación; mientras que las hojas aloctónas están descompuestas y en pequeñas piezas, lo cual excluye su identificación.

De acuerdo a lo anterior se concluye que los restos de plantas ubicadas en los estratos de granulometría fina en la sección, corresponden a un conjunto de hojas parautóctonas, las cuales se encuentran medianamente a bien preservadas, permitiendo la identificación de algunas familias.

Estos sedimentos de menor granulometría, tales como areniscas de grano fino y lodolitas, presentan restos vegetales, no solo de hojas, sino también de tallos (peciolos) y semillas. Debido a que algunos rasgos diagnósticos de las hojas se han preservado, se trata de dar una clasificación basada en las características arquitecturales descritas en el “Manual of leaf architecture” del Smithsonian, (1999); tales como: nerviación, textura aparente y forma del borde, principalmente.

En la clasificación de las hojas, principalmente se hace referencia a las familias y en algunos casos se llega hasta el género, con cierto grado de incógnita, ya que algunos de éstos géneros se caracterizan exclusivamente por el ápice, la base, bordes y nerviaciones terminales, secundarias y terciarias, que en algunos de los morfotipos no se encuentran muy bien conservados, o están incompletos. La clasificación filogenética, se basó en las clasificaciones presentadas por Soltis et al. (2005). Lo anterior se encuentra especificado en el Anexo 1B.

La presencia de algunas de estas familias de plantas arbustivas y herbáceas, además del argumento de que las plantas parautóctonas reflejan vegetación ribereña, son evidencias que permiten argumentar su origen, como niveles desarrollados en las riberas de aguas dulces no muy profundas (claros de ríos o lagos), en zonas localmente húmedas (caso de la familia Cyperaceae), y bajo condiciones climáticas y de altura variables (por la amplia distribución de estas familias).

En el río Guadalajara se encontraron al menos 4 morfotipos diferentes de hojas, algunas semillas, tallos y peciolos concentrados en dos niveles, uno principalmente arcilloso, y el otro areno-limoso (Figuras 40 y 41).



Figura 40. Afloramiento sobre el río Guadalupe (margen derecha aguas abajo), en la Vereda Guadalupe, donde se encuentran ubicados algunos de los ejemplares descritos.

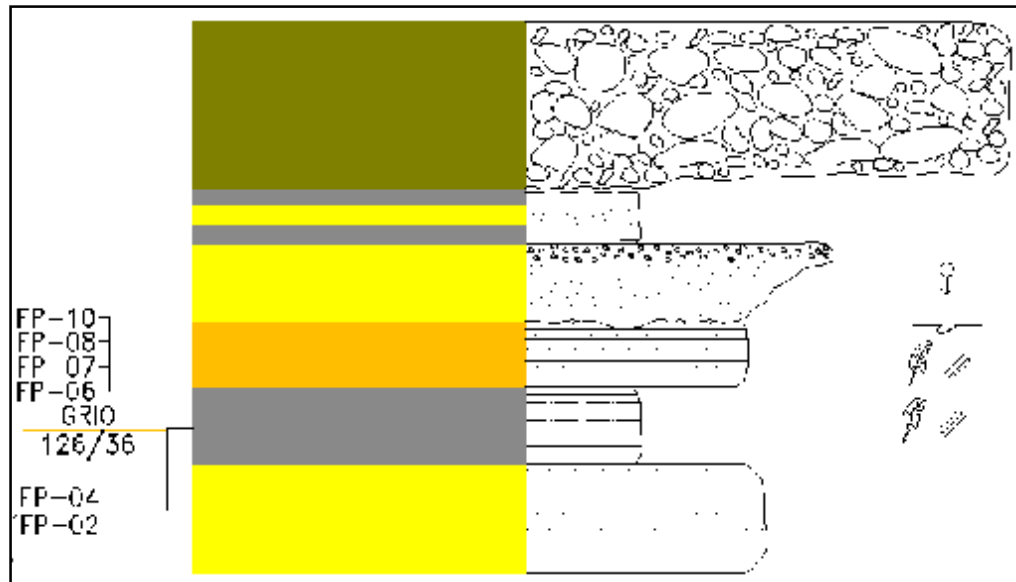


Figura 41. Columna esquemática de afloramiento sobre el río Guadalupe, vereda Guadalupe, punto de GPS GRIO, que incluye algunos de los morfotipos clasificados.

11. DISCUSIÓN

Para Shwinn (1969), la sección tipo designada para las rocas denominadas como Formación Buga, se encuentra establecida en los afloramientos expuestos a lo largo del río Guadalajara (este del municipio de Buga). Gómez, 1970, cita la localidad tipo para la parte superior de la Formación La Paila en la sección Buga-La Habana; luego McCourth (1983), considera que la unidad de rocas terciarias continentales aflorante al norte de Sonso, es correlacionable con la Formación La Paila, donde la sección tipo para el miembro superior de la unidad sería la sección al este de Buga, ubicada a lo largo del río Guadalajara; posteriormente, Nivia (2001), señala que la parte superior de la Formación La Paila se correlaciona directamente con la formación Buga. Partiendo de estas anotaciones, se asumió para este estudio, que las rocas aflorantes en la sección Buga-La Habana corresponden a los sedimentos de la Formación La Paila, cuya litología, composición y procesos de formación - depositación, es correlacionable con lo descrito en las demás secciones donde aflora la unidad. En el levantamiento de las columnas estratigráficas de la sección, no se encontraron diferencias litológicas significativas u otras relaciones estratigráficas de peso que pudieran separar las rocas de la unidad de los sedimentos pertenecientes a la formación Cartago, descritos por Shwinn (1969), los cuales señala como localizados en el núcleo de un pequeño anticlinal; sin embargo, no se descarta que estas rocas puedan estar presentes, ya que el autor describe que solo 43 mt de dicha unidad se encuentran aflorando, correspondientes a sedimentos de granulometría esencialmente fina, los cuales podrían estar fácilmente enmascarados.

Edad: la edad según datos palinológicos es Mioceno inferior a medio (Van der Hammen 1958; Schwinn 1969; McCourt 1984), y Mioceno inferior (BIOSS, 1988). Por datación radiométrica, se tiene una edad de 12.7 m.a, Mioceno medio-superior (Suter, sin publicar, en Suter, 2008); según el autor (comunicación verbal), debe tenerse en cuenta que estadísticamente este dato no es muy representativo (una



sola muestra), pero que sirve como soporte en la comparación con los resultados obtenidos en este estudio, donde la edad arrojada en base a datos palinológicos es Mioceno superior. Estos resultados, deben ser comparados con los que se obtengan posteriormente de las dataciones radiométricas, con los cuales podrá precisarse y calibrarse la edad de la unidad. En el caso de hacerse una posterior datación en las tobas de cada sección particular, podría realizarse una separación de la Formación en miembros (si así lo amerita), y una revisión de la nomenclatura, sustentada en datos bio y cronoestratigráficos; ya que esta unidad, al igual que muchas otras dentro de la cuenca del Valle del Cauca, ha sido afectada por las “correlaciones” y nomenclatura confusa, que por falta de datos de campo, de un modelo tectónico (aunque un estilo tectónico compresivo ha sido sugerido, el cuál debe ser tenido en cuenta a la hora de separar y cartografiar las unidades) y de la realización de otros estudios detallados, han llevado a simplificar su estratigrafía.

En cuanto al potencial hidrocarburífero, que en este caso solo está basado en la geología de superficie, se tiene que los abanicos aluviales y algunos sistemas fluviales son propicios para la acumulación de hidrocarburos, dependiendo de la complejidad, geometría y origen del sistema depositacional (Miall, 1996). La Formación La Paila, como unidad clástica de gran extensión, formada dentro de un ambiente aluvial, con abundantes sedimentos depositados por sistemas fluviales, de espesores considerables, representa un potencial como rocas reservorio de hidrocarburos.

Los sedimentos de granulometría fina, tales como arcillolitas y limolitas, pueden constituirse en buenos sellos; en cuanto a trampas, se tiene que el intenso plegamiento (estructuras anticlinales, sinclinales y fallamiento) pueden favorecer la acumulación de hidrocarburos, funcionando como trampas estructurales y/o como estratigráficas. Sin embargo, la geología de superficie es solo el primer paso en el conocimiento del potencial hidrocarburífero dentro de una Cuenca, todo esto debe complementarse con estudios sísmicos (modelamiento de la cuenca),



perforaciones, y demás estudios detallados (determinación de la porosidad efectiva, geoquímica detallada etc).

CONCLUSIONES

- Con base en la asociación litofacial, la Formación La Paila se interpreta como una unidad clástica de origen continental depositada en un ambiente de abanico aluvial semiárido; relacionado con sistemas de depositación fluvial (ríos trezados dominados por gravas, o con facies mixtas, acompañados por flujos de escombros), áreas de interfluvios y lagos someros, que situán la formación entre la parte media- proximal y media- distal del abanico, cuyos sedimentos reflejan cambios estacionales. La presencia de paleosuelos carbonatados sugiere que las condiciones climáticas (condiciones más secas), el aporte de sedimento y las variaciones del nivel freático, permitieron la formación de encostramientos y nódulos carbonatados indicativos de procesos edáficos. Los sedimentos de granulometría fina y los paleosuelos bioturbados por raíces, sugerirían condiciones más húmedas, simultáneas a los demás procesos en el momento de la depositación (subambientes), o bien indicarían cambios en las condiciones climáticas para diferentes etapas en la depositación de esta sucesión.
- Los restos de plantas y los palinomorfos encontrados en los sedimentos más finos ayudaron a precisar la identificación de un ambiente de lagos, más que un ambiente de llanura de inundación; sin embargo estas interpretaciones basadas en macroflora deben considerarse como preliminares, hasta que pueda llevarse a cabo la realización de estudios más detallados de paleobotánica, apoyados en los análisis palinológicos, que soporten una reconstrucción paleoecológica encaminada a precisar el ambiente y las condiciones climáticas en las que se dio la depositación de la unidad, así como la ubicación de biozonas, como elemento importante en la correlación estratigráfica.
- Teniendo en cuenta que la unidad se encuentra plegada y posee afloramientos aislados (lo que dificulta levantar una sección estratigráfica completa, así como una clara relación con las unidades adyacentes); se dificulta la determinación del



espesor de la unidad sin repeticiones y/o tramos faltantes, y la definición de la base y el techo.

- Los resultados del análisis petrográfico muestran que las arenitas de la sección corresponden a arcosas líticas, litoarenitas y litoarenitas feldespáticas, que varían entre inmaduras a submaduras; sugiriendo que éstas son sedimentos predominantemente inmaduros (a nivel composicional).
- Los resultados palinológicos de 39 muestras analizadas en la sección (así como de las demás muestras colectadas en las otras secciones), ubican la Formación La Paila en la zona palinológica 29 de Muller et. al (1987), de edad Mioceno Superior; resultados que deben de ser confrontados con los arrojados por la datación radiométrica.
- Tanto los niveles clásticos gruesos, como los sedimentos de grano fino, y el intenso plegamiento de la Formación La Paila, pueden ser considerados como condiciones adecuadas para la posible acumulación de hidrocarburos (ya que no se encontró ninguna manifestación superficial).

RECOMENDACIONES

- Para precisar la edad de la Formación se sugiere realizar una datación en los niveles tobáceos de la sección en particular, lo cual permitiría acompañado de otros análisis la separación como miembro de los sedimentos aflorantes a lo largo del Río Guadalajara.
- La realización de estudios más detallados de paleobotánica apoyados en análisis palinológicos sustentarían una reconstrucción paleoecológica que ayude a precisar el ambiente y las condiciones climáticas en las que se dio la depositación de la unidad, además de convertirse en un elemento importante a tenerse en cuenta en la reconstrucción paleogeográfica de la cuenca.
- La realización de un estudio de paleocorrientes para establecer direcciones de paleoflujo y determinar la dirección de aporte de sedimentos.
- Realizar estudios geoquímicos específicos que conlleven a precisar el potencial de la Formación La Paila como rocas reservorio, sello o “generadoras” de hidrocarburos.
- La aplicación de métodos geofísicos (sísmica), ayudarían a determinar con precisión la geometría, áreas favorables para la acumulación de hidrocarburos, las relaciones estratigráficas con las unidades adyacentes, los límites y demás características que no pueden ser precisadas actualmente con la geología de superficie; las perforaciones complementarían la estratigrafía detallada, la determinación de porosidades efectivas entre otras características de interés, sin embargo es de aclarar que la tectónica que afecta la cuenca en general (tectónica de piel gruesa y escamas imbricadas, evidenciada en un intenso plegamiento y fallamiento), podrían afectar los resultados de dichas perforaciones.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alfonso, C. A., P. E. Sacks, et al. (1994). A Tertiary fold and thrust belt in the Valle del Cauca basin, Colombian Andes. Informe Geológico No. 5268, Ecopetrol: 55.
- Aranzazu, J. M. and P. A. Ríos (1989). Análisis litofacial del intervalo Oligoceno-Mioceno en el sector noreste de la subcuenca del Valle del Cauca, Colombia. Facultad de Geología y Minas. Manizales, Universidad de Caldas: 257.
- Arroyave, F. C. P. and C. K. G. Ramos (2009). Caracterización geológica y análisis granulométrico de depósitos volcánoclasticos en la Formación La Paila (sectores Andalucía, La Bamba y Uribe-Sevilla). Ciencias Geológicas. Manizales, Universidad de Caldas.
- Barbosa, G. (2003). "Memoria Explicativa del Mapa Geológico del Departamento del Cauca a escala 1:250.000 (Cali en revisión)." INGEOMINAS: 221.
- Bermúdez, A., M. Garzón, et al. (1985). Estudio gravimétrico del Valle del Río Cauca, Departamento del Valle. Bogotá, Ingeominas.
- BIOSS, L. (1988). "Determinaciones Palinológicas y Micropaleontológicas del Proyecto Cauca - Patía. Por Hernando Dueñas y Herman Duque Caro. ." Reporte 114, ECOPETROL Informe 1927.
- Boggs, S. J. (1992). "Petrology of Sedimentary Rocks." First edition.
- Borrero, C. A. and J. S. Rosero (2008). "La Secuencia volcánoclastica de Aranzazu: registro del impacto del volcanismo en un sistema fluvial neógeno en la parte media de la cordillera central, Colombia." Boletín de geología V30, N°2: 61-76.
- Brook, M. (1984). New radiometric ages data from S.W. Colombia. Cali, Ingeominas: 1-25.
- Cardona, F. J. and M. Ortiz (1994). Aspectos Estratigráficos de las unidades del intervalo Plioceno - Holoceno entre Pereira y Cartago. Propuesta de definición para la Formación Pereira. Geología. Manizales, Universidad de Caldas: 150.
- Coleman, R. G. (1977). "Ophiolites. Springer-Verlag Berlín." 229 p.
- Collinson, J. D. (1969). "The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: A deltaic complex in the Namurian of northern England. ." J. Sedim. Petrol. 39: 194-221.

Collinson, J. D. (1996). "Alluvial sediments. En: Reading H.G (ed) Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy, 3rd edn. ." Blackwell Science, Oxford: 37-82.

Collinson, J. D., O. J. Martinsen, et al. (1991). "Early fill of the western Irish Namurian basin: A complex relationship between turbidites and deltas." Basin Res 3: 223-246.

De Armas, M. (1985). "Mapa Geológico de Colombia - Escala 1:100.000, Plancha 261- Tuluá." INGEOMINAS Bogotá.

Einsele, G. (2000). Sedimentary basins: Evolution, Facies and sediment budget. Berlín, Editorial Springer.

Espinosa, A. (1985). El Macizo de Ginebra (V), una nueva secuencia ofiolítica sobre el Flanco Occidental de La Cordillera Central. VI Congreso Latinoamericano de Geología, Bogotá.

Etayo-Serna, F., D. Barrero, et al. (1986). Mapa de terrenos geológicos de Colombia. Bogotá.

Fisher, R. V. and H. U. Schmincke (1984). "Pyroclastic rocks: Springer, Berlin." 472.

Gastaldo, R. A., D. K. Ferguson, et al. (1996). "Criteria to distinguish parautochthonous leaves in tertiary alluvial channel-fills." Review of Palaeobotany and Palynology 91(1-4): 1-21.

Gómez, D. A. and G. A. Suarez (2009). Determinación de la Procedencia de los Conglomerados de la Formación La Paila. Ciencias Geológicas. Manizales, Universidad de Caldas: 194.

Gómez, H. (1970). "Geología del Valle Alto del Río Cauca, Zonas I y II CVC." Ingeominas Informe 1566 85.

González, H. (1980). "Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina)." Boletín Geológico, Ingeominas 23(1): 1-174.

INGEOMINAS (1995). Unidad operativa Cali, área de ingeniería geoambiental, analisis y estudio geológico-geotectónico del sitio Puente Negro, geoamenazas en la cuenca del río Guadalajara y caracterización del sitio de Puente Negro.



Keith, J. F. J., W. H. Kanes, et al. (1988). "Frontier basins of Colombia - The Cauca Patía Basins: Preliminary Report." University of South Carolina, Earth Sciences and Resources Institute Technical report No 88-0008: 73.

López, M. C. (2006). Análisis de deformación tectónica en los piedemontes de las cordilleras Central y Occidental Valle del Cauca, Colombia-Contribuciones Paleosísmicas. Departamento de Geología. Medellín, Universidad EAFIT: 113.

Lowe, D. R. (1976). "Grain flow and grain flow deposits." *Journal of Sedimentary Petrology* 46: 188-199.

Luzón, A. y. and A. Gonzales (2003). "Los sistemas aluviales Oligo-Miocenos del margen norte de la cuenca del Ebro: Caracterización sedimentaria y síntesis paleogeográfica. ." *Rev. Soc. Geol. España*, 16 (3-4): 239-256.

Maya, M. and H. González (1995). "Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia." *Boletn Geológico, Ingeominas* 35(2-3): 43-57.

McCourt, W. J. (1984). "The Geology of the Central Cordillera in the Department of Valle del Cauca, Quindío and NW Tolima." *British Geological Survey Report Series* 84: 8-49.

McCourt, W. J. (1984). Mapa geológico preliminar de la plancha 243- Armenia. Escala 1: 100 000. Bogotá, Ingeominas.

McCourt, W. J. (1984a). "The geology of the Central Cordillera in the Departments of Valle del Cauca, Quindío and (N.W.) Tolima (sheets 243, 261, 262, 280 & 300). Cali, Colombia." INGEOMINAS Misión Británica (British Geological Survey) Report No. 8 (Inédito).

McCourt, W. J. (1985). "Mapa Geológico de Colombia - Escala 1:100.000, Plancha 262 - Génova." INGEOMINAS.

McCourt, W. J. and J. A. Aspden (1983). "A plate tectonic model for the phanerozoic evolution of central and southern Colombia." *INGEMINAS 10th Caribbean Geological Conference Transactions*: 38-47.

McCourt, W. J., D. Millward, et al. (1984). Mapa Geológico Preliminar. Plancha 280-Palmira. Cali, Ingeominas.

McCourt, W. J., D. y. Millward, et al. (1985b). "Mapa Geológico de Colombia - Escala 1:10000, Plancha 280 - Palmira." INGEOMINAS.

McCourt, W. J., D. Mosquera, et al. (1985). Mapa Geológico Preliminar, Plancha 243 - Armenia. Escala 1:100.000. Bogotá, Ingeominas.

McCourt, W. J., D. Mosquera, et al. (1985a). "Mapa Geológico de Colombia Escala 1:100.000, Plancha 243 - Armenia." INGEOMINAS.

McCourt, W. J. and G. Verdugo (1985). Mapa Geológico de Colombia, Plancha 300, Cali. Cali, Ingeominas, Bogotá.

McPhie, J., M. G. Doyle, et al. (1993). Volcanic Textures. CODES. Hobart, University of Tasmania: 198

Mesa, M. J. J. and M. H. G. Suarez (2001). Zonificación Preliminar de Amenazas Naturales por Movimientos de Masa en la Unidad de Manejo de Cuenca (U.M.C) del Río Guadalajara, Municipio de Buga Departamento del valle del Cauca, Colombia. Manizales, Universidad de Caldas: 120.

Miall, A. D. (1996). The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Berlin, Springer.

Millán, R. H. (1994). Estudio Geomorfológico de la Cuenca del Río Guadalajara, Buga-Valle del Cauca Manizales, Universidad de Caldas: 113.

Moreno. S, M. and A. Pardo. T (2002). "Historia geológica del Occidente Colombiano." *Geo-Eco-Trop* 26(2): 91-113.

Muller, J., Di Giacomo de E., et al. (1987). "A palynological Zonation for the Cretaceous, Tertiary, and Quaternary of Northern South América. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation." *AASP Contributions Series Number 19*: 76 p.

Nelson, H. W. (1957). "Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the section between Ibagué and Cali." *Leidse Geologische Mededlingen* 22: 1-76.

Nemec. W and Postma. G (1993). "Quaternary aluvial fans in southwestern Crete: Sedimentation processes and geomorphic evolution En Reading, 1996 Sedimentry Environments, Processes, Facies and Stratigraphy."

Nivia, A. (1987). Geochemistry and origin of the Amaime and Volcanic Sequences, Southwestern Colombia. Leicester, University of Leicester: 163p.

Nivia, A. (2001). Mapa Geológico del Departamento del Valle. Memoria explicativa. Cali, Ingeominas: 148.



Nivia, A., N. Galvis, et al. (1992). Geología de la Plancha 242-Zarzal. Bogotá, Ingeominas: 73.

Reading, H. G. (1996). Sedimentary environments : processes, facies, and stratigraphy. Cambridge, Mass. ; Oxford, Blackwell Science.

Schmid, R. (1981). "Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGSS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks." *Geology* 9: 41-43.

Schultz, A. W. (1984). "Subaerial debris-flow deposition in the upper Paleozoic Cutler Formation. Western Colorado." *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 759-772.

Schwinn, W. L. (1969). Guidebook to the Geology of the Cali Area, Valle del Cauca, Colombia. Bogotá, Colombian Society of Petroleum Geological and Geophysicists: 29.

Schwinn, W. L. (1969). "Guidebook to the geology of the Cali area. Valle del Cauca, Colombia . Bogotá." Colombian Society of Petroleum Geologist and Geophysicis 10th field trip: 1-19.

Smith, D. G. (1986). "Anastomosing river deposits, sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena River northwestern Colombia, South America." *Sedimentary Geology* 46: 177-196.

Smithsonian, W. G. (1999). "Manual of Leaf Architecture, Morphological description and categorization of dicotyledonous and net-veined monocotyledonous angiosperms by Leaf Architecture. ." 65p.

Soltis, E. D., P. S. Soltis, et al. (2005). Phylogeny and evolution of angiosperms. Sunderland, Sinauer Associates, Inc. Publishers.

Spadea, P., A. y. Espinosa, et al. (1989). "High-Mg extrusive rocks from the Romeral Zone ophiolites in southwestern Colombian Andes." *Chemical Geology* 77: 303-321.

Stanistreet, I. G. and T. S. McCarthy (1993). "The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems." *Sedimentary Geology* 85: 115-133.

Suter, F. (2003). Geologie de la region de Playa Azul, partie occidentale distale du fan fluvio-volcanique du Quindío (Serranía de Santa Barbara, Quindío et Valle del



Cauca, Colombia). Département de Géologie et Paléontologie. Genève, Université de Genève. Licencié ès Sciences de la Terre: 121.

Suter, F. (2008). Plio-Pleistocene alluvial- lacustrine basin infill evolution in a strike-slip active zone (Northern Andes, Western, Central Cordilleras, Colombia). Genève, Université de Genève.

Suter, F., R. Neuwerth, et al. (2005). Depositional model for the Quaternary Zarzal Formation (Colombia) and its stratigraphic relationship with the fluvio-volcanic mass flows derived from the Central Cordillera. 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona.

Toussaint, J. F., G. Botero, et al. (1978). "Datación K/Ar del Batolito de Buga." *Publicación Geológica Especial, Universidad Nacional. Medellín* 13: 1-3.

Toussaint, J. F. and J. J. Restrepo (1974). *Obducción Cretácea en el Occidente Colombiano. Publicación especial de Geología. Medellín, Universidad Nacional*: 1-23.

Traverse, A. (2007). "Paleopalynology." *Second Edition*, : 813.

Van der Hammen, T. (1958). "Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos." *Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional* 6(1-3): 67-128.

Villamarín, J. A., E. Masana, et al. (1999). "Abanicos aluviales cuaternarios del Baix Camp (provincia de Tarragona): resultados de dataciones radiométricas. *Geogaceta*." 25: 211-214.

LISTA DE ANEXOS

ANEXO 1A. Petrografía

ANEXO 1B. Clasificación de Macroflora

ANEXO 2. Poligonales levantadas en la Sección Buga-La Habana

ANEXO 2.1. Poligonal de la Columna Estratigráfica Formación La Paila

ANEXO 2.1.1. Poligonal Flanco Oriental del Anticlinal (Tramo Puente Negro)

ANEXO 2.1.2. Poligonal Flanco Oriental del Anticlinal (Tramo La Guinea)

ANEXO 2.1.3. Poligonal Flanco Occidental del Anticlinal (Tramo Ecohotel los Guadales)

ANEXO 2.1.4. Poligonal Flanco Occidental del Sinclinal (Tramo Vereda La Granjita)

ANEXO 2.1.5. Poligonal Flanco Occidental del Sinclinal (Tramo Club del Río)

ANEXO 3. Columnas Estratigráficas levantadas en la Sección Buga-La Habana

ANEXO 3.1. Columna Estratigráfica Flanco Oriental Anticlinal de Sonso

ANEXO 3.2. Columna Estratigráfica Flanco Occidental Anticlinal de Sonso

ANEXO 3.3. Columna Estratigráfica Flanco Occidental Sinclinal de Sonso

ANEXO 4. Mapa Geológico

ANEXO 1A

PETROGRAFÍA

Las rocas sedimentarias son clasificadas de acuerdo a la abundancia de sus constituyentes, sean silicioclásticos, químicos, bioquímicos, carbonáceos o autigénicos.

Las secciones analizadas muestran abundancia de constituyentes silicioclásticos, las cuales fueron subdivididas en 5 grupos de acuerdo a su granulometría y al contenido de material volcánicoclástico:

1. Ruditas
2. Arenas
3. Tobas
4. Arenas volcánicas
5. Ignéa Porfirítica

1. Ruditas

Para la clasificación de las rocas con constituyentes mayores a 2mm (Ruditas) se tuvo en cuenta el triángulo de clasificación propuesto por Boggs, 1992 (Figura 1), el cual clasifica estas arenas como conglomerados o diamictitas (de acuerdo a la fábrica), polimícticas u oligomícticas (de acuerdo a la composición de sus constituyentes). Estas ruditas se clasificaron como conglomerados polimicticos, los cuales están compuestos principalmente de cuarzo (monocristalino - policristalino), fragmentos líticos de rocas volcánicas, plutónicas, sedimentarias y metamórficas, feldespatos (potásicos - plagioclasas) y hornblendas con granos subangulares a subredondeados de alta a baja esfericidad. Como minerales accesorios se tienen epidota y clorita, en menor proporción biotitas y moscovitas (Figuras 2, 3, 4 y 5).

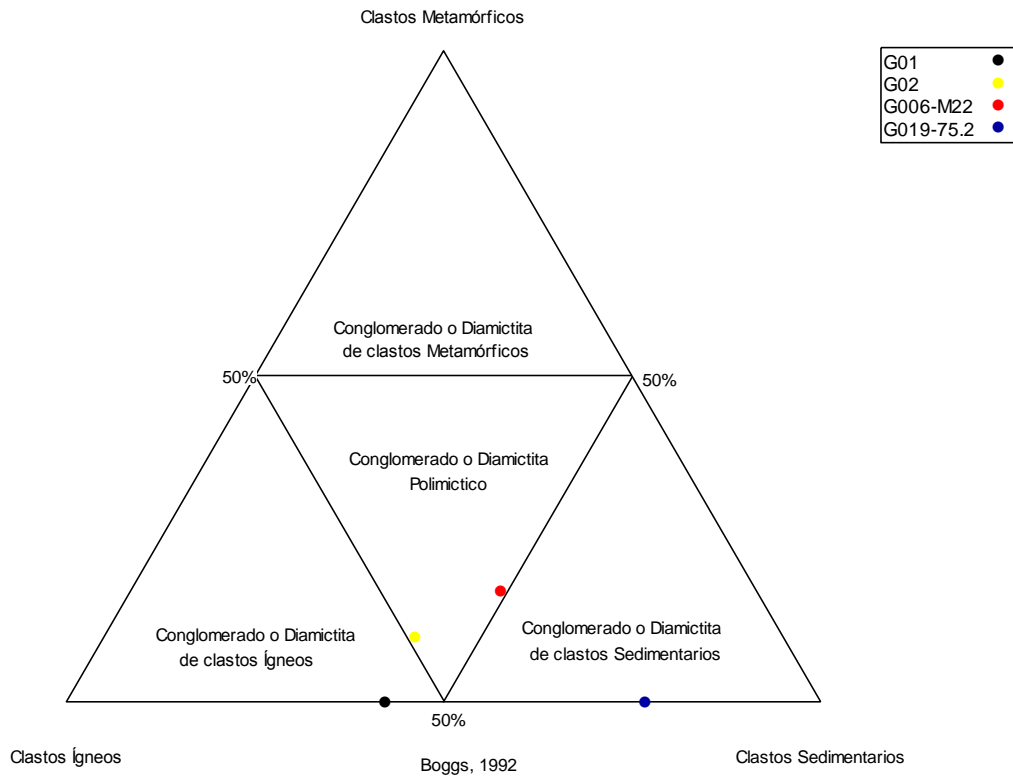


Figura 1. Triángulo de Clasificación de Conglomerados en base a la litología de los clastos y al tipo de fábrica, Boggs 1992.

Código Muestra: G01

Granulometría: Rudita

Selección: Pobre

Relación Granos-Matriz: Granosoportada

CLASTOS

Composición		%	Máx	Mín	Ro	Otras Características
Qm		10	AG	AM	SR	Fracturados, con venas de carbonato
Qp		8	AM	AM	SR-R	Metamórfico deformado, recristalizado
Fk						
Fp		9	AMG	AM	SA	Macla de albita-periclina, alteración a sauzurita y sericita
Lp		4	AG			
Lv		25	AMG	AG	SR	Basaltos, pórfidos
Lm						
Ls		21	AMG	AG	SR	Chert , arenitas
Min Densos						
Micas	Clorita	8	AM		SA	Verde, granular con materia orgánica
Otros	Hornblenda	8	AG	AM	SR	Fracturada
	Epidota	7	AG	AM	SR-SA	Algunas zoisitas
	Mat Org	3				En la matriz
	Turmalina	1			SR	Fracturada

MATRIZ: No presenta

CEMENTO: Esparita 25%, Micrita 15%

POROSIDAD: Intergranular 3%, de fractura 2%, vugular 3%

FABRICA: Contacto libre y tangencial

DESCRIPCIÓN: Rudita clastosoportada, pobremente seleccionada, con clastos subredondeados compuestos principalmente de líticos volcánicos, líticos sedimentarios y cuarzo monocristalino y policristalino.

CLASIFICACIÓN: Según

Boggs: Conglomerado Polimítico

Código Muestra: G02

Granulometría: Rudita

Selección: Pobre

Relación granos-matriz: Matrizsoportada

CLASTOS

Composición		%	Máx	Mín	Ro	Otras Características
Qm		10	AG		SR	Fracturado
Qp		15	AG	AM	SR-SA	Metamórfico deformado, esquistoso
Fk						
Fp		9	AG		SA	Macla de albita-periclina
Lp						
Lv		20	AG	AG	SR	Basaltos
Lm		4	AG		SA-SR	Esquisto anfibolítico
Ls		17	AG	AM	SR	Chert, arenitas
Min Densos		3	AM			
Micas	Clorita	8			SA	Verde, granular con materia orgánica
Otros	Hornblenda	10	AM		SA-SR	Fracturada
	Epidota	7	AG		SR-SA	Fracturada
	Mat Org	3				En la matriz

MATRIZ: No presenta

CEMENTO: Esparita basal 30%, de poros de micrita 12%, de sílice de poros 2%

POROSIDAD: Vugular 15%

FABRICA: Flotante

DESCRIPCIÓN: Rudita matrizsoportada, pobremente seleccionada, de granos subredondeados compuestos principalmente por líticos volcánicos, líticos sedimentarios, cuarzo monocristalino y policristalino, hornblendas y en menor proporción plagioclasas, epidotas y cloritas.

Los carbonatos han reemplazado la matriz y se encuentran cementando los granos. Los carbonatos están compuestos de esparita basal con neoformismo degradante (es decir, la esparita se está degradando a micrita) y en menor proporción micrita, la cual está presente también como cemento de poros.

La porosidad es vugular principalmente, debido a la disolución del cemento basal.

CLASIFICACIÓN: Según

Boggs: Conglomerado Polimíctico

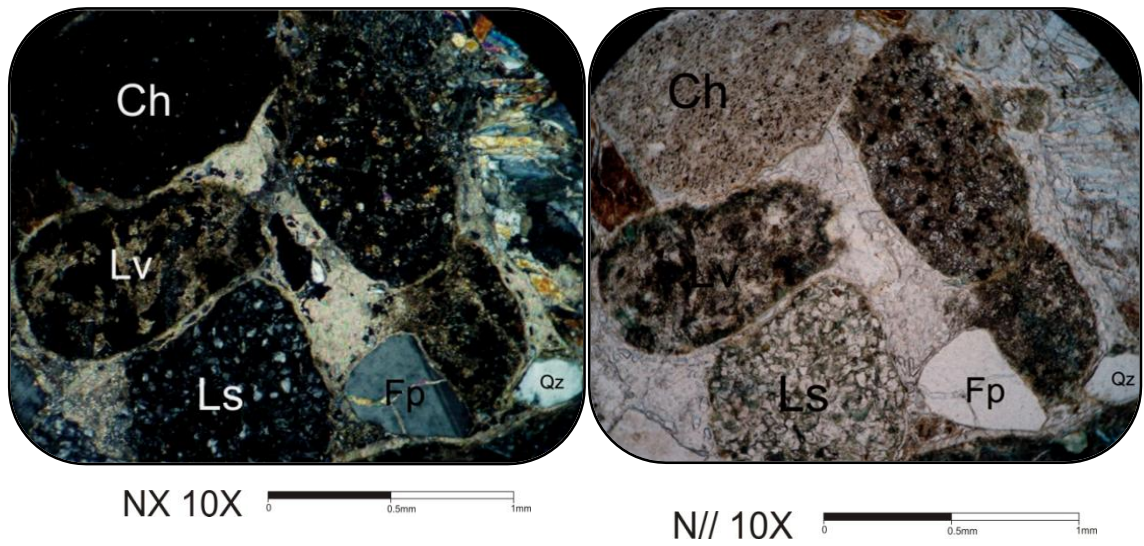


Figura 2. (Rudita) Sección GO1 Clastos de cuarzo monocristalino (Qz), lítico volcánico (Lv), lítico sedimentario de arenita (Ls), plagioclasa (Fp), hornblenda (Anf) y chert (Ch) en un conglomerado polimictico con cemento carbonatado.

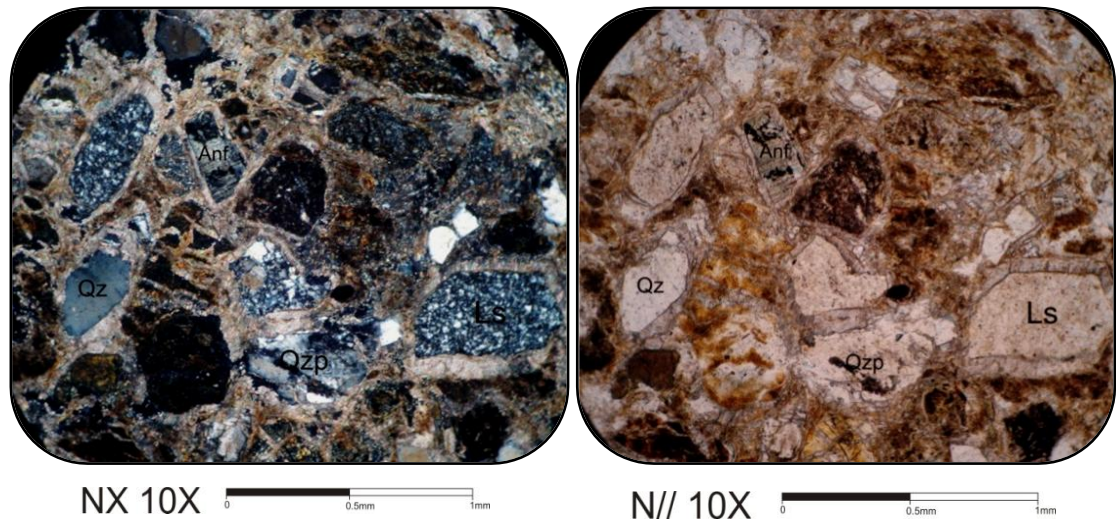


Figura 3. (Rudita) Sección G02 Clastos de cuarzo monocristalino (Qz), lítico sedimentario de arenita (Ls) y hornblenda (Anf) en conglomerado polimictico con cemento carbonatado.

Código Muestra: G006-M22

Granulometría: Rudita

Selección: Buena a moderada

Relación granos-matriz: Granosoportada

CLASTOS

Composición	%	Máx	Mín	Ro	Otras Características
Qm	12	AMG	AM	SA	En granos, en venas
Qp	16	R	AG	SA-SR	Recristalizado, Metamórfico esquistoso, metamórfico deformado
Fk	2	AMG	AM	SA	
Fp	8	AMG	AM	SR	Alteración a sericita, Maclas de albita-periclina
Lp	2			SA-SR	
Lv	10	AMG	AG	SR	Basaltos
Lm	6			SA	Esquistos
Ls	17	R	AG	SR	Chert, arenitas
Min Densos	2	AM		SR	
Micas	Moscovita	3		SA	
	Clorita	4	AMG	AG	
Otros	Hornblenda	8	AMG	SA	
	Epidota	7	AG	SR	
	Ox de Fe	3			Hematita, goethita

MATRIZ: Arcillosa 8%, limo 4%

CEMENTO: No presenta

POROSIDAD: Intergranular 15%, por disolución 3%, de fractura 7%

FABRICA: Contacto largo, neto

DESCRIPCIÓN: Roca terrígena con tamaños de grano entre arena muy gruesa a grava (Rudita), granosoportada, moderadamente calibrada, con granos subredondeados a subangulares, matriz arcillosa y en algunos sectores limosa, con líticos sedimentarios de arenita, Chert y líticos volcánicos de basalto principalmente. Posee buena porosidad, predominantemente intergranular.

CLASIFICACIÓN: Según

Boggs: Conglomerado Polimíctico

Código Muestra: G019-M75.2

Granulometría: Rudita

Selección: Pobre

Relación granos-matriz: Granosoportada

CLASTOS

Composición		%	Máx	Mín	Ro	Otras Características
Qm		17	AMG		SA	Muy fracturado
Qp		10	AMG	AG	SR	Metamórfico deformado, metamórfico recristalizado
Fk						
Fp		8	AG	AM	SA	Macla de periclina, albita-periclina
Lp						
Lv		10	AMG	AMG	SR	Muy oxidados, basaltos
Lm						
Ls		35	AMG	AM	SR-SA	Radiolarita, Chert, arenitas, lodolita
Min Densos		3	AM	AMF	SA-SR	
Micas	Biotita	2	AM		SA	
Otros	Hornblenda	10	AG		SA	Epidotizada
	Epidota	5	AMG	AG	SR	Algunas Zoisitas

MATRIZ: Arena muy fina 30%

CEMENTO: Silíceo 3%

POROSIDAD: Intercristalina 10%, de fractura 5%

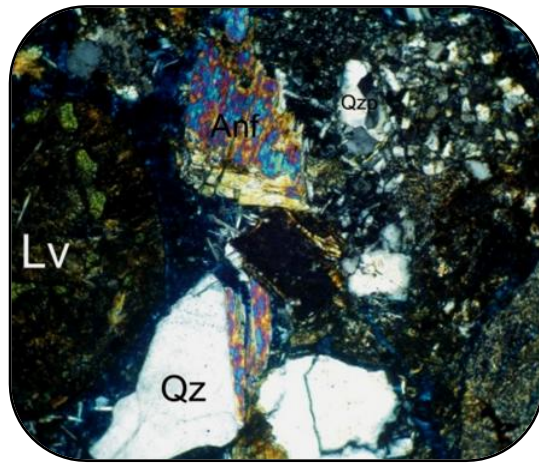
FABRICA: Contacto libre y tangencial

DESCRIPCIÓN: Rudita matrizsoportada, pobremente seleccionada, con granos subangulares y subredondeados, compuesta principalmente de líticos sedimentarios como arenitas, Chert y radiolaritas (donde los radiolarios disueltos han sido reemplazados por calcedonia), líticos volcánicos (principalmente de basaltos), cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino metamórfico deformado y metamórfico recristalizado, hornblendas (algunas con epidotización), plagioclasas y epidotas (algunas zoisitas), contenidos en una matriz de arena muy fina y unidos en algunos sectores por cemento silíceo.

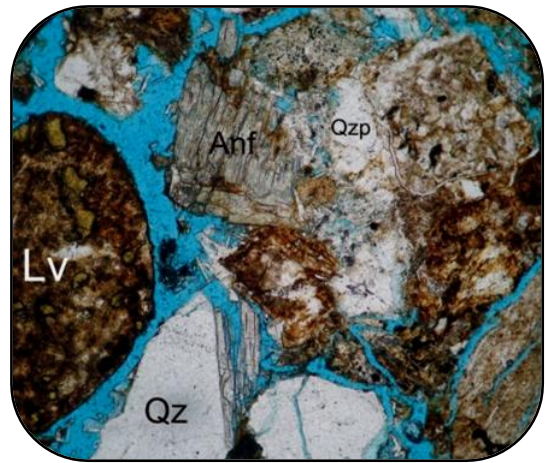
La porosidad predominante es la intercristalina y es apreciable también la porosidad de fractura principalmente en hornblendas y cuarzos.

CLASIFICACIÓN: Según

Boggs: Conglomerado Polimíctico

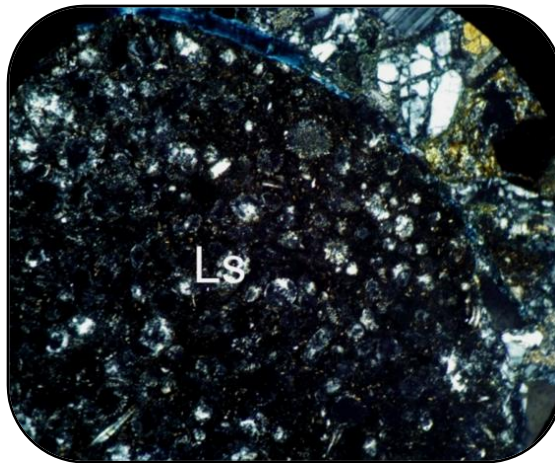


NX 10X 0 0.5mm 1mm

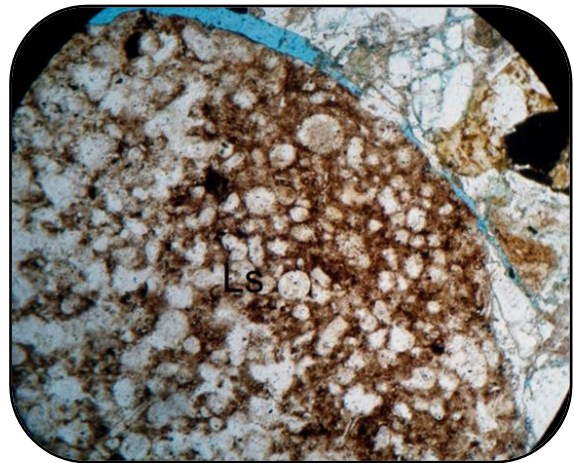


N// 10X 0 0.5mm 1mm

Figura 4. (Rudita) Sección G006-M22 Clastos de cuarzo monocristalino (Qz), cuarzo policristalino (Qzp), lítico volcánico (Lv) y hornblenda (Anf) en un conglomerado polimictico (Boggs) con porosidad intergranular.



NX 10X 0 0.5mm 1mm



N// 10X 0 0.5mm 1mm

Figura 5. (Rudita) Sección G019-M75.2 Clasto de Lítico sedimentario de radiolarita (Ls) en un conglomerado polimictico.

2. Arenitas

Para la clasificación de las arenitas se utilizaron los triángulos desarrollados por Folk, 1968 (Figura 6), Pettijohn, 1957 (Figuras 7 y 8) y Williams et. Al, 1982 (Figuras 9 y 10).

Las litoarenitas feldespáticas (en el sentido de Folk) o arenitas feldespáticas (en el sentido de Williams et. al, o arcosas en el de Pettijohn), son aquellas areniscas que contienen menos del 90% de cuarzo y mayor porcentaje de feldespatos que de líticas; las arenitas líticas o litoarenitas son conocidas por su alto contenido en fragmentos líticos. Así, cualquier arenisca que contenga menor proporción del 95% de cuarzo (incluyendo policristalino y monocristalino) y fragmentos líticos mayor a los feldespatos, es una arenita lítica. Las grawacas, son entonces arenitas con más del 15% de matriz arcillosa (Pettijohn, 1957).

Estas arenas están compuestas principalmente de clastos de cuarzo (monocristalino y policristalino), feldespatos (plagioclasa y potásico) y fragmentos líticos de rocas ígneas (volcánicas y plutónicas), metamórficas (cuarcitas, esquistos, milonitas) y sedimentarias (arenitas, arcillolitas, chert); su clasificación va desde arcosas hasta litoarenitas (según Folk, 1968) siendo éstas últimas las más abundantes. Los minerales que se encuentran en menor abundancia son básicamente hornblendas, epidotas (epidota, zoisita-clinozoisita), clorita, y en menor proporción biotita y moscovita. En general la selección de estas arenitas es pobre a buena, con clastos angulares hasta subredondeados de baja y alta esfericidad, algunos con matriz de contenido de arcillas y en menor proporción con matriz areno-limosa (Figuras 11 a 25).

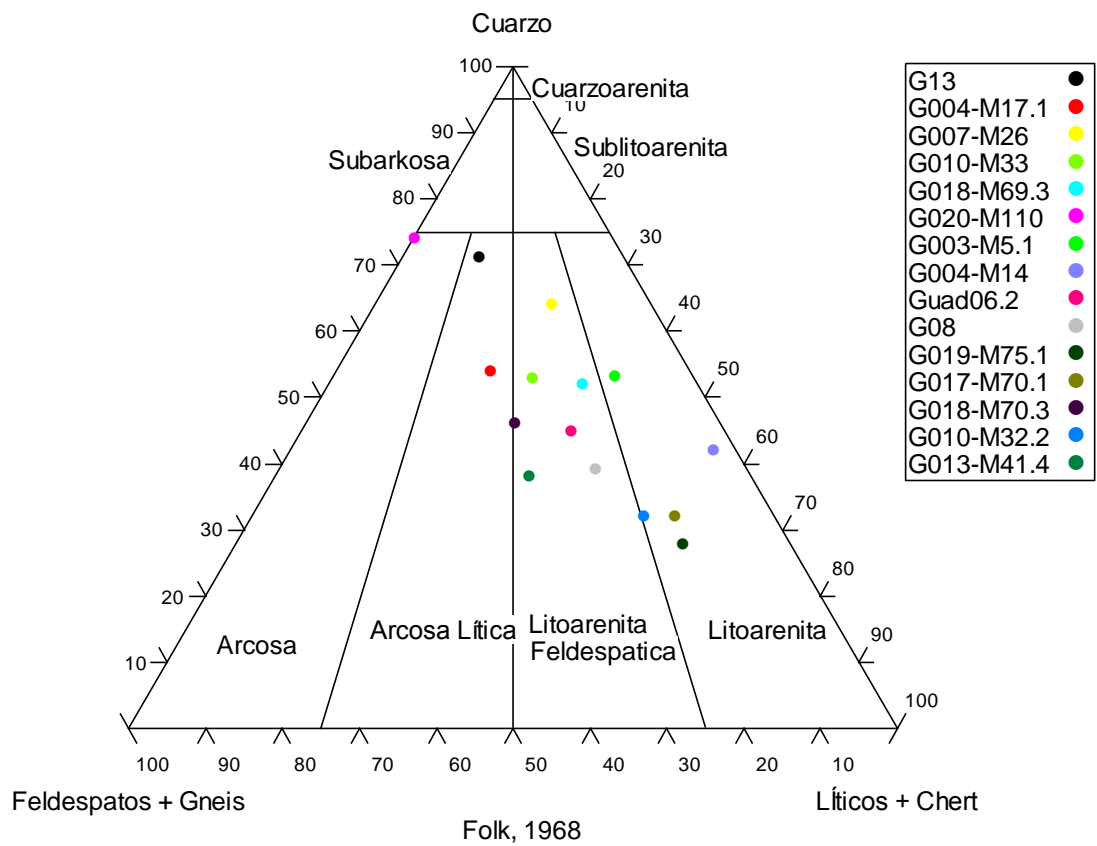


Figura 6. Triángulo de Clasificación de Arenitas, Folk 1968.

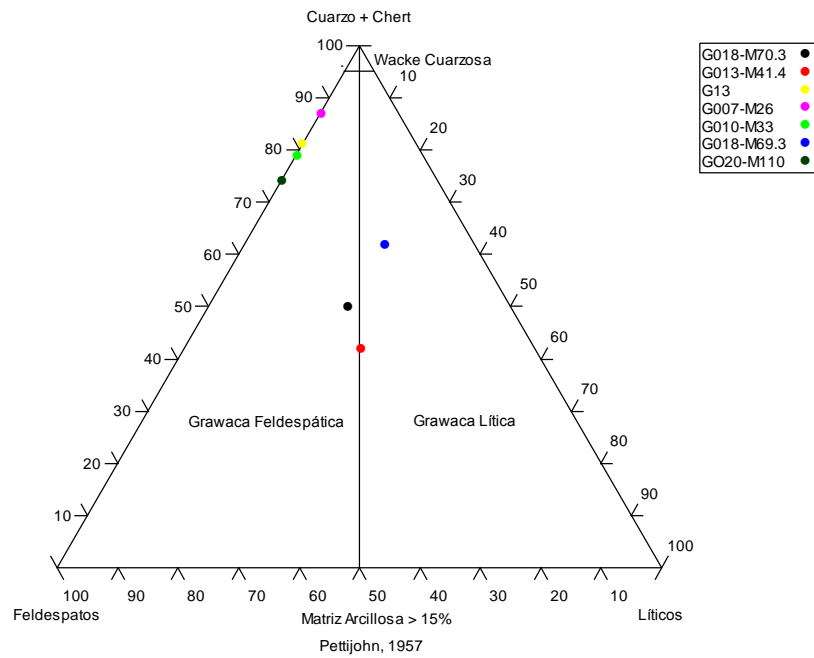


Figura 7. Triángulo de Clasificación de Arenitas, Pettijohn, 1957. Para arenitas con > 15 % de Matriz Arcillosa

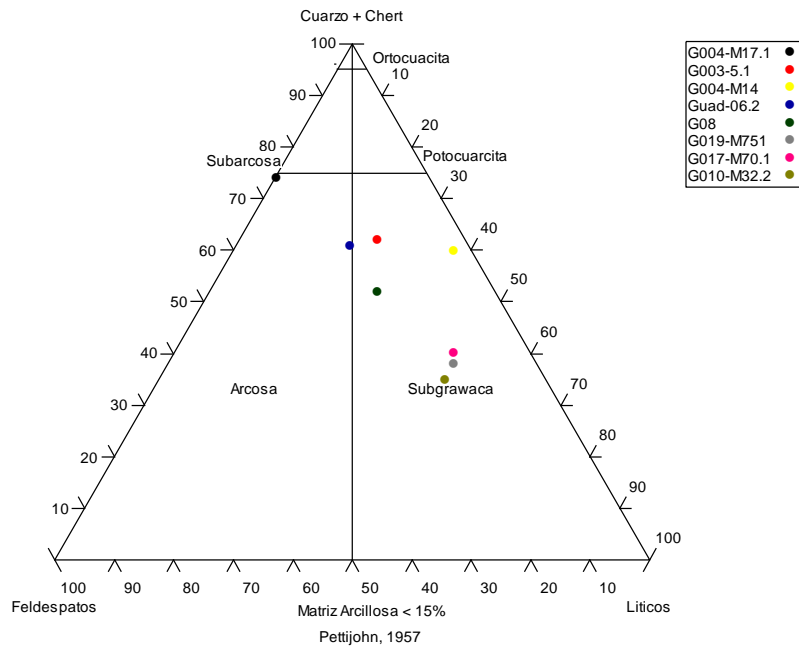


Figura 8. Triángulo de Clasificación de Arenitas, Pettijohn, 1957. Para arenitas con < 15 % de Matriz Arcillosa

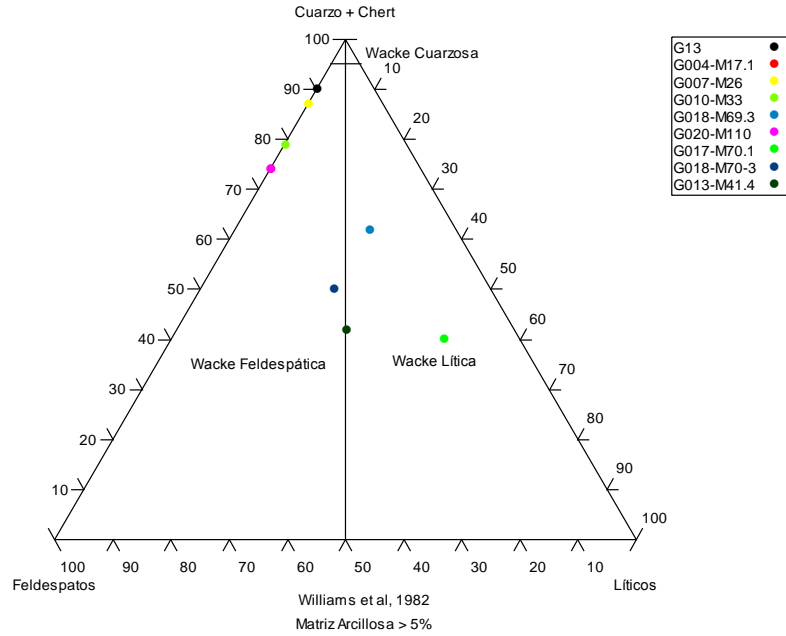


Figura 9. Triángulo de Clasificación de Arenitas, Williams, 1982. Para arenitas con > 5 % de Matriz Arcillosa

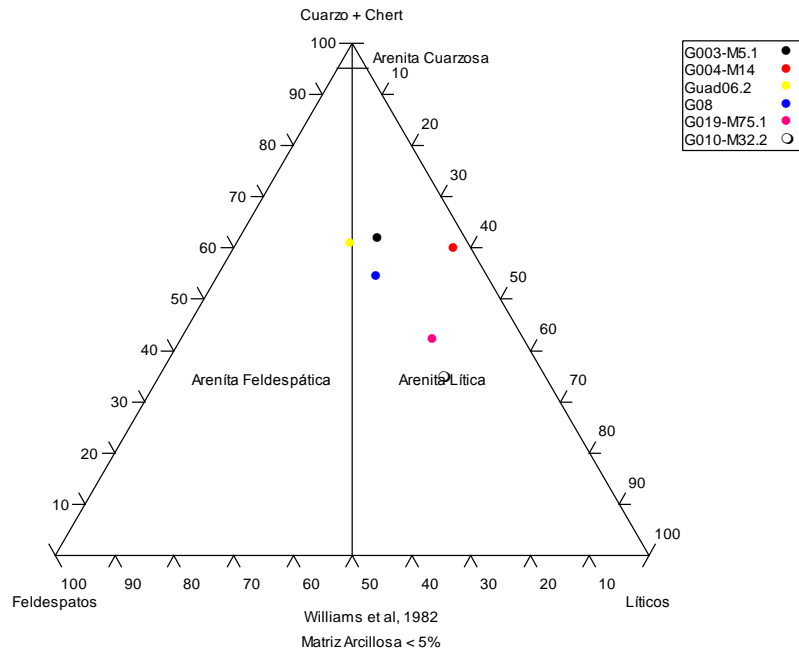


Figura 10. Triángulo de Clasificación de Arenitas, Williams, 1982. Para arenitas con < 5 % de Matriz Arcillosa

Código Muestra: G017-M70.1

Granulometría: Arena gruesa

Selección: Pobre

Relación granos-matriz: Granosoportada

CLASTOS

Composición	%	Máx	Mín	Ro	Otras Características
Qm	15	AMG	AM	SA	
Qp	10	AG		SR	Metamórfico esquistoso, metamórfico deformado
Fk					
Fp	10	AG		SA	Macla de periclina, zonados
Lp	3	AG			
Lv	24	AMG	AG	SR	Basaltos
Lm					
Ls	16	AMG		SR	Chert (6%), arena muy fina
Min Densos	1	AF		SA	
Micas	Biotita	3	AM	SA	
	Clorita	2		SA	
	Moscovita	2	AG	SA	Deformada
Otros	Hornblenda	7	AMG	SA	
	Epidota	5		SA-SR	
	Mat org	1			
	Ox de fe	1	AM	SA	Hematita

MATRIZ: Limo 8%, arcillosa 6%

CEMENTO: Pelicular de óxidos de hierro 3%, silíceo 7%

POROSIDAD: Intergranular 9%, por fractura 3%

FABRICA: Contacto tangencial, largo y libre

DESCRIPCIÓN: Arena gruesa, clastosoportada, pobremente seleccionada, con matriz de limo y arcilla, abundantes líticos volcánicos y sedimentarios, al igual que cuarzo monocristalino.

CLASIFICACIÓN: Según

Pettijohn (1957): Subgrawaca

Folk (1968): Litoarenita Inmadura

Williams et al. (1982): Wacke lítica

Código Muestra: G003-M 5.1

Granulometría: Arena gruesa a muy gruesa

Selección: Muy pobre a pobre

Relación granos-matriz: Matrizsoportada

CLASTOS

Composición	%	Máx	Mín	Ro	Otras Características	
Qm	8	AG	AF	A-SA	Cuarzos fracturados	
Qp	9	AG	AF	A-SA		
Fk						
Fp	4	AG	AF	A-SA	Macla de albita, fracturadas	
Lp						
Lv	6	AMG	AG	SR- R	Teaxtura branching (Piroxenos)	
Lm						
Ls	4	AMG	AG	SR- R	De arenita (arcillosos)	
Min Densos	1	AM	AMF	SR		
Micas	Moscovita	1	AG	AM	A	
	Clorita	2	AM	AF	SA	
Otros	Chert	4	AG	AG	SR- R	
	Epidota	4	AG	AMF	A-SR	
	Hornblenda	5	AG	AF	A-SA	Deformados
	Zoisita	2	AM	AMF	SR	

MATRIZ: No presenta

CEMENTO: De carbonatos secundarios (diagenético), 30 %.

POROSIDAD: Intergranular y vugular, 20%

FABRICA: Clastos en contacto flotante

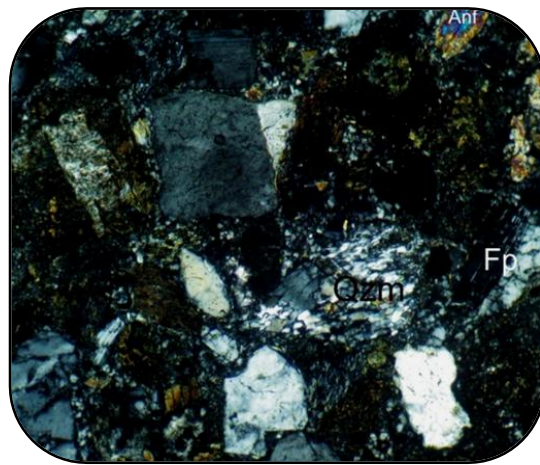
DESCRIPCIÓN: Arenita de tamaño de grano grueso a muy grueso, muy pobre a pobremente seleccionada con cemento de carbonatos secundarios tamaño esparita y micrita, la mayoría de los clastos se encuentran muy fracturados, alterados y oxidados, algunos rellenos por carbonatos. Además se observan hornblendas deformadas, líticos sedimentarios de arenitas y arcillolitas y líticos volcánicos de basaltos con textura branching (racimos de piroxenos).

CLASIFICACIÓN: Según

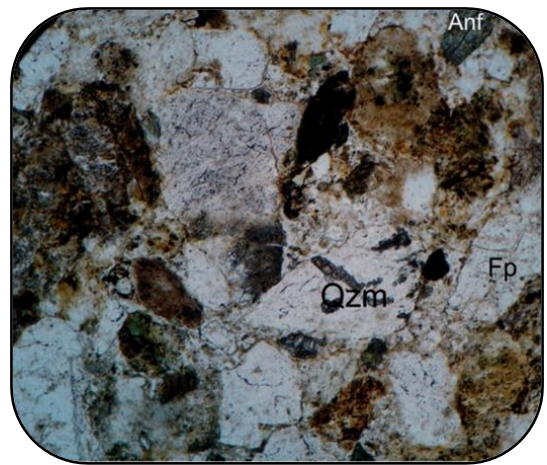
Pettijohn (1957): Subgrawaca

Folk (1968): Litoarenita Submadura

Williams et al. (1982): Arenita Lítica

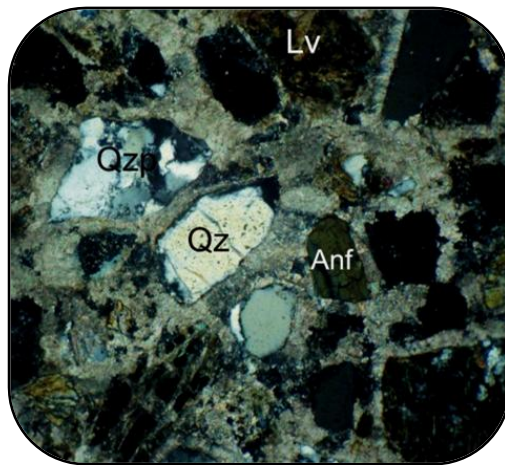


NX 10X 0 0.5mm 1mm

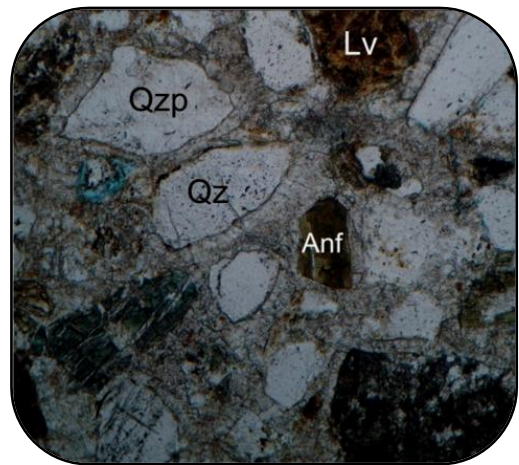


N// 10X 0 0.5mm 1mm

Figura 11. (Litoarenita Inmadura) Sección G017-M70.1 Clastos de cuarzo metamórfico esquistoso (Qzm), Plagioclasa (Fp) y hornblenda (Anf) tamaño arena gruesa clastosoportada.



NX 10X 0 0.5mm 1mm



N// 10X 0 0.5mm 1mm

Figura 12. (Litoarenita Submadura) Sección GOO3-M5.1 Clastos de cuarzo monocristalino (Qz), cuarzo policristalino (Qzp), lítico volcánico (Lv) y hornblenda (Anf), cementados por carbonatos diagenéticos de micrita y esparita.

Código Muestra: G004-M14

Granulometría: Arena media

Selección: Pobre

Relación granos-matriz: Granosoportada

CLASTOS

Composición		%	Máx	Mín	Ro	Otras Características
Qm		13	AG	AM	SA-SR	
Qp		10	AMG	AG	A-SR	
Fk						
Fp		1	AM	AM	SR	Macla de albita
Lp						
Lv		9	AMG	AG	SA	Color café rojizo
Lm						
Ls		9	AMG	AMF	SA	De matriz arcillosa
Min Densos		2	AM			
Micas	Clorita	5	AM			
Otros	Chert	9	AMG	AG	SR	
	Epidota	8	AG		SA	
	Hornblenda	5				
	Zoisita	2	AM	AMF		
	Apatito	1	AMF	AMF	SA	
	Calcedonia	1	AG	AG	R	

MATRIZ: Arcillosa, 5 %

CEMENTO: No presenta

POROSIDAD: Buena, Intergranular, 20 %

FABRICA: Contacto puntual y libre

DESCRIPCIÓN: Arenita granosoportada tamaño arena media, pobremente seleccionada compuesta por cuarzo monocristalino y policristalino algunos con inclusiones de epidota al igual que algunas plagioclasas, hay presencia de líticos volcánicos y los líticos sedimentarios (de matriz arcillosa), también hay clastos de chert donde algunos presentan venas de cuarzo, pocos minerales presentan oxidación (2 %); se observan poros rellenos de carbonatos. La roca presenta buena porosidad.

CLASIFICACIÓN: Según

Pettijohn (1957): Subgrawaca

Folk (1968): Litoarenita Submadura

Williams et al. (1982): Arenita Lítica

Código Muestra: G010-M32.2

Granulometría: Arena muy gruesa

Selección: Moderada

Relación granos-matriz: Granosoportada

CLASTOS

Composición	%	Máx	Mín	Ro	Otras Características	
Qm	8	AMG		SA		
Qp	15	AMG		SA	Metamórfico esquistoso, recristalizado, deformado	
Fk	3	AG		SA-SR	Alteración a talco	
Fp	9	AMG		SA	Macla de albita-periclina	
Lp	10	AMG		SR	Tonalita o granodiorita	
Lv	15	AMG		SR	Oxidados	
Lm	4	AMG		SR-SA	Esquisto	
Ls	7	AMG		SR	Chert (2%) Arena muy fina	
Min Densos	2			SR-SA		
Micas	Moscovita	4		SA	Deformada y con materia orgánica	
	Clorita	3		SA	De alteración	
Otros	Hornblenda	8	AMG	SA	Alterando a clorita, fracturadas, meteorizadas	
	Epidota	7	AMG	AG	SA-SR	fracturadas
	Óxidos de fe	2				
	Zoisita	3	AG	AM		

MATRIZ: Arena muy fina 21%, Arcillosa 4%

CEMENTO: Silíceo 5%

POROSIDAD: Intergranular 14% y por fractura 3%,

FABRICA: Contacto flotante, suturado, tangencial

DESCRIPCIÓN: Arena muy gruesa, granosoportada, moderadamente seleccionada, con abundantes líticos volcánicos, en menor proporción líticos sedimentarios, plutónicos y metamórficos. En general los minerales se encuentran oxidados, en especial los líticos.

El cuarzo policristalino se encuentra como cuarzo metamórfico deformado, metamórfico esquistoso y recristalizado.

Hay presencia de materia orgánica, especialmente dentro de las moscovitas.

CLASIFICACIÓN: Según

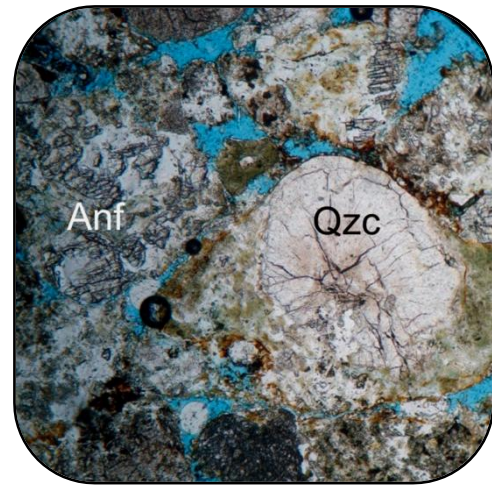
Pettijohn (1957): Subgrauvaca

Folk (1968): Litoarenita Submadura

Williams et al. (1982): Arenita Lítica

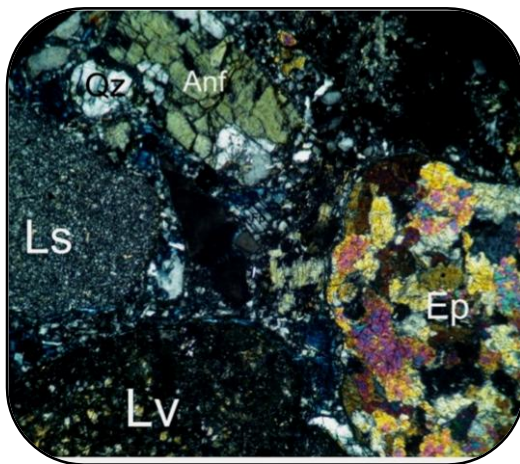


NX 10X 0 0.5mm 1mm

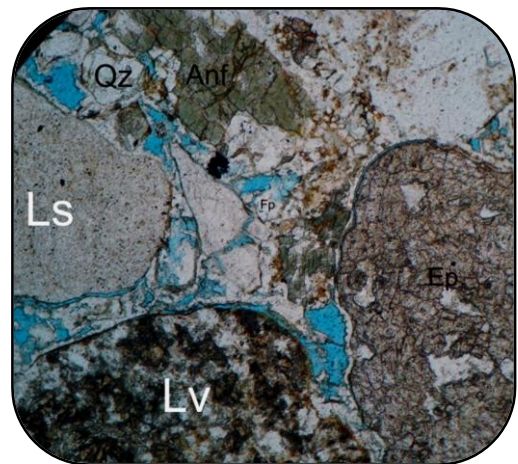


N// 10X 0 0.5mm 1mm

Figura 13. (Litoarenita Submadura) Sección G004-M14 Clastos de calcedonia (Qzc), y hornblenda (Anf), porosidad intergranular.



NX 10X 0 0.5mm 1mm



N// 10X 0 0.5mm 1mm

Figura 14. (Litoarenita Submadura) Sección G010-M32.2 Clastos de cuarzo monocristalino (Qz), lítico volcánico (Lv), lítico sedimentario de arenita (Ls), epidota (Ep) y hornblenda (Anf) tamaño arena muy gruesa clastosportada.

Código Muestra: G019-M75.1

Granulometría: Arena gruesa

Selección: Moderada

Relación granos-matriz: Matrizsoportada

CLASTOS

Composición	%	Máx	Mín	Ro	Otras Características
Qm	9	AG		SR	Fracturado, extinción ondulante
Qp	12	AG	AM	SR	Metamórfico deformado, recristalizado, esquistoso
Fk	4	AM		SA	Macla de karlsbad
Fp	7	AG	AMF	SA-SR	Macla de albita-periclina, zonadas
Lp					
Lv	20	AMG		SR	Oxidados, basaltos
Lm	5	AG		SA	Esquisto, Neis
Ls	20	AMG	AG	SA	Chert (8%), arenitas
Min Densos	2			SR-SA	
Micas	Moscovita	2	AG	SA	Deformada
	Biotita	1	AM	SR	Roja
Otros	Hornblenda	12	AG	SA	Macladas
	Epidota	5	AG	SA-SR	Algunas zoisitas
	Mat org	1	AG		

MATRIZ: Arcillosa 4%, arena muy fina 30%

CEMENTO: Pelicular de óxidos de hierro 5%

POROSIDAD: Intergranular 5%, de fractura 3%

FABRICA: Contacto libre, tangencial y largo

DESCRIPCIÓN: Arenita de tamaño de grano grueso, clastoportada, moderadamente seleccionada, con granos subangulares a subredondeados, compuesta principalmente de líticos volcánicos, líticos sedimentarios, hornblendas y cuarzos.

En menor proporción se encuentran epidotas, líticos metamórficos y micas.

Las plagioclasas están zonadas y macladas y algunos de los anfíboles exhiben maclas.

CLASIFICACIÓN: Según

Pettijohn (1957): Subgrawaca

Folk (1968): Litoarenita Submadura

Williams et al. (1982): Arenita Lítica

Código Muestra: G007-M26

Granulometría: Arena muy fina

Selección: Buena

Relación granos-matriz: Matrizsoportada

CLASTOS

Composición		%	Máx	Mín	Ro	Otras Características
Qm		18	AG	AMF	R-SR	
Qp		12	AM	AF	SA-SR	
Fk						
Fp		5	AM	AF	SR	Macla de albita y periclina
Lp						
Lv						
Lm						
Ls						
Min Densos		5	AM	AMF	SR	
Micas	Biotita	2	AG	AM	SA	
Otros	Chert	10	AG	AF	SR	
	Epidota	5	AG	AMF	SA-SR	
	Zoisita	4	AM	AMF	SA-SR	
	Hornblenda	18	AM	AF	SA-SR	
	Apatito	1	AMF	AMF	SR	

MATRIZ: Arcillosa, 20%

CEMENTO: No presenta

POROSIDAD: Muy baja

FABRICA: Contacto entre los clastos, puntuales o tangenciales y largos

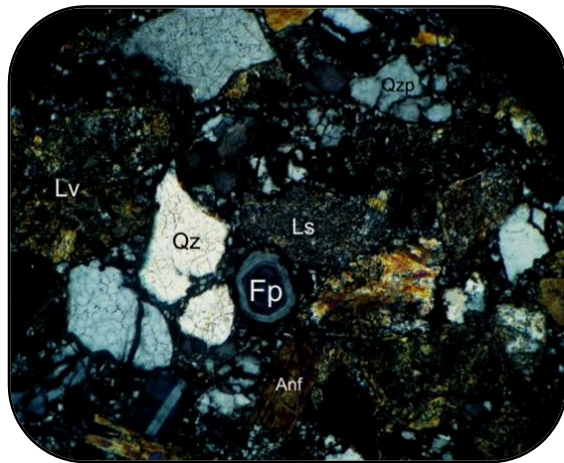
DESCRIPCIÓN: Arena muy fina matrizsoportada compuesta principalmente por cuarzo y anfíboles (hornblendas), presenta algunas plagioclasas que se están alterando a sericita, el contacto entre los granos es generalmente tangencial o puntual y en menor proporción contactos largos además se observa que la roca se encuentra oxidada por sectores, más o menos en un 30 %.

CLASIFICACIÓN: Según

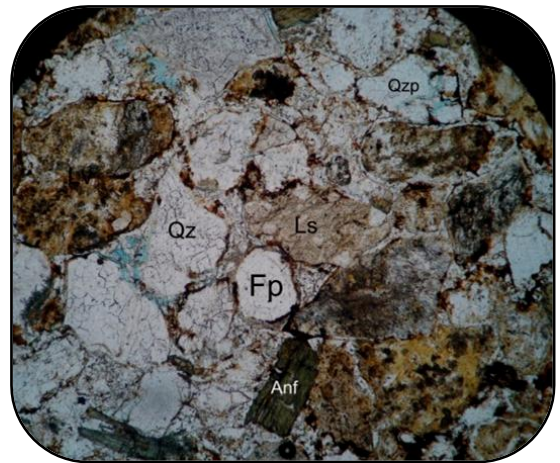
Pettijohn (1957): Grawaca Feldespática

Folk (1968): Litoarenita Feldespática Inmadura

Williams et al. (1982): Wacke Feldespática



NX 10X



N// 10X

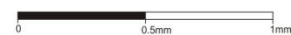
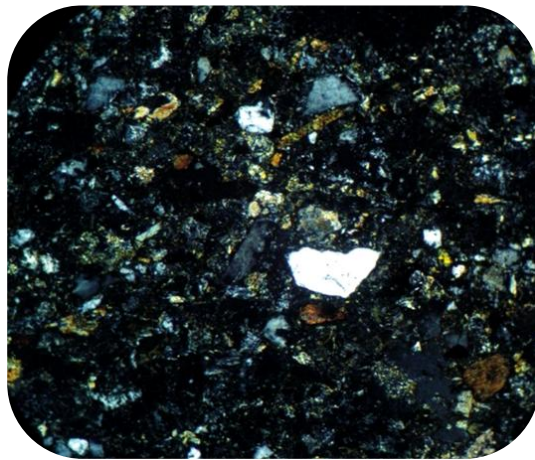
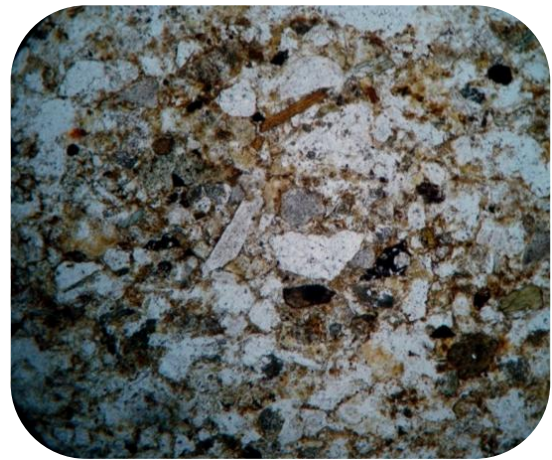


Figura 15. (Litoarenita Submadura) Sección G019-M75.1 Clastos de cuarzo monocrystalino (Qz), cuarzo policristalino (Qzp), lítico volcánico (Lv), lítico sedimentario de arenita (Ls), Plagioclasa (Fp) y hornblenda (Anf) tamaño arena gruesa, matrizsoportada.



NX 10X



N// 10X



Figura 16. (Litoarenita Feldespática Inmadura) Sección G007-M26 Arenita de tamaño de grano muy fino, matrizsoportada.

Código Muestra: G010-M33

Granulometría: Arena muy fina

Selección: Buena a muy buena

Relación granos-matriz: Granosoportada

CLASTOS

Composición	%	Máx	Mín	Ro	Otras Características	
Qm	12	AM	AMF	SA.-R		
Qp	8	AM	AF	SR		
Fk						
Fp	9	AM	AF	SR	Macla de albita y alt a sericita	
Lp						
Lv						
Lm						
Ls						
Min Densos	5	AF	AMF	SA		
Micas	Biotita	3	AM	AF	SA-SR	
	Moscovita	4	AM	AMF		Alargada y fibrosa
Otros	Hornblenda	12	AM	AMF	SA	
	Zoisita	7	AM	AMF	SR	
	Chert	9	AM	AM	SR-R	
	Epidota	6	AM	AMF	SA-SR	
	Zircón	1	AMF	AMF	SR-R	
	Apatito	2	AMF	AMF	SA	Alargado

MATRIZ: Arcillosa, 20%

CEMENTO: No presenta

POROSIDAD: Muy baja

FABRICA: Contacto entre los clastos, puntuales o tangenciales y largos

DESCRIPCIÓN: Arena de grano muy fino granosoportada, bien a muy bien seleccionada con muy baja porosidad ya que la matriz está muy endurecida, presenta una fractura no rellena y algunos clastos se encuentran oxidados (20%).

CLASIFICACIÓN: Según

Pettijohn (1957): Grawaca Feldespática

Folk (1968): Litoarenita Feldespática Inmadura

Williams et al. (1982): Wacke Feldespática

Código Muestra: G013-M41.4

Granulometría: Arena media

Selección: Pobre

Relación granos-matriz: Granosoportada

CLASTOS

Composición	%	Máx	Mín	Ro	Otras Características	
Qm	14	AG	AF	SR	Fracturado	
Qp	7	AG	AG	SA-SR	Metamórfico esquistoso, metamórfico deformado, recristalizado	
Fk	4	AM		SR	Macla de microclina, alteración a talco	
Fp	12	AG	AG	SA	Macla periclina, alteración a sericita	
Lp						
Lv	11	AG		SR	Oxidados	
Lm						
Ls	7	AG		SR	Chert (2%), arenita	
Min Densos	1	AF		SA		
Micas	Moscovita	3	AM	SA	Deformada	
	Biotita	6	AG	AM	SA	Deformada y con materia orgánica
	Clorita	3	AM	SA		
Otros	Horblenda	12	AG	SA	Fracturada, fragmentada	
	Epidota	10	AM	AF	SA-SR	Zoisita
	Esfena	2	AM		SA	
	Ox de fe	1	AF			
	Mat org	2				
Zoisita	5	AG	AF			

MATRIZ: Limo15%

CEMENTO: Silíceo 5%

POROSIDAD: Intergranular 13%

FABRICA: Contacto flotante, suturado, largo y tangencial

DESCRIPCIÓN: Arena media, granosoportada, pobremente seleccionada, con matriz limosa y cemento silíceo, granos subredondeados compuestos principalmente de cuarzo, líticos volcánicos (basaltos), plagioclasas y hornblendas. Entre los líticos sedimentarios se encuentran Chert y arenitas. Las epidotas se encuentran en buena proporción, donde es común encontrar epidotas del grupo de la zoisita. Las micas moscovitas y biotita se encuentran deformadas, en algunos casos con materia orgánica en su interior. El cuarzo policristalino es principalmente metamórfico esquistoso y metamórfico deformado.

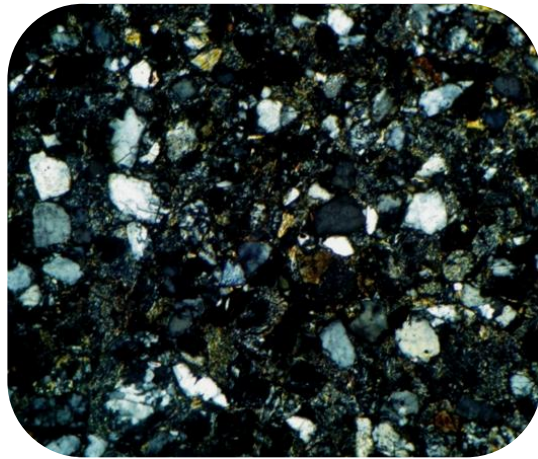
La macla de microclina se encuentra presente en los feldespatos potásicos, de los cuales algunos se están alterando a talco.

CLASIFICACIÓN: Según

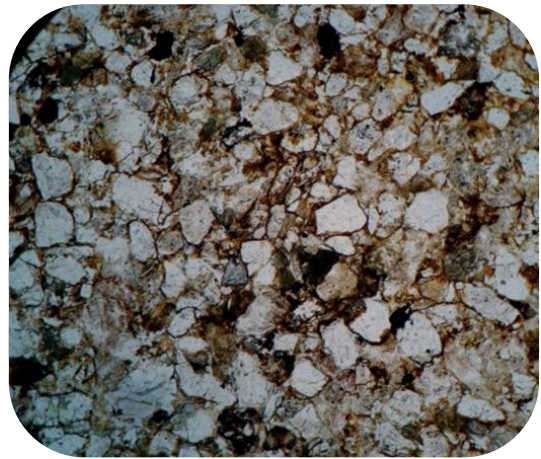
Pettijohn (1957): Grawaca Lítica

Folk (1968): Litoarenita Feldespática Inmadura

Williams et al. (1982): Wacke lítica

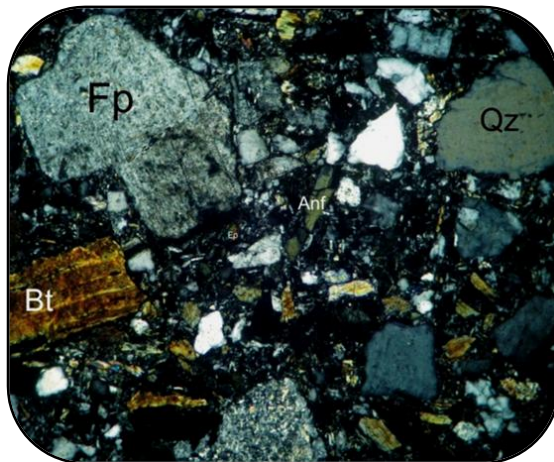


NX 10X 0 0.5mm 1mm

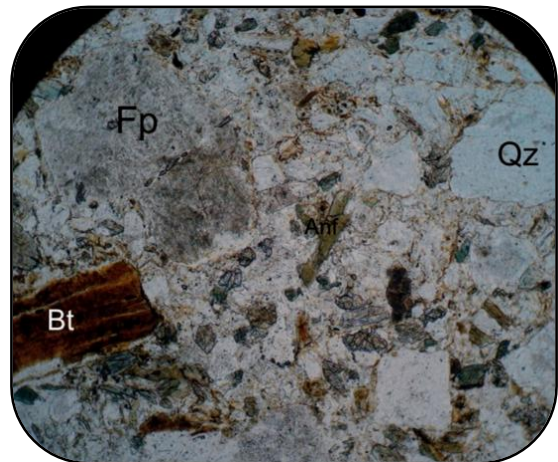


N// 10X 0 0.5mm 1mm

Figura 17. (Litoarenita Feldespática Inmadura) Sección G010-M33 Arenita de grano muy fino clastosoportada.



NX 10X 0 0.5mm 1mm



N// 10X 0 0.5mm 1mm

Figura 18. (Litoarenita Feldespática Inmadura) Sección G013-M41.4 Clastos de cuarzo monocristalino (Qz), plagioclasa (Fp), mica biotita (Bt) y hornblenda (Anf) tamaño arena media, clastosoportada.

Código Muestra: G018-M69.3

Granulometría: Arena muy fina a fina

Selección: Pobre a moderada

Relación granos-matriz: Granosoportada

CLASTOS

Composición	%	Máx	Mín	Ro	Otras Características	
Qm	10	AMG	AMF	SA-SR		
Qp	9	AMG	A	SA-SR	Metamórfico recristalizado	
Fk						
Fp	7	AMG	AF	SA-SR	Macla de albita, karsbald – periclina	
Lp						
Lv	6	AMG	AG	SR-R		
Lm	4	AMG	AG	A-SA		
Ls						
Min Densos	2	AM	AF	SR		
Micas	Clorita	7	AMG	AM	A-SA	
	Biotita	3	AM	AF	A-SA	
	Moscovita	2				Con materia orgánica (M.O)
Otros	Zoisita	6	AMG	AF	SA-SR	
	Epidota	5	AMG	AMF	SA-SR	
	Hornblenda	10	AMG	AM	A-SA	Algunas presentan M.O
	Chert	4	AMG	AG	SR-R	

MATRIZ: Arcillosa, 25%

CEMENTO: No presenta

POROSIDAD: Muy baja

FABRICA: Contacto entre los clastos, puntuales o tangenciales y largos

DESCRIPCIÓN: Arena muy fina pobremente seleccionada con líticos de rocas volcánicas y con cuarzos metamórficos recristalizados, con matriz de limo y lodo rica en hierro que le da un color verdoso, además presenta clastos de moscovitas con materia orgánica que han sufrido metasomatismo por oxidación. Tiene muy poca porosidad.

CLASIFICACIÓN: Según

Pettijohn (1957): Grawaca Lítica

Folk (1968): Litoarenita Feldespática Inmadura

Williams et al. (1982): Wacke Lítica

Código Muestra: G018- M70.3

Granulometría: Arena fina

Selección: Moderada

Relación granos-matriz: Granosoportada

CLASTOS

Composición	%	Máx	Mín	Ro	Otras Características	
Qm	19	AG		SA		
Qp	9			SA	Cuarzo metamórfico recristalizado, metamórfico deformado	
Fk	7			SA	Con alteración	
Fp	9	AM		SA	Macla de albita-periclina	
Lp						
Lv	3			SR	oxidados	
Lm	6		AM	SA	Esquisto	
Ls	7			SR	Chert (2%), cuarzo arenitas	
Min Densos						
Micas	Moscovita	8	AM	AM	SA	Con materia orgánica
	Biotita	7	AM		SA	Deformada
	Clorita	5			SA	Café, azul berlín
Otros	Hornblenda	15	AM		SA	
	Epidota	4	AM		SR	Zoisita , normal
	Mat org	1				

MATRIZ: Arcillosa 20%, limo 10%

CEMENTO: De poros de sílice 5%

POROSIDAD: Por disolución 15%, móldica 5%, de fractura 5%

FABRICA: Contacto libre, completo, largo y tangencial

DESCRIPCIÓN: Arena de grano fino clastosoportada, moderadamente seleccionada compuesta por cuarzos metamórficos recristalizados y deformados, feldespatos alterados y plagioclasas macladas, presenta líticos volcánicos, metamórficos y sedimentarios, al igual que moscovitas con materia orgánica producto del metasomatismo por oxidación.

CLASIFICACIÓN: Según

Pettijohn (1957): Grawaca Feldespática

Folk (1968): Litoarenita Feldespática Inmadura

Williams et al. (1982): Wacke Feldespática



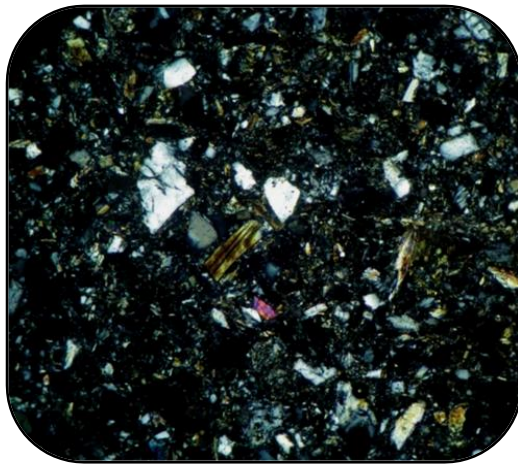
NX 10X



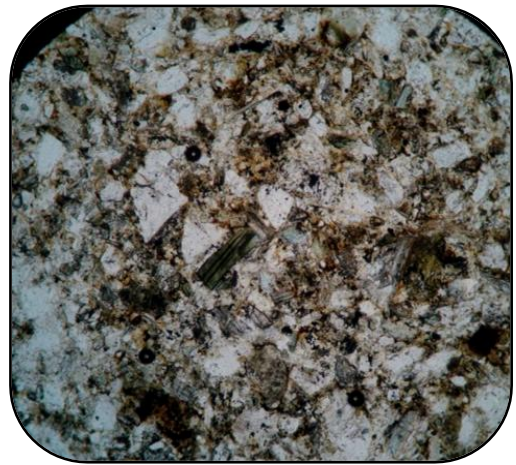
N// 10X



Figura 19. (Litoarenita Feldespática Inmadura) Sección G018-M69.3 Clastos de cuarzo monocristalino (Qz), lítico volcánico (Lv) y hornblenda (Anf) en matriz de arena muy fina, clastosoportada.



NX 10X



N// 10X



Figura 20. (Litoarenita Feldespática Inmadura) Sección G018-M70.3 Arenita de grano fino clastosoportada

Código Muestra: Guad 06.2

Granulometría: Arena gruesa

Selección: Muy pobre a pobre

Relación granos-matriz: Matrizsoportada

CLASTOS

Composición		%	Máx	Mín	Ro	Otras Características
Qm		11	AG	AF	SA-SR	Fracturado
Qp		7	AG	AF	SA-SR	Fracturados (rotos)
Fk						
Fp		8	AF	AMF	SA-SR	Macla de albita, algunos alterándose a sericita
Lp						
Lv		4	AMG		SR	Fracturado relleno de micrita
Lm						
Ls		2	AMG	AMG	SR-R	Arcilloso
Min Densos		1	AF	AMF		
Micas	Biotita	2	AM	AM	SA	
Otros	Hornblenda	6	AG	AG	A-SA	
	Zoisita	3	AG	AG	SR-R	
	Epidota	4	AG	AG	SR-R	
	Chert	7	AG	AG	SR-R	

MATRIZ: No presenta

CEMENTO: De carbonatos secundarios 20%. micrita 15% y esparita 5%

POROSIDAD: Intergranular 20% y por fractura 5%

FABRICA: Flotante

DESCRIPCIÓN: Arenita gruesa, matrizsoportada muy pobremente seleccionada con clastos de cuarzos fracturados, presenta líticos volcánicos y sedimentarios de gran tamaño. Presenta una cementación de carbonatos secundarios y una muy buena porosidad.

CLASIFICACIÓN: Según

Pettijohn (1957): Arcosa

Folk (1968): Litoarenita Feldespática Submadura

Williams et al. (1982): Arenita Feldespática

Código Muestra: G08

Granulometría: Arena media

Selección: Buena

Relación granos-matriz: Granosoportada

CLASTOS

Composición	%	Máx	Mín	Ro	Otras Características	
Qm	9	AG	AF	SR		
Qp	13	AG	AF	SR-SA	Metamórfico deformado, esquistoso, recristalizado	
Fk	2	AM		SA	Alterado a talco	
Fp	9	AG	AM	SA	Macla de albita-periclina, alteración a sericita	
Lp						
Lv	12	AG	AM	SR-R	Basaltos	
Lm						
Ls	11	AG		SR	Chert (7%), arenita	
Min Densos	4	AM		SR-SA		
Micas	Clorita	14	AG	SA	Deformada, verde, granular	
	Moscovita	3	AM	SA	Deformada y con materia orgánica	
	Biotita	2	AM	SA	Deformada	
Otros	Horblenda	15	AG	AM	SA-A	Verde, fracturada
	Epidota	4	AM	SR		
	Óx de Fe	2				Hematita
	Mat org	1				

MATRIZ: No presenta

CEMENTO: De carbonatos, esparita basal 30%, micrita 10%

POROSIDAD: Vugular 10%, intercrystalina 5%

FABRICA: Contacto Libre (por la diagénesis)

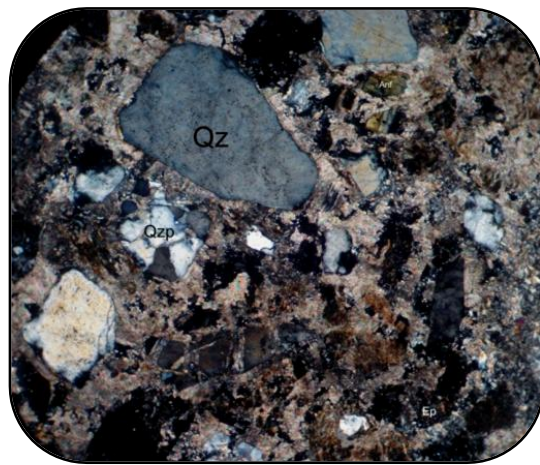
DESCRIPCIÓN: Arena de tamaño de grano medio, clastosoportada, bien seleccionada, con granos subredondeados a subangulares compuestos principalmente de hornblendas, cuarzos monocristalinos y policristalinos, cloritas y líticos volcánicos. El cemento está compuesto principalmente de esparita basal, presentándose también esparita con neoformismo degradante y micrita. La porosidad es buena.

CLASIFICACIÓN: Según

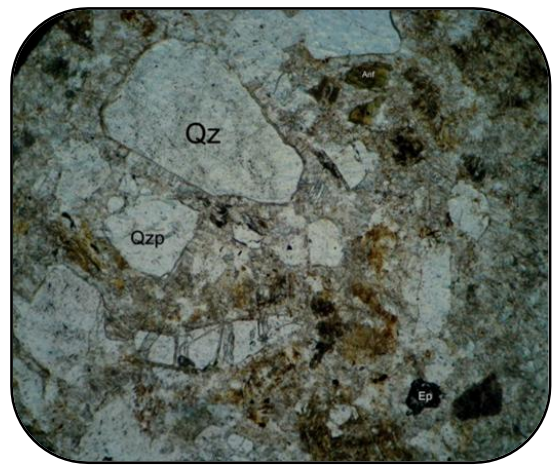
Pettijohn (1957): Subgrawaca

Folk (1968): Litoarenita Feldespática Madura

Williams et al. (1982): Arenita Lítica

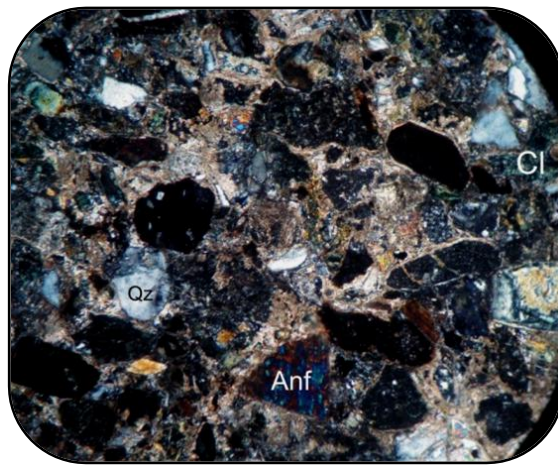


NX 10X 0 0.5mm 1mm

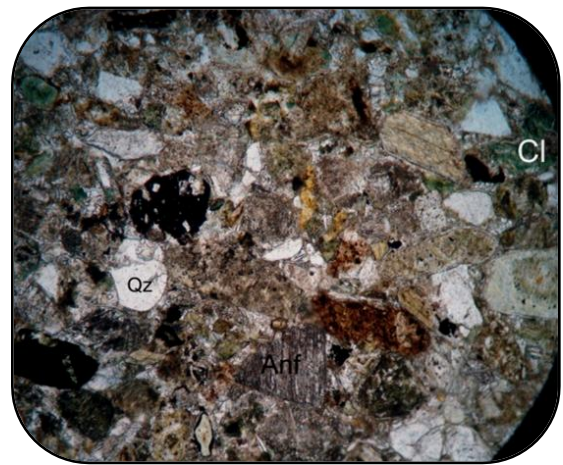


N// 10X 0 0.5mm 1mm

Figura 21. (Litoarenita Feldespática Submadura) Sección Guad-06.2 Clastos de cuarzo monocristalino (Qz), cuarzo policristalino (Qzp), epidota (Ep) y hornblenda (Anf) tamaño arena gruesa matrizsoportada.



NX 10X 0 0.5mm 1mm



N// 10X 0 0.5mm 1mm

Figura 22. (Litoarenita Feldespática Madura) Sección G08 Clastos de cuarzo monocristalino (Qz), hornblenda (Anf) y clorita (Cl) en arena media clastosoportada con cemento carbonatado diagenético.

Código Muestra: G027-M110

Granulometría: Arena muy fina a fina

Selección: Buena a muy buena

Relación granos-matriz: Matrizsoportada

CLASTOS

Composición		%	Máx	Mín	Ro	Otras Características
Qm		9	AM	AMF	SA-SR	
Qp		5	AF	AMF	SA-SR	
Fk						
Fp		6	AM	AF	SA-SR	Con alteración a sericita
Lp						
Lv						
Lm						
Ls						
Min Densos		3	AF	AMF	SA-SR	
Micas	Biotita	2	AMF	AMF	A-SA	
Otros	Epidota	3	AF	AF	SR	
	Hornblenda	7	AM	AF	A-SA	

MATRIZ: Arcillosa, 50%

CEMENTO: No presenta

POROSIDAD: Intergranular, 15%

FABRICA: Contacto entre los clastos, puntuales o tangenciales y flotante

DESCRIPCIÓN: Arenita muy fina bien seleccionada compuesta principalmente por cuarzos, feldespatos y anfíboles que se encuentran flotando en una matriz arcillosa con porosidad moderada, presenta minerales accesorios como biotita y epidota.

CLASIFICACIÓN: Según

Pettijohn (1957): Grawaca Lítica

Folk (1968): Arcosa Inmadura

Williams et al. (1982): Wacke Feldespática

Código Muestra: G004-M17.1

Granulometría: Arena muy fina a fina

Selección: Pobre

Relación granos-matriz: Granosoportada

CLASTOS

Composición	%	Máx	Mín	Ro	Otras Características
Qm	9	AG	AMF	SA-SR	
Qp	7	AG	AF	SA-SR	
Fk					
Fp	7	AM	AF		
Lp					
Lv					
Lm					
Ls					
Min Densos	1	AM	AF	SA-SR	
Micas	Clorita	13	AG	AF	SA-SR
	Biotita	1	AF		
	Moscovita	2	AMG	AM	A
Otros	Chert	5	AG	AM	SR-R
	Hornblenda	9	AG	AF	A-SA
	Epidota	4	AG	AMF	SA-SR
	Zoisita	2	AM	AF	SA-SR

MATRIZ: Arcillosa, 8%

CEMENTO: De carbonatos; micrita 17% y esparita 5%

POROSIDAD: Intergranular, 10%

FABRICA: Contacto puntual o tangencial y flotante

DESCRIPCIÓN: Arenita de grano muy fino granosoportada bien seleccionada, se encuentra cementada por carbonatos secundarios que han remplazado la matriz y separando los clastos.

CLASIFICACIÓN: Según

Pettijohn (1957): Subarcosa

Folk (1968): Arcosa Lítica Inmadura

Williams et al. (1982): Wacke Feldespática

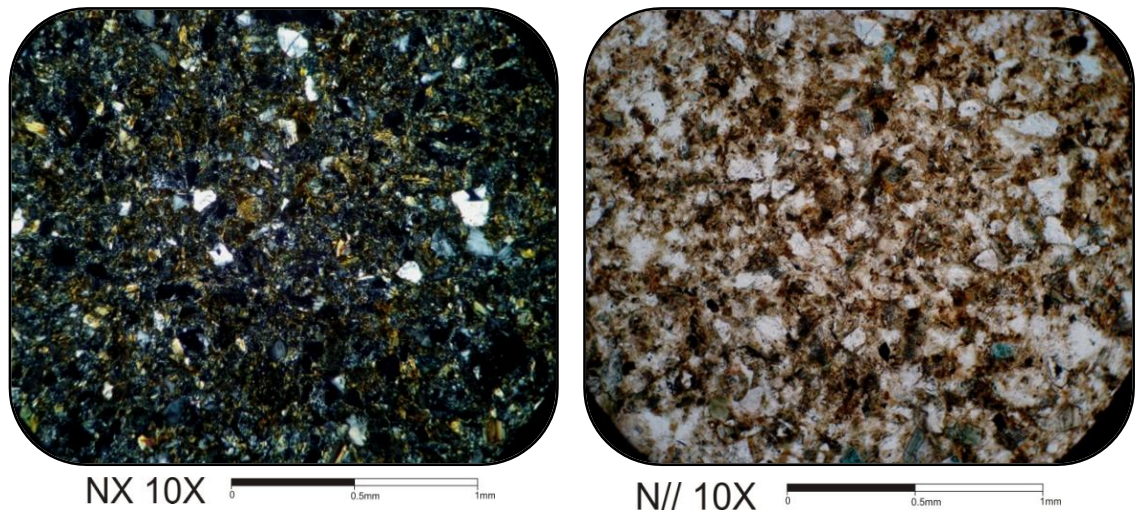


Figura 23. (Arcosa Inmadura) Sección G027-M110 Arena de grano muy fino a fino matrizsoportada

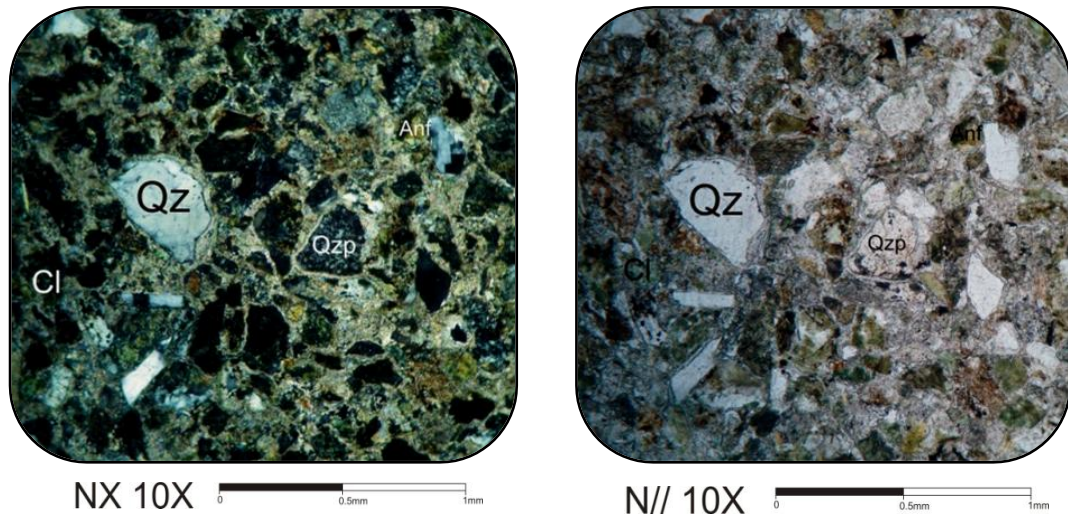


Figura 24. (Arcosa Lítica Inmadura) Sección G004-M17.1 Clastos de cuarzo monocristalino (Qz), cuarzo policristalino (Qzp), mica clorita (Cl) y hornblenda (Anf) en una matriz de grano muy fino, clastosoportada.

Código Muestra: G13

Granulometría: Arena muy fina

Selección: Moderada

Relación granos-matriz: Matrizsoportada

CLASTOS

Composición	%	Máx	Mín	Ro	Otras Características
Qm	10	AM	AMF	SA-SR	
Qp	2	AF	AMF	SA-SR	
Fk					
Fp	3	AM	AMF	SA-SR	Macla de albita
Lp					
Lv					
Lm					
Ls					
Min Densos	2	AF	AMF		
Micas	Clorita	4	AF	AMF	SA
	Biotita	2	AF	AMF	A-SA
Otros	Chert	2			
	Hornblenda	7	AF	AMF	SA
	Epidota	3	AF	AMF	

MATRIZ: Arcillosa, 60%

CEMENTO: No presenta

POROSIDAD: 5%

FABRICA: Contacto flotante

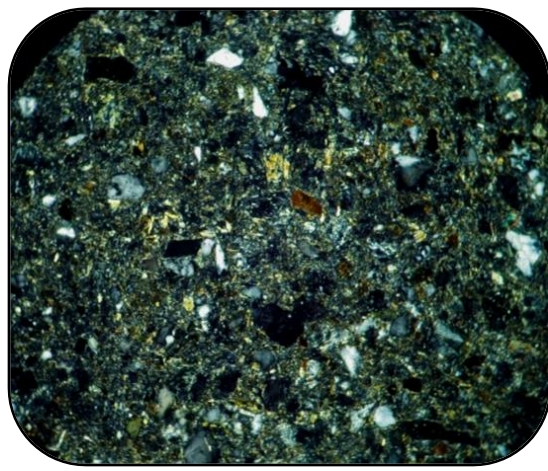
DESCRIPCIÓN: Arenita de grano muy fino moderadamente seleccionada, compuesta por cuarzo monocristalino principalmente, en menor proporción micas, anfíboles y epidotas, presenta fracturas no rellenas, los clastos se encuentran envueltos en una matriz arcillosa.

CLASIFICACIÓN: Según

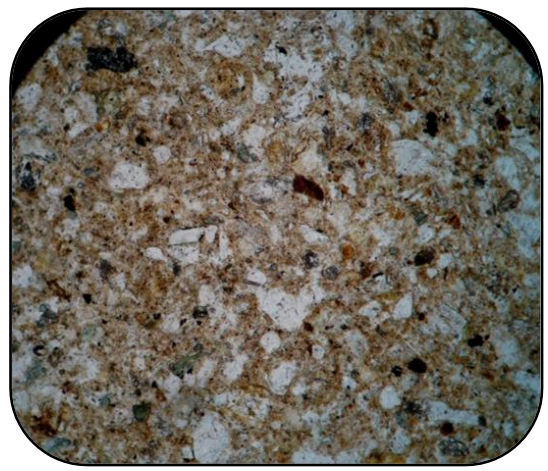
Pettijohn (1957): Grawaca Feldespática

Folk (1968): Arcosa Lítica Inmadura

Williams et al. (1982): Wacke Feldespática



NX 10X 0 0.5mm 1mm



N// 10X 0 0.5mm 1mm

Figura 25. (Arcosa Lítica Inmadura) Sección G13 Arenita de grano fino matrizsoportada.

3. Tobas

De las secciones analizadas se catalogaron como Tobas aquellas rocas que presentan una alta proporción de minerales con formas subangulares y angulares, un grado medio de fracturación-fragmentación y un contenido significativo de matriz de vidrio (esta matriz es principalmente arcillosa o desvitrificada, como resultado de alteración del material hialino). Para la clasificación de éstas rocas, se utilizó el triángulo de clasificación de Tobas de Schmid, 1981 (Figura 26), el cual tiene en cuenta el contenido de los cristales o fragmentos de cristales, vidrio o pumitas (en la matriz) y los fragmentos de roca (líticos).

La clasificación de tobas, muestra el predominio del vidrio sobre los cristales y los líticos, siendo clasificadas como tobas vítreas con cristales o líticos, de composición generalmente Dacítica (Figuras 27, 28, 29 y 30).

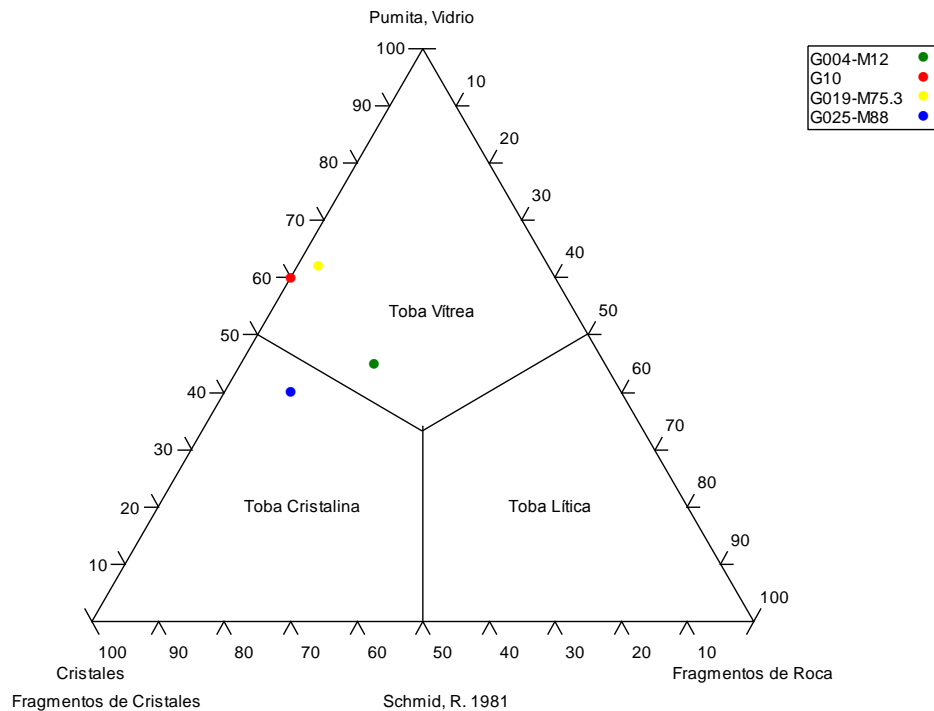


Figura 26. Triángulo de Clasificación de Tobas Schmid, R. 1981. Con respecto a la abundancia de cristales, fragmentos líticos y vidrio

Código Muestra: G004-M12

Granulometría: Arena media

Selección: Pobre

Relación granos-matriz: Matrizsoportada

CLASTOS

Composición	%	Máx	Mín	Ro	Otras Características	
Qm	22	AMG	AMF	SA	Fracturado	
Qp	5	AG	AM	SA	Recristalizado y metamórfico deformado	
Fk	2	AF	AMF	SA	Macla de karlsbad, sanidina	
Fp	20	AG	AF	SA	Macla albita, albita- Periclina	
Lp						
Lv	7			SR	Oxidado	
Lm	4			SA	Esquisto	
Ls	3	AMG	AF	SA-SR	Chert	
Min Densos	2	AG				
Micas	Biotita	4	AG	AF	SA	
	Clorita	4	AM		SA	Verde
Otros	Hornblenda	20	AG	AMF	SA	Epidotización, cemento pelicular de pigmentos de óxidos
	Epidota	6			SA	
	Circón	1	AF	AMF	SA	Como inclusiones

MATRIZ: Vidrio 45%

CEMENTO: Pelicular de pigmento de óxidos de hierro 5%, de poros de óxidos de hierro 3%

POROSIDAD: De fractura 3%, intergranular 15%

FABRICA: Contacto libre, suturado, tangencial y largo

DESCRIPCIÓN: Toba de tamaño de grano arena media, matrizsoportada, pobremente seleccionada, con matriz de vidrio, la cual está alterándose a arcillas, se encuentra cemento de pigmentos de óxidos de hierro rodeando algunos minerales, en especial las hornblendas, al igual que cemento de poros de óxidos de hierro.

Los granos se encuentran muy fracturados y fragmentados, siendo el contacto más frecuente entre ellos el libre.

La plagioclasa es andesina, la epidota se encuentra haciendo parte de la alteración de las hornblendas y como mineral independiente; es común encontrar circones como inclusiones en las plagioclasas.

CLASIFICACIÓN:

Schmid (1981): Toba Vítreo

Otro: Toba de Vidrio y Cristales

Composicional: Toba Dacítica

Código Muestra: G10

Granulometría: Arena media

Selección: Pobre

Relación granos-matriz: Matrizsoportada

CLASTOS

Composición		%	Máx	Mín	Ro	Otras Características
Qm		8	AMG	AMF	MA-A	Algunos oxidados
Qp		6	AG	AG	SA-SR	
Fk						
Fp		5	AG	AM	SA-SR	Macla de albita; Oligoclasa-Andesina, zonación y alteración
Lp						
Lv						
Lm						
Ls						
Min Densos		2	AF	AMF	SR	
Micas	Biotita	5	AG	AF	A-SA	Alargadas y delgadas
Otros	Hornblenda	6	AM			Se encuentra pasando a biotita
	Epidota	3	AM		SA-SR	

MATRIZ: Arcillosa, 50%

CEMENTO: No presenta

POROSIDAD: Intergranular 15%

FABRICA: Contacto libre y tangencial

DESCRIPCIÓN: Toba de tamaño de grano arena media, matrizsoportada, pobremente seleccionada, con matriz de vidrio que se encuentra alterándose a arcillas, la mayor proporción de los clastos se encuentran fracturados y fragmentados, el contacto más común entre ellos es el libre.

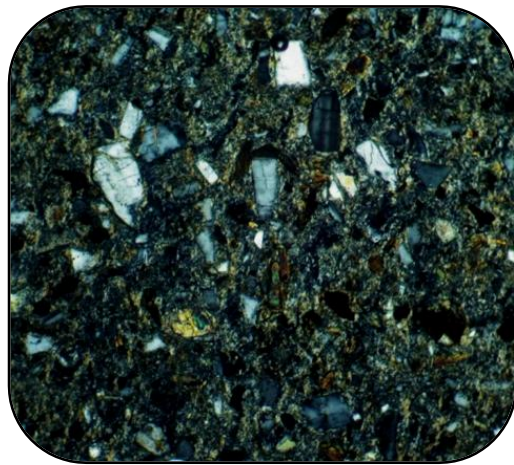
La plagioclasa es oligoclasa-andesina y las hornblendas se están transformando a biotitas.

CLASIFICACIÓN:

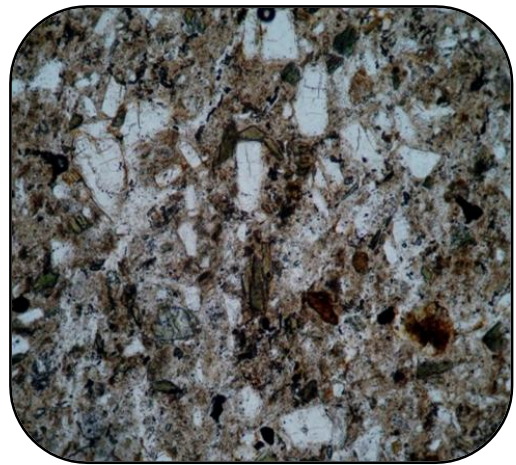
Schmid (1981): Toba Vítreo

Otro: Toba de Vidrio y Cristales

Composicional: Toba Dacítica

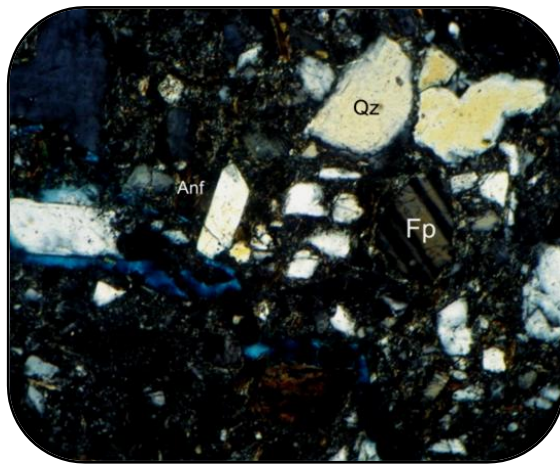


NX 10X 0 0.5mm 1mm

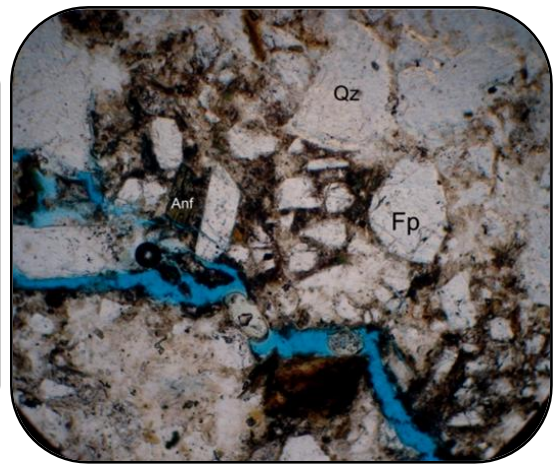


N// 10X 0 0.5mm 1mm

Figura 27. (Toba) Sección G004-M12 Tamaño de grano arena media matrizsoportada en matriz de vidrio alterándose a arcillas, toba de composición dacítica.



NX 10X 0 0.5mm 1mm



N// 10X 0 0.5mm 1mm

Figura 28. (Toba) Sección G10 Clastos de cuarzo monocristalino (Qz), plagioclasa con macla de albita (Fp) y hornblenda (Anf) tamaño de grano arena media, matrizsoportada en matriz de vidrio, presenta una fractura no rellena.

Código Muestra: G019-M75.3

Granulometría: Arena fina

Selección: Pobre

Relación granos-matriz: Matrizsoportada

CLASTOS

Composición		%	Máx	Mín	Ro	Otras Características
Qm		7	AG	AMF	SA-SR	
Qp		3				
Fk		10				Abundantes plagioclasas zonadas y macladas
Fp						
Lp						
Lv						
Lm						
Ls						
Min Densos		1	AF		SR	
Micas	Biotita	3	AM		SA	
Otros	Hornblenda	4	AG	AM	A-SA	
	Epidota	2	AF		SA-SR	

MATRIZ: De vidrio muy fino, 60%

CEMENTO: No presenta

POROSIDAD: Intergranular, 10%

FABRICA: Contacto libre y tangencial.

DESCRIPCIÓN: Toba de tamaño de grano arena fina, matriz soportada, pobremente seleccionada, compuesta por cuarzos, plagioclasas y en menor proporción biotita, hornblenda y epidota, las plagioclasas presentan maclas de albita, periclina y karlsbad,

CLASIFICACIÓN:

Schmid (1981): Toba Vítreo

Otro: Toba de Vidrio y Cristales

Composicional: Toba Dacítica

Código Muestra: G025-M88

Granulometría: Arena fina

Selección: Buena

Relación granos-matriz: Matrizsoportada

CLASTOS

Composición	%	Máx	Mín	Ro	Otras Características
Qm	20	AF	AMF	SA-A	Fracturado y fragmentado
Qp	5	AF		SA	Metamórfico deformado
Fk	3	AF		SA	Alterado
Fp	15	AF		SA	Macla de albita-periclina
Lp					
Lv					
Lm					
Ls	6	AF		SR	Chert
Min Densos					
Micas	Clorita	12	AM	SA	Azul Berlín, verde
	Biotita	8	AM	AF	SA
Otros	Hornblenda	18		SA-A	Fragmentada y fracturada
	Epidota	10		SA-SR	Algunas zoisitas
	Mat org	3			En las micas y en la matriz

MATRIZ: Vidrio 40%

CEMENTO: De óxidos de hierro 10%

POROSIDAD: Intergranular 7%, de fractura 4%

FABRICA: Contacto libre, tangencial

DESCRIPCIÓN: Toba de tamaño de grano arena fina, matrizsoportada, moderada a bien seleccionada.

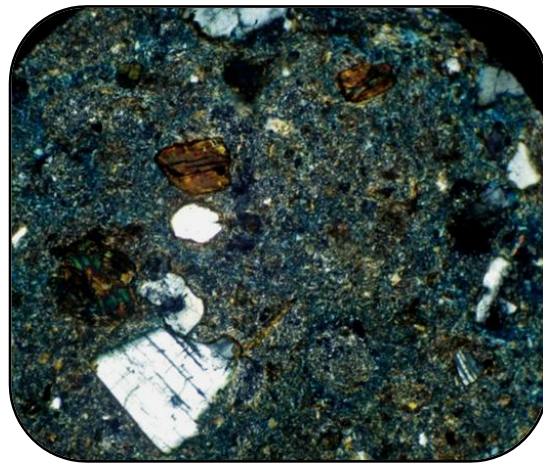
La matriz es de vidrio, con algunos minerales cementados por goethita; la porosidad predominante es la intergranular, los cristales se encuentran fracturados, teniendo formas predominantemente subangulares a angulares, compuestos de cuarzo monocristalino, hornblenda, plagioclasa, epidotas y cloritas.

CLASIFICACIÓN: Según

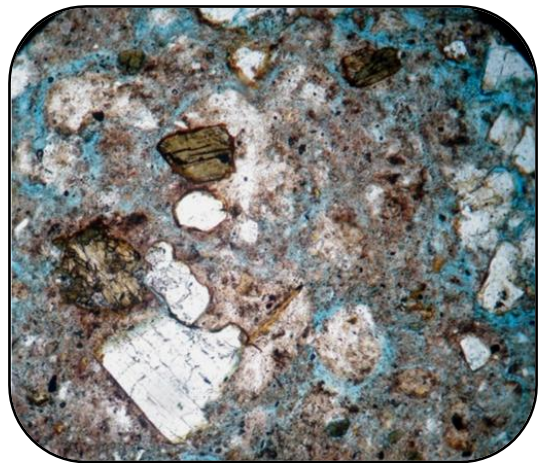
Schmid (1981): Toba Cristalina

Otro: Toba de Cristales y Vidrio

Composicional: Toba Dacítica

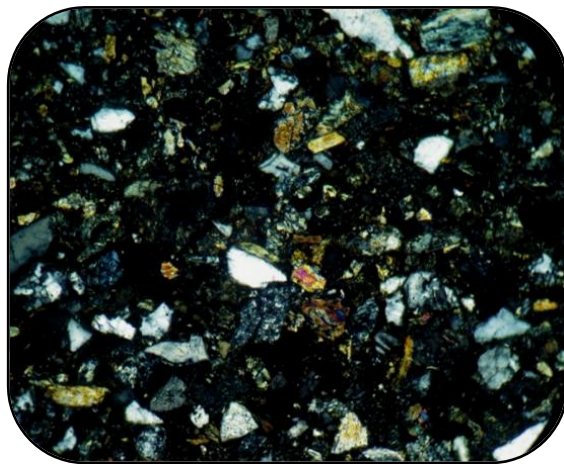


NX 10X 0 0.5mm 1mm

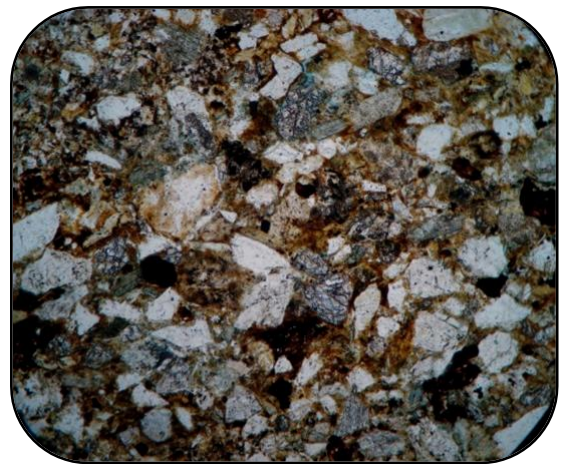


N// 10X 0 0.5mm 1mm

Figura 29. (Toba) Sección G019-M75.3 Clastos de cuarzo monocristalino (Qz), y hornblenda (Anf) en matriz de arena fina matrizsoportada, toba vitrocrystalina dacítica.



NX 10X 0 0.5mm 1mm



N// 10X 0 0.5mm 1mm

Figura 30. (Toba) Sección G025-M88 Tamaño arena fina matrizsoportada bien seleccionada, toba cristalovítrea dacítica.

4. Arenas volcánicas

Para la clasificación de estas muestras se tuvo en cuenta que los sedimentos detríticos se pueden agrupar en dos tipos de depósitos, epiclásticos y volcaniclásticos, donde los depósitos epiclásticos son aquellos formados por fragmentos derivados de rocas preexistentes por la acción del intemperismo y la erosión, los cuales están compuestos principalmente de minerales silicatados y fragmentos de rocas sedimentarias, ígneas y/o metamórficas. Por otra parte, los sedimentos volcaniclásticos son especialmente ricos en detritos volcánicos, y pueden ser derivados directamente de una actividad volcánica explosiva, o bien, pueden ser detritos epiclásticos derivados de rocas volcánicas más antiguas. La clasificación de areniscas se debe a sus constituyentes mayores como son el cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos (Folk, 1968).

La decisión de emplear el término de arena volcánica, proviene del análisis de algunas secciones que contienen material volcaniclástico, granos subangulares e incluso fragmentados; pero que a su vez muestran un retrabajamiento y un grado de fragmentación muy bajo.

Para la clasificación de estas arenas, se tuvo en cuenta la tabla desarrollada por Fisher, 1961 (Tabla 1), el cuál propone una clasificación no genética para las rocas volcaniclásticas cuyo origen piroclástico o epiclástico no puede ser determinado con exactitud.

Las arenas analizadas presentan un grado de fragmentación de cristales bajo y un alto contenido de fragmentos líticos volcánicos, que permiten su clasificación. En general, se trata de arenas granosoportadas, pobre a moderadamente seleccionadas, compuestas por cuarzo monocristalino y policristalino, feldespatos y fragmentos líticos de rocas ígneas volcánicas como basaltos y pórfidos, de líticos sedimentarios como chert, arenitas y arcillolitas, y líticos de rocas metamórficas como esquistos y milonitas. (Figuras 31, 32, 33, 34 y 35).

Código Muestra: G004-M18

Granulometría: Arena media

Selección: Moderada

Relación granos-matriz: Granosoportado

CLASTOS

Composición		%	Máx	Mín	Ro	Otras Características
Qm		10	AMG	AMF	SA	En bahía
Qp		14	AMG	AM	SA	Metamórfico deformado, metamórfico esquistoso
Fk						
Fp		8	AG		SA	Macla de albita, periclina
Lp						
Lv		15	AG		SA	Basaltos, pórfido
Lm		6	AMG		SA	Esquisto
Ls		14	AG		SA	Chert, cuarzo arenita
Min Densos						
Micas	Clorita	6	AM		SA	Verde, gris y azul Berlín NX
	Moscovita	3	AG		SA	Deformada
Otros	Epidota	8	AG		SR	Epidota, zoisita muy fracturadas
	Hornblenda	10	AG		SA-A	Fracturada
	Ox de Fe	3	AM		SA-SR	Hematita
	Mat org	1				
	Zircón	1				
	Clinoz	1	AM			Muy fracturada

MATRIZ: Arcillosa 20%

CEMENTO: Pelicular de óxidos de Fe 4%, de poros de sílice 3%

POROSIDAD: Por disolución 3%, intergranular 7% y de fractura 5%

FABRICA: Contacto neto, suturado, libre y tangencial

DESCRIPCIÓN: Arena epiclástica granosoportada de tamaño de grano arena media, pobre a moderadamente seleccionada de granos subangulares de alta esfericidad y con porosidad moderada.

Los granos presentan una leve oxidación, algunos de ellos tienen cemento pelicular de óxidos de hierro, el contacto entre ellos es predominantemente neto, además de encontrarse contacto tangencial y largo, su composición es cuarzo monocristalino y policristalino, feldespatos plagioclasas con maclas de albita y periclina y algunos con alteraciones a sericita; líticos volcánicos, chert, epidota, zoisita, micas clorita y moscovita (deformada) y zircones incluidos en cuarzos y plagioclasas.

La matriz es arcillosa con presencia de materia orgánica en muy baja proporción.

CLASIFICACIÓN: Según

Fisher (1961): Arena volcánica

Código Muestra: G04-1b

Granulometría: Arena media

Selección: Moderada

Relación granos-matriz: Matrizsoportada

CLASTOS

Composición	%	Máx	Mín	Ro	Otras Características	
Qm	20	AG	A	SA	Fracturado	
Qp	6	AMF		SA	Metamórfico deformado	
Fk	8	AG		SA	Alterado	
Fp	12			SA	Macla de albita-periclina, karlsbad-periclina	
Lp	2					
Lv						
Lm	5			SA	Esquisto micáceo con grafito	
Ls	9	AM		SA-SR	Chert	
Min Densos						
Micas	Clorita	7	AMF		SA-SR	Azul Berlín, verde
	Biotita	5	AM	AF	SA	deformada
	Moscovita	18	AMF			Con materia orgánica
Otros	Hornblenda	10			SA	Fragmentada y fracturada
	Epidota	7	AM			
	Esfena	3	AM		SR	
	Mat org	1				Matriz

MATRIZ: Arcillosa 40%

CEMENTO: Pelicular de óxidos de hierro 4%

POROSIDAD: Intergranular 10%, de fractura 3%

FABRICA: Contacto libre, tangencial y suturado

DESCRIPCIÓN: Arena epiclástica tamaño arena media, matrizsoportada, moderadamente seleccionada compuesta por cuarzos, feldspatos potásicos y plagioclasas, líticos metamórficos (Esquisto) y líticos sedimentarios de chert, moscovita y hornblenda y en menor proporción clorita, biotita, epidota y esfena, la matriz presenta materia orgánica.

CLASIFICACIÓN: Según

Fisher (1961): Arena volcánica

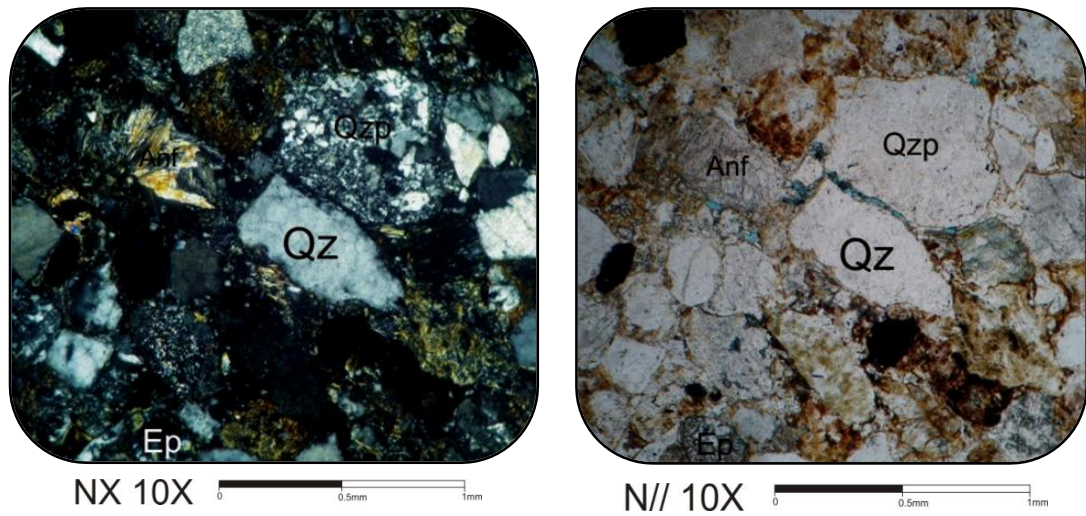


Figura 31. (Arenita Volcánica) Sección G004-M18 Clastos de cuarzo monocristalino (Qz), cuarzo policristalino (Qzp), y epidota (Ep), tamaño arena media clastosoportada moderadamente seleccionada.

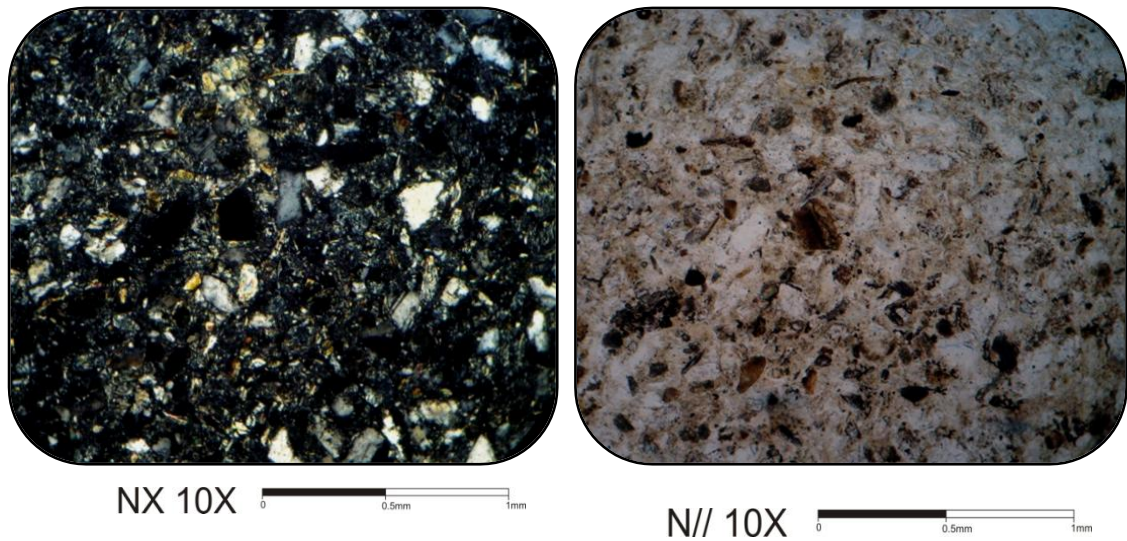


Figura 32. (Arenita Volcánica) Sección G04-1b Tamaño arena media matrizsoportada moderadamente seleccionada con materia orgánica en la matriz.

Código Muestra: G07

Granulometría: Arena gruesa

Selección: Pobre

Relación granos-matriz: Matrizsoportada

CLASTOS

Composición	%	Máx	Mín	Ro	Otras Características
Qm	15	AG		SA	Fracturado y fragmentado
Qp	8	AMG	AMG	SR	Metamórfico deformado
Fk	2	AG			Alterado a talco
Fp	9	AG	AF	SA	Macla de albita-periclina
Lp					
Lv	25	AMG	AG	SR-R	Basaltos, fracturas rellenas de cuarzo
Lm					
Ls	4	AMG		SR	Chert, arenita
Min Densos	2			SA	
Micas	Clorita	3	AM	SA	Azul Berlín
	Biotita	2	AM	AF	SA
Otros	Hornblenda	13	AG	SA	Fragmentada y fracturada
	Epidota	6		SR	
	Ox de Fe	3			

MATRIZ: Arcillosa 40%

CEMENTO: De óxidos de hierro relleno de fracturas 3%

POROSIDAD: Disolución 20%

FABRICA: Contacto libre, tangencial

DESCRIPCIÓN: Arena epiclástica de tamaño de grano arena gruesa, matrizsoportada, pobremente seleccionada, con matriz de arcillas. Los granos son subangulares, con bajo grado de fragmentación, compuestos principalmente de líticos volcánicos, cuarzo monocristalino y hornblendas. Tiene buena porosidad.

CLASIFICACIÓN: Según

Fisher (1961): Arena volcánica

Código Muestra: G11

Granulometría: Arena muy fina a fina

Selección: Pobre

Relación granos-matriz: Matrizsoportada

CLASTOS

Composición	%	Máx	Mín	Ro	Otras Características
Qm	8	AG	AMF	SA-SR	Fracturados
Qp	5				
Fk					
Fp	5	AM	AMF	SA-SR	Macla de albita, algunas alterándose a sericita
Lp					
Lv					
Lm					
Ls	3	AG			
Min Densos					
Otros	Hornblenda	2	AMF		
	Zoisita	2	AF	SR	

MATRIZ: arcillosa 55%

CEMENTO: No presenta

POROSIDAD: intergranular 15%, por fractura 5%

FABRICA: Contacto libre

DESCRIPCIÓN: Arena epiclástica de tamaño de grano fino muy fino, matrizsoportada, pobremente seleccionada, en una matriz arcillosa, compuesta principalmente por cuarzos fracturados, plagioclasas con macla de albita y alterándose a sericita, líticos sediemnatrios de arenitas y en menor proporción hornblenda y zoisita. Los granos son generalmente subangulares a subredondeados y con bajo grado de fragmentación. La porosidad de la roca es buena.

CLASIFICACIÓN: Según

Fisher (1961): Arena volcánica

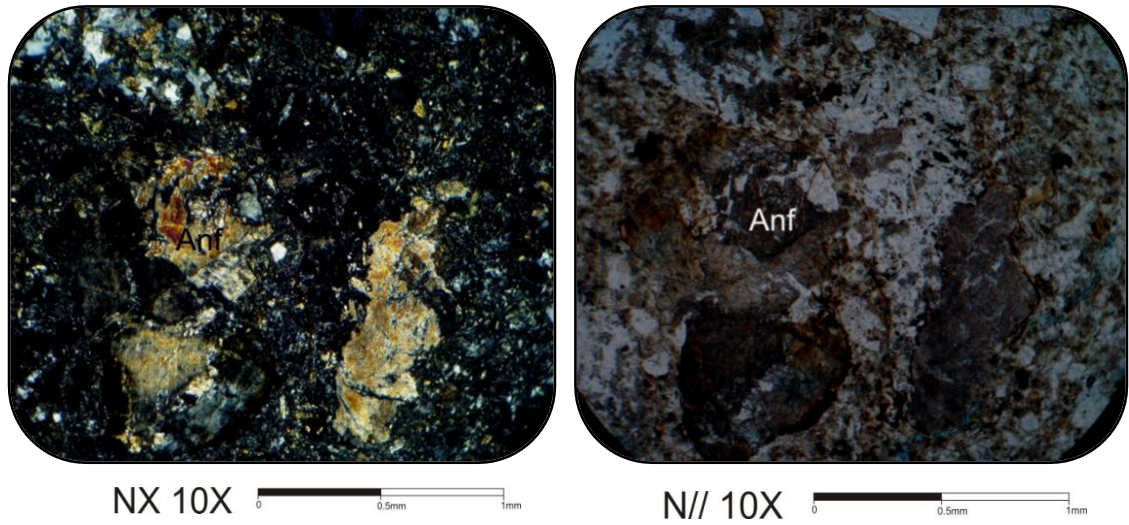


Figura 33. (Arenita Volcánica) Sección G07 Clastos de hornblenda (Anf) tamaño arena gruesa matrizsoportada pobremente seleccionada, con buena porosidad por disolución.

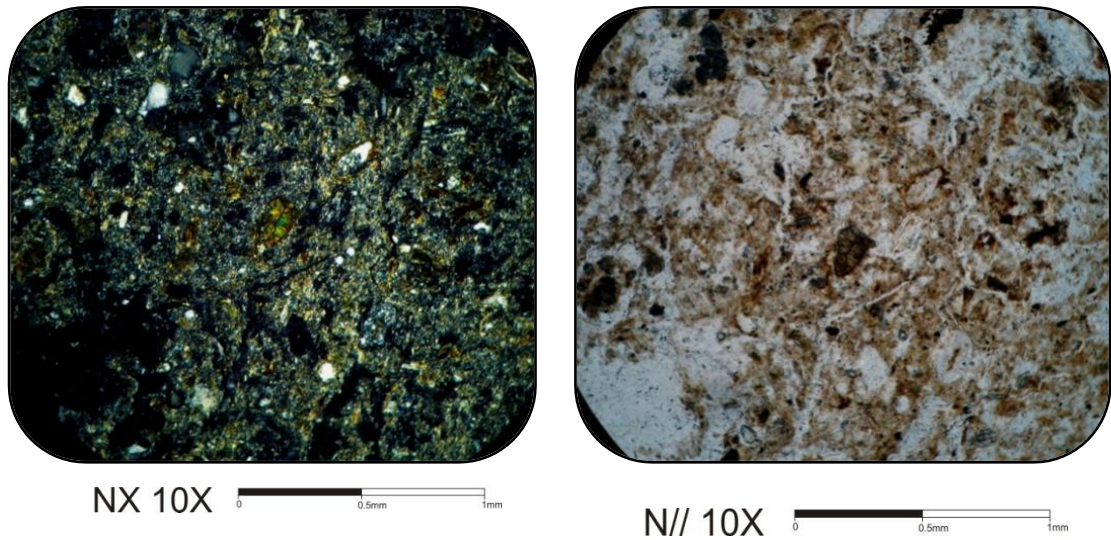


Figura 34. (Arenita Volcánica) Sección G11 Tamaño arena muy fina a fina, matrizsoportada pobremente seleccionada en matriz arcillosa.

Código Muestra: G025-M87

Granulometría: Arena media

Selección: Muy pobre a pobre

Relación granos-matriz: Granosoportada

CLASTOS

Composición	%	Máx	Mín	Ro	Otras Características	
Qm	10	AMG	AMF	SA-SR	Fracturado y fragmentado	
Qp	7					
Fk						
Fp	6				Con inclusiones de epidota, macla de albita y alteración a sericita	
Lp						
Lv	5					
Lm	7	AG	AM		Milonitas	
Ls	4					
Min Densos						
Micas	Moscovita	3	AG	AF	A-SA	Con materia orgánica
	Clorita	2	AF		SA-SR	
Otros	Hornblenda	7	AG	AF	SA	
	Epidota	5	AG	AMF	SR-R	
	Zoisita	4	AG	AMF	SR-R	

MATRIZ: arcillosa 30%

CEMENTO: No presenta

POROSIDAD: intergranular 5%

FABRICA: Contacto libre y tangencial

DESCRIPCIÓN: Arena epiclástica de tamaño de grano arena media clastosoportada con aporte de material volcánico, muy pobremente seleccionada, con matriz arcillosa. La matriz se encuentra desvitrificada (sucia), presenta líticos metamórficos de milonitas y moscovitas con materia orgánica.

CLASIFICACIÓN: Según

Fisher (1961): Arena volcánica

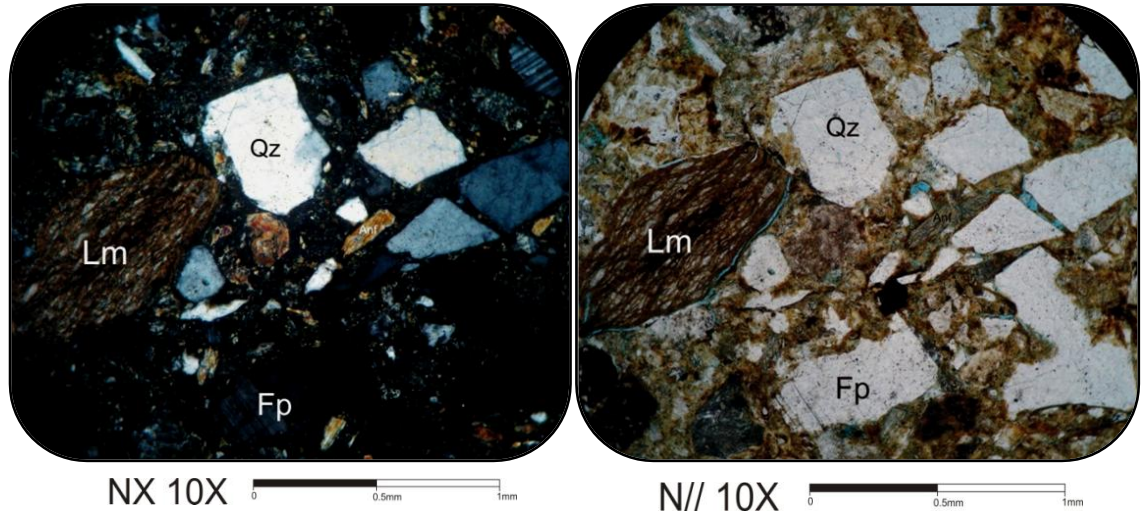


Figura 35. (Arenita Volcánica) Sección G025-M87 Clastos de cuarzo monocristalino (Qz), lítico metamórfico de milonita (Lm) y plagioclasa (Fp) tamaño arena media clastosoportada muy pobremente seleccionada con matriz desvitrificada.

5. Ígnea Porfirítica

Por último se trabajó un Pórfido Dacítico, hipocristalino, compuesto por cuarzo, feldespato plagioclasa con macla de karsbald, periclina (algunas con zonación) y hornblendas(zonadas), todos de habito euedral, (Figura 37), clasificado según Streckeisen 1974 (Figura 36).

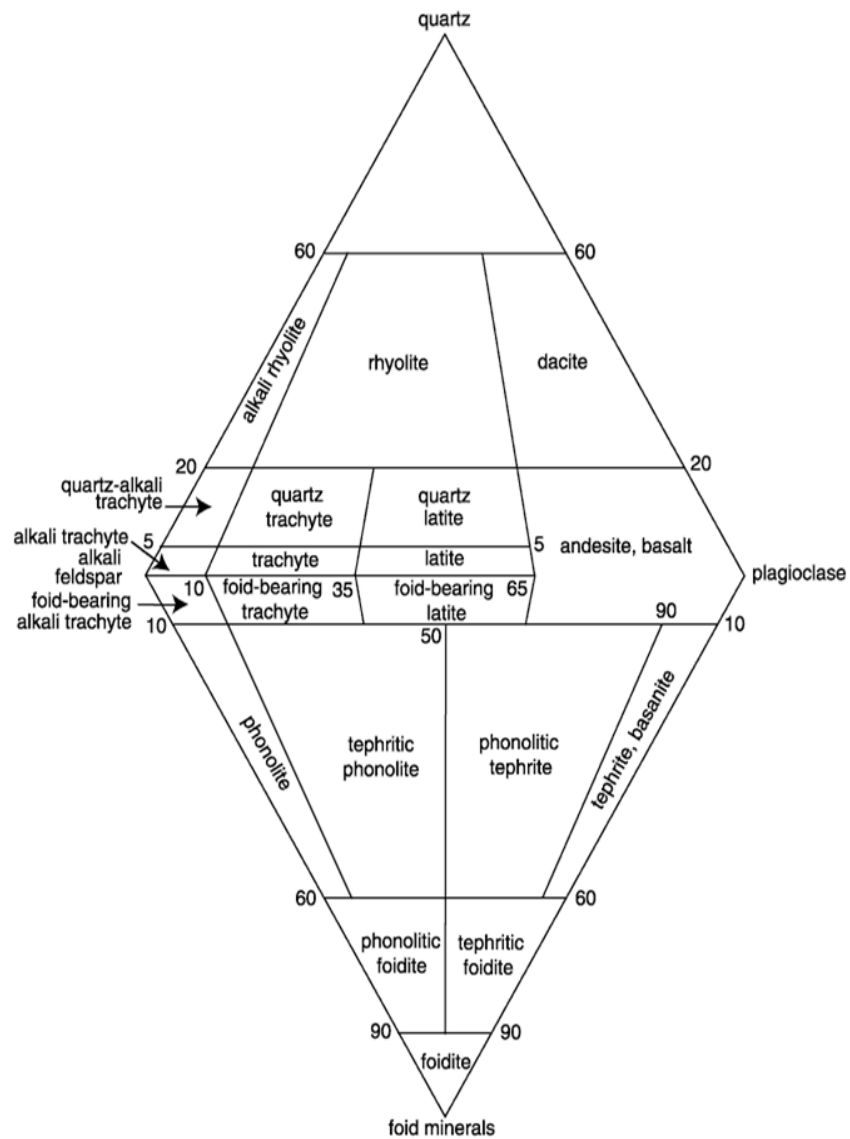


Figura 36. Triángulo de clasificación de rocas ígneas, Streckeisen, 1974

Código Muestra: Guad 06.1

Roca porfírica, hipocristalina compuesta por cuarzo en un 15%, feldespato plagioclasa en un 35%, hornblendas en un 40% y apatitos en un 5%.

En una matriz felsítica del 60%,

El hábito de los cristales es euhedral, donde los cuarzos son muy redondeados, las plagioclasas presentan maclas de karsbald y periclina y algunas están zonadas; los anfíboles presentan muy buenas caras y presentan zonación.

Pórfido Dacítico según Streckeisen,

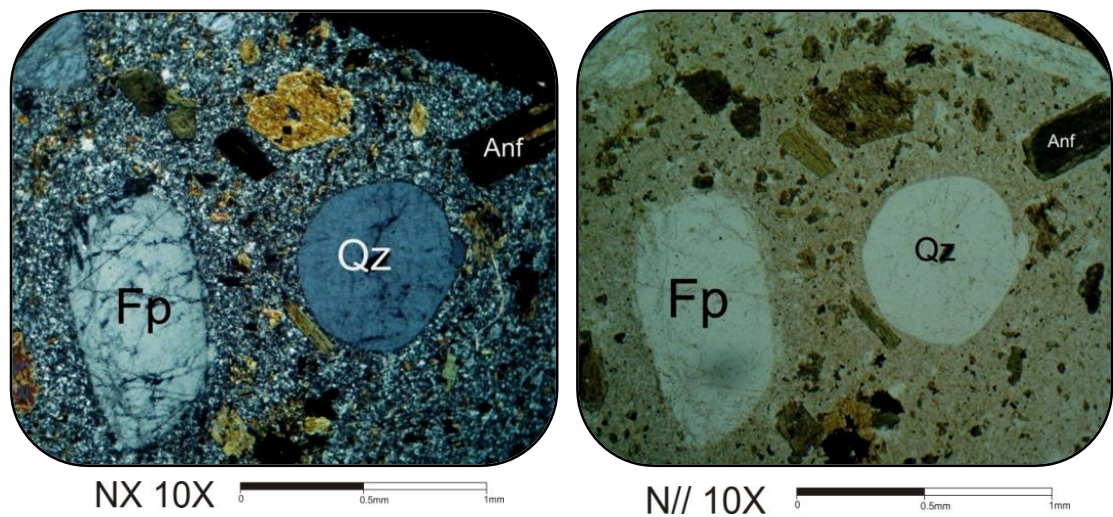






Figura 37. (Pórfido Dacítico) Sección Guad-06.1 Cristal de cuarzo monocristalino de forma circular (Qz), plagioclasa (Fp) y hornblenda (Anf) los granos son euhedrales, bien formados y maclados.


ANEXO 1B


Nombre y Número del Morfotipo		FP-01	Localidad :	Vía Buga-La Habana	Fecha	
Grupo de Planta Mayor		Monocotiledonea		Morfotipeador	ELB	
Familia de Plantas		Cyperaceae	Tipo de Organo	Hoja		
Type spec #				Grado de Preservación	pobre	
			Lobación	No presenta		
Características diagnósticas del Morfotipo: nerviación, forma						
HOJA	Sistema unión de la Hoja			Simetría Laminar	simétrica	
	Organización de la Hoja			Ángulo Base		
	Características del Pecíolo			Forma Base		
	Tamaño Laminar	notófila	incompleta	Petiolar Attach		
	Forma laminar	Ovada?		Forma Apice		
				Tipo de borde	liso	
1° a 2°	1° Categoría de Venas	Paralelódromo		2° Espacia/ Venas	uniforme	
	2° Categoría de Venas			2° Ángulo Venas		
	Venas Agrophicas			Inter-2° Venas		
	Número de Venas Basales					
FOTOGRAFÍA					Comentario	
					<p>Angiosperma Commelinidae Poales (Small 1903) Cyperaceae (juss 1789)</p> <p>Género: <i>Pleurostachys sp.?</i></p> <p>Planta herbácea emparentada con los juncos y pastos grandes (cortadera), encontrados en las riberas de lagos y ríos. La nerviación paralela y los plegamientos son típicos de esta familia de hojas.</p>	


Nombre y Número del Morfotipo		FP-02	Localidad :	Río Guadalajara	Fecha	
Grupo de Planta Mayor		Dicotiledónea		Morfotipeador	ELB	
Familia de Plantas		Cornaceae	Tipo de Organo	Hoja		
Type spec #			Lobación	No presenta		
Características diagnósticas del Morfotipo: nerviación, forma y borde aparente						
HOJA	Sistema unión de la Hoja			Simetría Laminar	simétrica	
	Organización de la Hoja			Ángulo Base	Agudo	
	Características del Pecíolo			Forma Base		
	Tamaño Laminar	mesofila		Petiolar Attach	marginal	
	Forma laminar	elíptica		Forma Apice		
1° a 2°	1° Categoría de Venas	pinada		2° Espacia/ Venas	irregular	
	2° Categoría de Venas			2° Ángulo Venas	uniforme	
	Venas Agróficás			Inter-2° Venas		
	Número de Venas Basales	1				
FOTOGRAFÍA					Comentario	
					<p style="text-align: center;">Angiospermas</p> <p style="text-align: center;">Asterides</p> <p style="text-align: center;">Cornales (Dumort 1829)</p> <p style="text-align: center;">Cornaceae (Dumort 1829)</p> <p style="text-align: center;">Género</p> <p style="text-align: center;"><i>Cornus?</i></p> <p>Planta arbustiva, frecuenteme localizada en las riberas de ríos.</p>	

Nombre y Número del Morfotipo		FP-03	Localidad :	Vía Buga-la Habana (entre d34-d35)	Fecha	
Grupo de Planta Mayor		Monocotiledonea			Morfotipeador	ELB
Familia de Plantas		Palmae	Tipo de Organo	Hoja		
Type spec #			Lobación	palmeada	Grado de Preservación	pobre
Características diagnósticas del Morfotipo: nerviación						
HOJA	Sistema unión de la Hoja		Simetría Laminar	simétrica		
	Organización de la Hoja		Ángulo Base			
	Características del Pecíolo		Forma Base			
	Tamaño Laminar	mesofila	Petiolar Attach	marginal		
	Forma laminar	Elíptica?	Forma Apice			
			Tipo de borde			
1ª	1ª Categoría de Venas	Palinactinodromus?		2ª Espacia/ Venas	Uniforme	
	2ª Categoría de Venas			2ª Ángulo Venas		
	Venas Agróficás			Inter-2ª Venas		
	Número de Venas Basales	1				
FOTOGRAFÍA					Comentario	
					<p>Angiospermas</p> <p>Commelinidae</p> <p>Arecales (Bromhead 1840)</p> <p>Areceaceae (Schultz Sch. 1832)</p> <p>Género:</p> <p><i>Aiphanes sp?</i></p> <p>Corresponde a hojas de "palma", con Nerviaciones paralelas a los lóbulos, característica de esta familia de plantas.</p>	

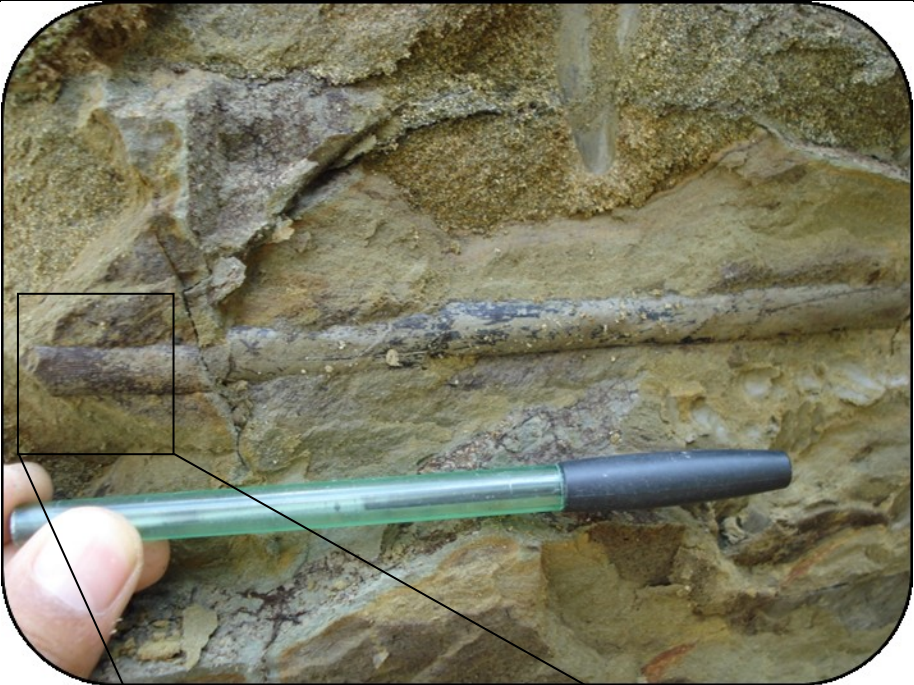
Nombre y Número del Morfotipo		FP-04	Localidad :	Río Guadalajara	Fecha	
Grupo de Planta Mayor		Dicotiledóneas		Morfotipeador	ELB	
Familia de Plantas		Lauraceae	Tipo de Organo	Hoja		
Type spec #			Lobación	No presenta	Grado de Peservación	moderada
Características diagnósticas del Morfotipo: nerviación, forma						
HOJA	Sistema unión de la Hoja			Simetría Laminar	simétrica	
	Organización de la Hoja			Ángulo Base	agudo	
	Características del Pecíolo			Forma Base		
	Tamaño Laminar	mesofila		Petiolar Attach	marginal	
	Forma laminar	Elíptica		Forma Apice		
				Tipo de borde	Entero-liso	
1ª	1ª Categoría de Venas	pinadas		2ª Espacia/ Venas	Uniforme	
	2ª Categoría de Venas			2ª Ángulo Venas		
	Venas Agróficas			Inter-2ª Venas		
	2ª Número de Venas Basales	1				
FOTOGRAFÍA					Comentario	
					Angiospermas Magnólidas Laurales (Perleb 1826) Lauraceae (Juss 1789) Género: <i>Ocotea sp?</i>	

Nombre y Número del Morfotipo	FP-05	Localidad :	Vía Buga-La Habana (entre d34-d35)	Fecha	
Grupo de Planta Mayor				Morfotipeador	ELB
Familia de Plantas		Tipo de Organó	Hoja		
Type spec #		Lobación	No presenta	Grado de Peservación	Bueno
Características diagnósticas del Morfotipo: nerviación, borde					
HOJA	Sistema unión de la Hoja			Simetría Laminar	simétrica
	Organización de la Hoja			Ángulo Base	
	Características del Pecíolo			Forma Base	
	Tamaño Laminar	mesofila	incompleta	PetioLAR Attach	marginal
	Forma laminar	oblonga		Forma Apice	
1°	1° Categoría de Venas	pinada		2° Espacia/ Venas	Uniforme
a	2° Categoría de Venas			2° Ángulo Venas	
	Venas Agróficás			Inter-2° Venas	
2°	Número de Venas Basales	1			
FOTOGRAFÍA					Comentario
					<p>Presenta agallas bien preservadas (enfermedades de las plantas producidas por insectos, lo cual disminuye la capacidad de fotosíntesis de las hojas)</p>

Nombre y Número del Morfotipo		FP-06	Localidad :	Río Guadalajara (GPS GRIO)	Fecha	
Grupo de Planta Mayor		Dicotiledóneas		Morfotipeador	ELB	
Familia de Plantas		Lauraceae?	Tipo de Organo	Hoja		
Type spec #			Lobación	No presenta		
Grado de Peservación Moderado						
Características diagnósticas del Morfotipo: nerviación, forma						
HOJA	Sistema unión de la Hoja		Simetría Laminar	simétrica		
	Organización de la Hoja		Ángulo Base	agudo		
	Características del Pecíolo		Forma Base	compleja		
	Tamaño Laminar	mesofila	Petiole Attach	marginal		
	Forma laminar	elíptica	Forma Apice			
			Tipo de borde	Entero-liso		
1°	1° Categoría de Venas	pinada		2° Espacia/ Venas	Uniforme	
a	2° Categoría de Venas			2° Ángulo Venas		
	Venas Agráficas			Inter-2° Venas		
2°	Número de Venas Basales	1				
FOTOGRAFÍA					Comentario	
					<p>Hoja de angiosperma en arenita limosa</p>	


Nombre y Número del Morfotipo		FP-07		Localidad :		Río Guadalajara (GPS GRIO)		Fecha				
Grupo de Planta Mayor						Morfotipeador		ELB				
Familia de Plantas				Tipo de Organo		Hoja						
Type spec #				Lobación		No presenta		Grado de Peservación		Bueno		
Características diagnósticas del Morfotipo: nerviación, borde, forma												
HOJA	Sistema unión de la Hoja				Simetría Laminar		simétrica					
	Organización de la Hoja				Ángulo Base		agudo					
	Características del Pecíolo				Forma Base		compleja					
	Tamaño Laminar		mesofila incompleta		Petiolar Attach		marginal					
	Forma laminar		elíptica		Forma Apice							
1° a	1° Categoría de Venas		Basal acródroma		2° Espacia/ Venas		Incrementando a la base					
	2° Categoría de Venas		Suprabasal acródroma		2° Ángulo Venas		agudo					
2°	Número de Venas Basales		5		Inter-2° Venas							
3° a	3° Categoría de Venas		percurrentes alternas		3° Variabilidad Ángulo de Vena		uniforme					
	3° Curso de Venas				4° Categoría de Venas							
5°	3° Ángulo a 1°		perpendicular		5° Categoría de Venas							
FOTOGRAFÍA										Comentario		
										<p>Hoja de angiosperma incompleta en arenita de grano muy fino</p>		

Nombre y Número del Morfotipo	FP-08	Localidad :	Río Guadalajara (GPS GRIO)	Fecha	
Grupo de Planta Mayor				Morfotipeador	ELB
Familia de Plantas		Tipo de Organo	tallo		
Type spec #		Lobación	No presenta		
			Grado de Peservación	bueno	
Características diagnósticas del Morfotipo:forma					

FOTOGRAFÍA	Comentario
	<p>Tallo en Lodolita</p>



Detalle del tallo


Nombre y Número del Morfotipo	FP-09	Localidad :	Vía Buga-la Habana (d3-d3a)	Fecha	
Grupo de Planta Mayor				Morfotipeador	ELB
Familia de Plantas		Tipo de Organo	Pecíolo	Grado de Peservación	moderado
		Lobación	No presenta		
Características diagnósticas del Morfotipo: forma, tamaño					
FOTOGRAFÍA				Comentario	
				<p>Pecíolo en arenisca fina</p>	

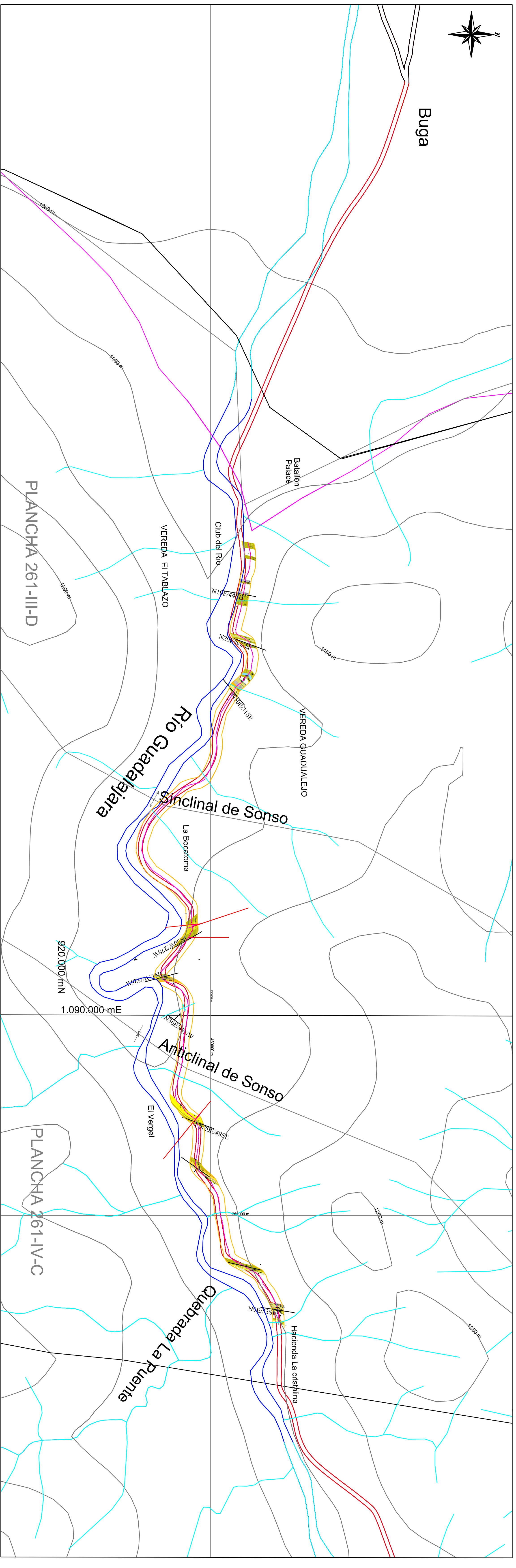
Nombre y Número del Morfotipo	FP-10	Localidad :	Río Guadalajara (GPS GRIO)	Fecha	
Grupo de Planta Mayor				Morfotipeador	ELB
Familia de Plantas		Tipo de Organo	Semilla		
Type spec #		Lobación	No presenta		
Grado de Peservación					
Pobre					
Características diagnósticas del Morfotipo: neriación,forma					

FOTOGRAFÍA	Comentario
------------	------------



Semilla porosa, tipo nuez o corozo sobre hoja de angiosperma.

Nombre y Número del Morfotipo	FP-11	Localidad :	Vía Buga-La habana (entre d34 y d35)	Fecha	
Grupo de Planta Mayor				Morfotipeador	ELB
Familia de Plantas		Tipo de Órgano	Semilla	Grado de Preservación	Moderado
		Lobación	No presenta		
Características diagnósticas del Morfotipo: forma					
FOTOGRAFÍA			Comentario		
			<p>Semilla tipo "nuez" en limolita arcillosa</p>		



LEYENDA GEOLÓGICA

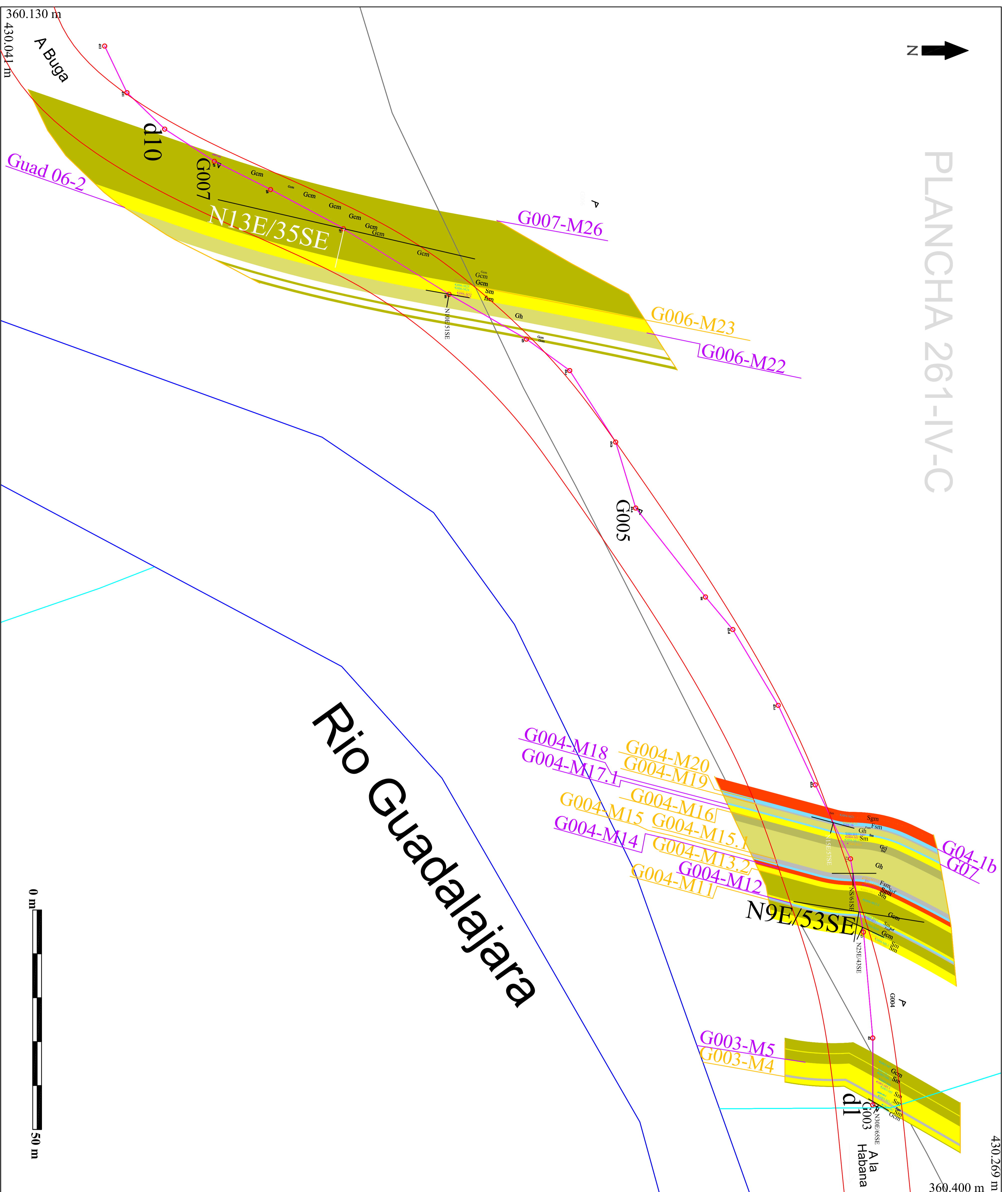
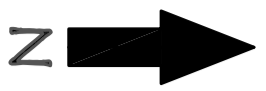
Sm	Gravas de alto contenido arenoso, pobre selección	Sp	Arena fina a muy gruesa pobre selección
Sn	Gravas de alto contenido arenoso, selección media	S1	Arena fina a muy gruesa pobre selección, estratificación inclinada por ser en orillas
Smg	Gravas medizas, selección normal a buena	S2	Arena, limo, arcilla, laminación fina, redonda
Smm	Gravas medizas, selección mala	S3	Limo, arcilla media
Sl	Gravas arenificadas, arenif. inclinado en orillas, lente	S4	(L/1, M, N) ... Arena epididada arenif.
Sln	Arena fina a gruesa, laminación media a dispersa	S5	Arena conglomerática
Sls	Areniscas con laminación pobre paralela	F1	Acuña, limo, Boludación, ordes, masivo
Slt	Cobertura (casca, vanda, boconoma)		

CONVENCIONES GENERALES

	Base Poligonal		Eje anticlinal		Drenaje Principal
	Dato		Eje sinclinal		Drenajes secundarios
	Dato estratificación		Corriente		Población
	Dato fallamiento		Carretera principal		Curva de nivel
	Punto GPS				

ANH AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS	
Proyecto: Estratigrafía de la Formación La Paila, un Potencial Hidrocarburo en la Cuenca Cauca - Paila	
POLIGONAL DE LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA FORMACIÓN LA PAILA	
SITIO: BUGA-LA HABANA	
Coordenadas UTM	E = 357.677.000 TOPE E = 360.380.000
BASE	N = 430.118.000 TOPE N = 430.240.000
Escala: 1:5000	Fecha: MAYO/2009
Elaborado por: UNIVERSIDAD DE CALDAS	Revisado por: N° 2.1
Elaborado por: Erika Elena Botero A., Diego F. Galindo B.	Revisado por: EIB

PLANCHCHA 261-IV-C



CONVENCIONES GEOLOGÍA

	(Gm) Gravas matriz soportadas muestas		(Sb) Arena muy fina a gruesa, puede tener cantos, laminación horizontal con oblicuidad de granos o lineación de corriente
	(Gm) Gravas matriz soportadas, gradación normal a inversa, media selección		(S) Arena muy fina a gruesa puede tener cantos, laminación inclinada bajo ángulo
	(Gc) Gravas claro soportadas, gradación inversa		(Ss) Arena fina a muy gruesa con cantos con surcos amplos y profundos
	(Gm) Gravas claro soportadas, muestas, pobre selección		(Sm) Arena fina a gruesa laminación masiva o desmenuada
	(G) Gravas claro soportadas, estratificación cruda, imbricación		(F) Arena, limo, arcilla laminación fina, rizaduras
	(G) Gravas estratificadas, tenas de arenas		(Fsm) limo, arcilla masiva
	(G) Gravas estratificadas, estratificación inclinado planor		(Fm) Arcilla, limo, grietas de desecación
	(Sgm) Arena Conglomerática		(F) Arcilla, limo, Bitubación, raíces, masiva
	(S) Arena fina a muy gruesa puede tener cantos, estratificación o agrupada		C: Carbón, limo, carbonáceo, Plantas peliculas de todo
	(S) Arena muy fina a gruesa, Inclinado planor en ortosas, laminación inclinado, rizaduras		(P) Paleosuelo carbonático (calcreteo, sientra) rasgos pedogénicos, nódulos
			(Sv) Arenas epistásticas
			Arcillitas/jedilias/fosilíferas
			Arenita calcárea
			Cubierta

CONVENCIONES GENERALES

	Base Poligonal		Drenaje Principal
	Delta		Drenaje Secundario
	Punto Gps		Muestra Polen
	Disposición Capras		Muestra Toba
	Dato Estratificación		Muestra Petrográfia
	Dato Falla		Muestra Sección Delgada
	Curva de nivel		Población

ANH AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS

Proyectos:
Estratigrafía de la Formación La Paila, un Potencial
Hidrocarbúfero en la Cuenca Cauca - Patía

POLIGONALES FORMACIÓN LA PALA

Sección:
BUGA-LA HABANA
Flanco Oriental Anticlinal (Tramo Puente Negro)

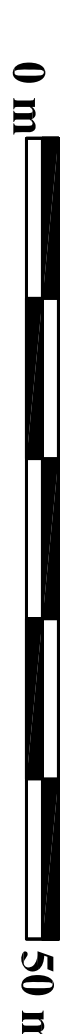
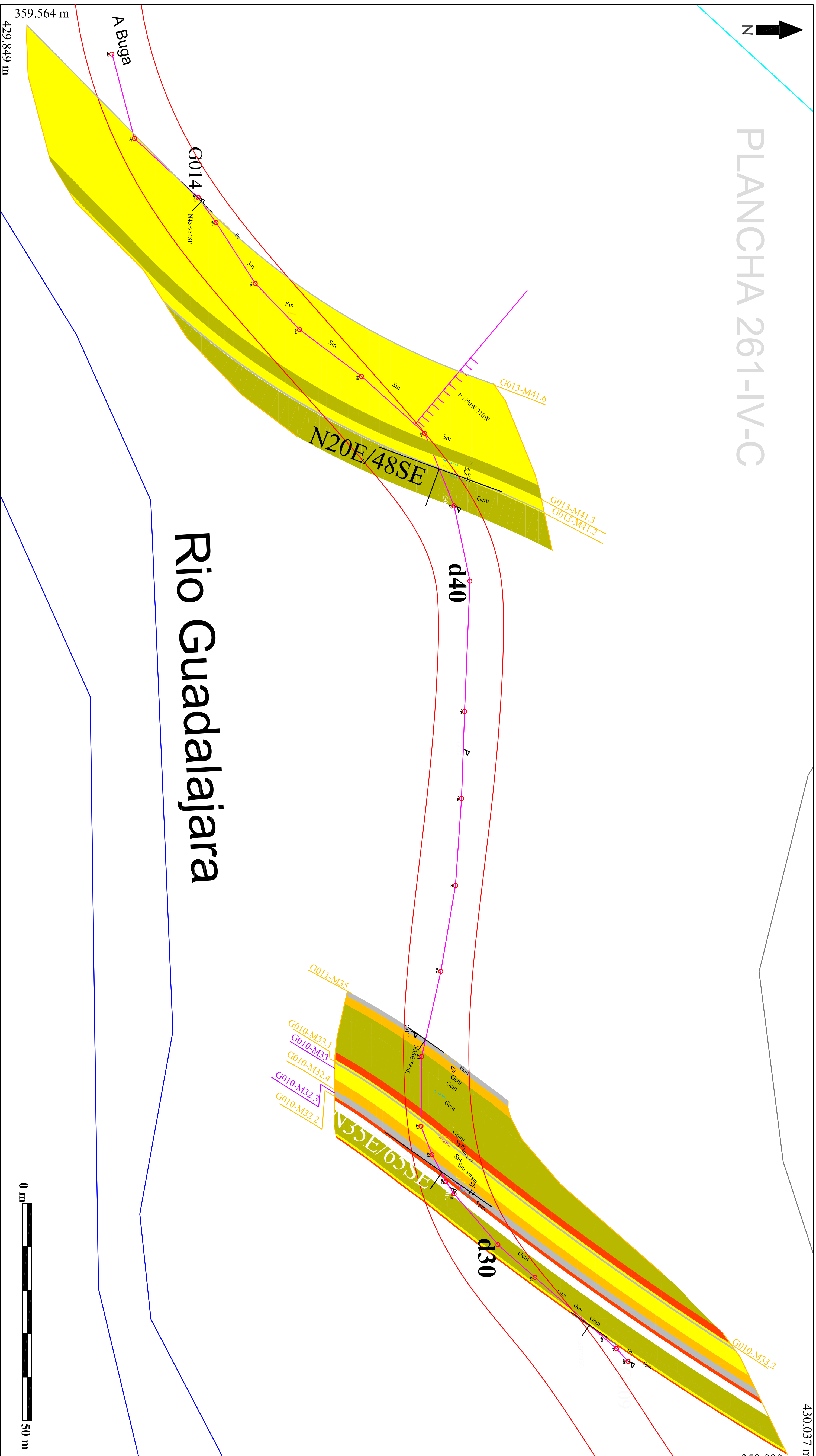
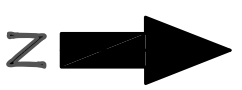
Coordenadas:
UTM
INICIO E = 360.380,0000 FIN E = 360.148,7478
N = 430.240,0000 N = 430.065,0130

Escala: 1:300 Fecha: MAYO/2.009 Anexo: N° 2.1.1

Elaborado por: INTERVENORA ANH:
Christian Peñafort
Digitalizado por: ELB



UNIVERSIDAD DE CALDAS
Enika Lorena Bedoya A., Diego Fernando Giraldo



CONVENCIONES GEOLOGÍA

	(Gm) Gravas matriz		(Sb) Arena muy fina a gruesa puede tener cantos; laminación horizontal con alineación de granos o laminación de corriente
	(Gmg) Gravas matriz separadas; gradación normal o inversa, mala selección		(Si) Arena muy fina a gruesa puede tener cantos; laminación inclinada bajo ángulo
	(Gc) Gravas cisto separadas; gradación inversa		(Ss) Arena fina a muy gruesa con surcos amplios y profundos
	(Gcm) Gravas cisto separadas; masivas, pobre selección		(Sm) Arena fina a gruesa laminación masiva o desordenada
	(Gh) Gravas cisto separadas; estratificación cruzada; laminación separada en estratos		(Fl) Arena, limo, arcilla laminación fina, rizaduras
	(G) Gravas estratificadas; separada homogénea en estratos		(Fm) Arcilla, limo, arcilla masiva
	(Gp) Gravas estratificadas; estratificación homogénea planar		(F) Arcilla, limo, Boluración; raíces, masiva
	(Sgm) Arena Conglomerático		C: Carbón, limo carbonáceo. Plantas
	(Ss) Arena fina a muy gruesa puede tener cantos; estratificación inclinada en ortosas solitarias o agrupadas		(P) Pelosula carbonática (calcareo, sílex)
	(Sp) Arena fina a muy gruesa puede tener cantos; estratificación inclinada planar en ortosas.		(Ss) Arena epiliticas
	(S) Arena muy fina a gruesa laminación inclinada; rizaduras		Arenilla coqueada
			Cubierta

CONVENCIONES GENERALES

	Baza Poligonal		Ele Anticlinal		Drenaje Principal
	Dato		Ele Sinclinal		Drenaje Secundario
	Punto Gps		Falla		Muestra Polen
	Disposición Capas		Correible		Muestra Toba
	Dato Estratificación		Corriera Principal		Muestra Petrográfia
	Dato Falla		Curva de nivel		Muestra Sección Delgada
					Población

ANH AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS

Estratigrafía de la Formación La Paila, un Potencial Hidrocarbúfero en la Cuenca Cauca - Patía

POLIGONALES FORMACIÓN LA PAILA

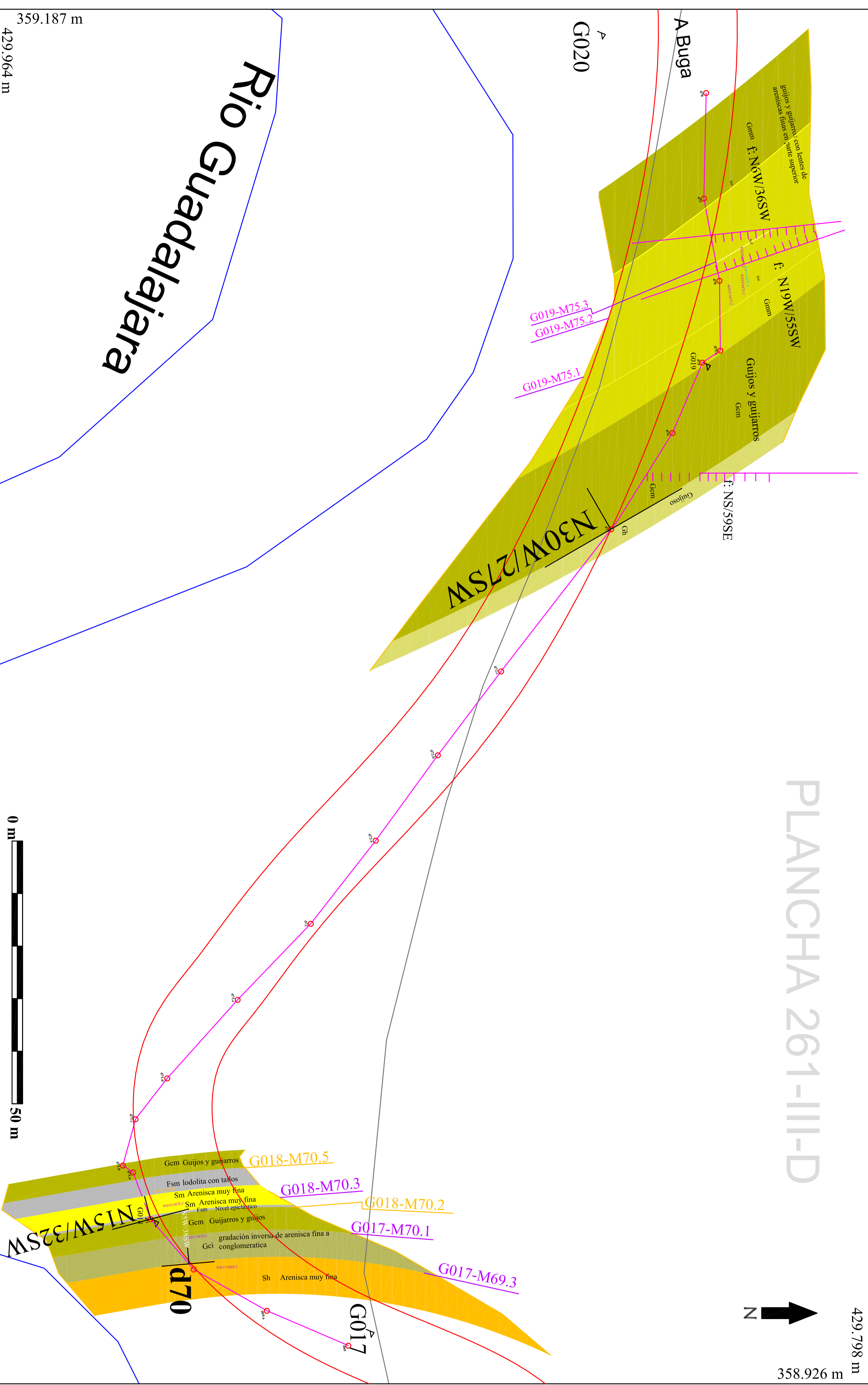
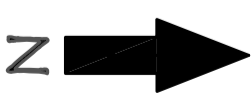
BUGA-LA HABANA
Flanco Oriental Anticlinal (Tramo La Guinea)

Proyecto:	AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS			
Elaborado por:	UNIVERSIDAD DE CALDAS			
Elaborado por:	Erika Lorena Bedoya A., Diego Fernando Giraldo			
Coordenadas:	E = 359.876,0000	FIN	E = 359.574,9745	
INICIO	N = 429.994,0000	FIN	N = 429.875,1525	
Escala:	1:300	Fecha:	ENERO/2.009	Actualizado por:
				INTERVENIDA ANH
				Christian Peñafort
				Digitizado por:
				ELB

PLANCHCHA 261-III-D

429.798 m

358.926 m



359.187 m
429.964 m

Rio Guadalajara

CONVENCIONES GEOLOGÍA

	(Gsm) Grava matriz soporadas masivas		(Sh) Arena muy fina a gruesa, puede tener cantos, laminación horizontal con alineación de granos o lincación de corriente
	(Gmg) Gravas matriz soporadas, gradación normal o inversa, mala selección		(Sl) Arena muy fina a gruesa puede tener cantos, laminación bajo ángulo
	(Gcl) Gravas clasto soporadas, gradación inversa		(Ss) Arena fina a muy gruesa con surcos emplos y profundas
	(Gcm) Gravas clasto soporadas, masivas, pobre selección		(Sm) Arena fina a gruesa laminación masiva o desordenada
	(Gth) Gravas clasto soporadas, estratificación cruzada, imbricación		(Fl) Arena, limo, arcilla laminación fina, rizados
	(Gt) Gravas estratificadas, estratíf. inclinada en arreas lentes de arenitos		(fsm) limo, arcilla masiva
	(Gg) Gravas estratificadas, estratificación inclinada planar		(fm) Arcilla, limo, grifas de desecación
	(Sgm) Arena Conglomerática		(Fr) Arcilla, limo, Bituración, raíces, masiva
	(Sl) Arena fina a muy gruesa puede tener cantos, estratificación inclinada en arreas solitarias o agrupadas		C: Carbon, limo carbonáceo. Plantas
	(Sp) Arena fina a muy gruesa puede tener cantos, estratificación inclinada planar en arreas.		(P) Paleosuelo carbonático (calcreta, siderita)
	(S) Arena muy fina a gruesa, laminación inclinada, rizados		(Swf) Arenas episticticas
			Arcillolitas/lodolitas/fosilíferos
			Arenita calcárea
			Cubierta

CONVENCIONES GENERALES

	Base Poligonal		Eje Anticlinal		Drenaje Principal
	Delta		Eje Sinclinal		Drenaje Secundario
	Punto Gps		Falla		Muestra Polen
	Disposición Capes		Correteable		Muestra Toba
	Dato Estratificación		Carretera Principal		Muestra Petrografa
	Dato Falla		Carretera Secundario		Muestra Sección Delgado
	Dato Falla		Curva de nivel		Población

ANH AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS

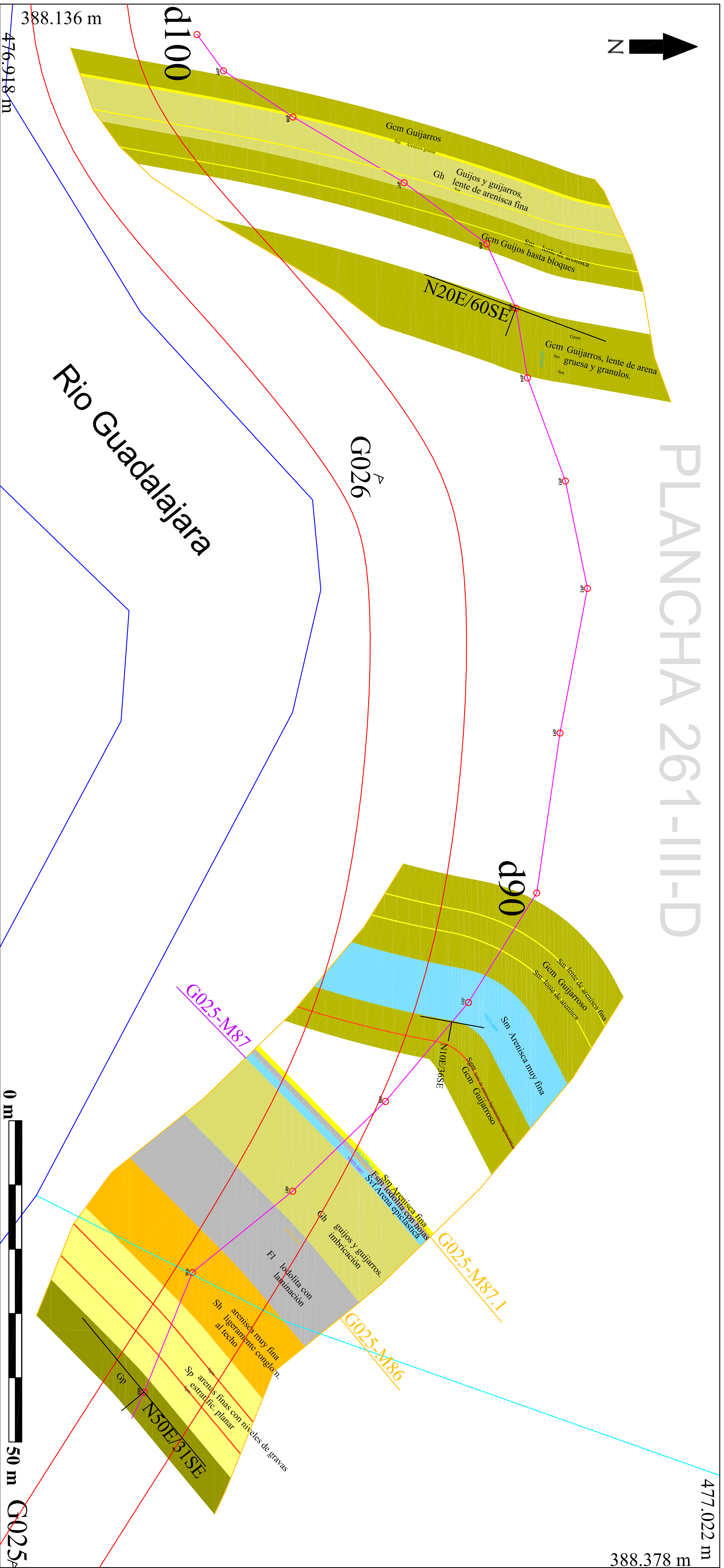
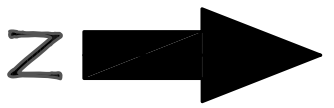
Estratigrafía de la Formación La Paila, un Potencial Hidrocarbúrrifero en la Cuenca Cauca - Patía

POLIGONALES FORMACIÓN LA PAILA

BUGA-LA HABANA

Flanco Occidental Anticlinal (T.Ecohotel Guaduales)

Proyecto:	Estratigrafía de la Formación La Paila, un Potencial Hidrocarbúrrifero en la Cuenca Cauca - Patía			
Sección:	POLIGONALES FORMACIÓN LA PAILA			
Coordenadas:	E = 388.347.0093	FIN	E = 388.160.00	
Inicio:	N = 476.977.0248		N = 476.947.38	
Escala:	1:300	Fecha:	ENERO/2.009	Anexo:
Elaborado por:	UNIVERSIDAD DE CALDAS		INTERVENTORIA ANH:	
	Erika Lorena Badoya A. Diego Fernando Girardo		Christian Peñafoort	
			Digitalizada por:	
			ELB	



CONVENCIONES GEOLOGÍA

	(Gm) Gravas matriz soportadas masivas		(Sh) Arena muy fina a gruesa, puede tener cantos, laminación horizontal con alineación de granos o lineación de corriente
	(Gmj) Gravas matriz soportadas, gradación normal o inversa, mala selección		(Sj) Arena muy fina a gruesa puede tener cantos, laminación inclinada bajo ángulo
	(Gcl) Gravas clasto soportadas, gradación inversa		(Ss) Arena fina a muy gruesa con surcos amplios y profundos
	(Gcm) Gravas clasto soportadas, masivas, pobre selección		(Sm) Arena fina a gruesa laminación masiva o desvenecada
	(Gh) Gravas clasto soportadas, estratificación cruda, imbricación		(Fl) Arena, limo, arcilla laminación fina, rizaduras
	(G) Gravas estratificadas, lentas de arenitas		(Fsm) limo, arcilla masiva
	(Gp) Gravas estratificadas, estratificación inclinada planar		(Fm) Arcilla, limo, grietas de desecación
	(Sgm) Arena Conglomerática		(Fr) Arcilla, limo, Bioturación, raíces, masiva
	(Sj) Arena fina a muy gruesa puede tener cantos, estratificación inclinada en arenitas solitarias o agrupadas		C: Carbón, limo carbonáceo, Plantas petrificadas de todo
	(Sp) Arena fina a muy gruesa puede tener cantos, estratificación inclinada planar en arenitas		(P) Paleosueto carbonático (calcreta, siderita)
	(S) Arena muy fina a gruesa, laminación inclinada, rizaduras		(Sv) Arenas epidiásticas
			Arcillolitas/lodolitas/fosilíferas
			Arenita calcárea
			Cubierto

CONVENCIONES GENERALES

	Base Poligonal		Eje Anticlinal		Drenaje Principal
	Delta		Eje Sinclinal		Drenaje Secundario
	Punto Gps		Falla		Muestra Polen
	Disposición Capas		Carretable		Muestra Toba
	Dato Estratificación		Carretera Principal		Muestra Petrografía
	Dato Falla		Curva de nivel		Muestra Sección Delgada
					Población

ANH AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS

Proyecto: Estratigrafía de la Formación La Paila, un Potencial Hidrocarbúrrifero en la Cuenca Cauca - Patía

POLIGONALES FORMACIÓN LA PAILA

Sección: BUGA-LA HABANA
Fianco Occidental Sinclinal (T.Vereda la Granjita)

Coordenadas: UTM

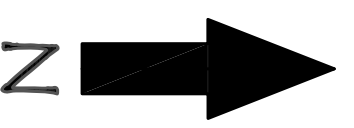
INICIO	E = 358.170,0000	FIN	E = 357.932,5945
	N = 430.060,0000		N = 430.089,4924

Escala: 1:400

Fecha:	ENERO/2.009	Anexo:	Nº 2.1.4
--------	-------------	--------	----------

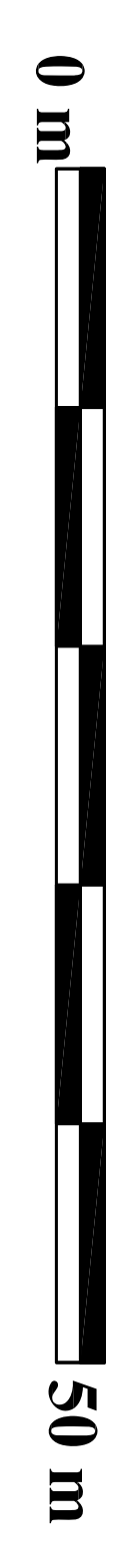
Elaborado por: UNIVERSIDAD DE CALDAS
 Erika Lorena Beboyra A. Diego Fernando Giraldo

INTERVENTORIA ANH: Christian Peñafort
 Digitalizado por: ELB



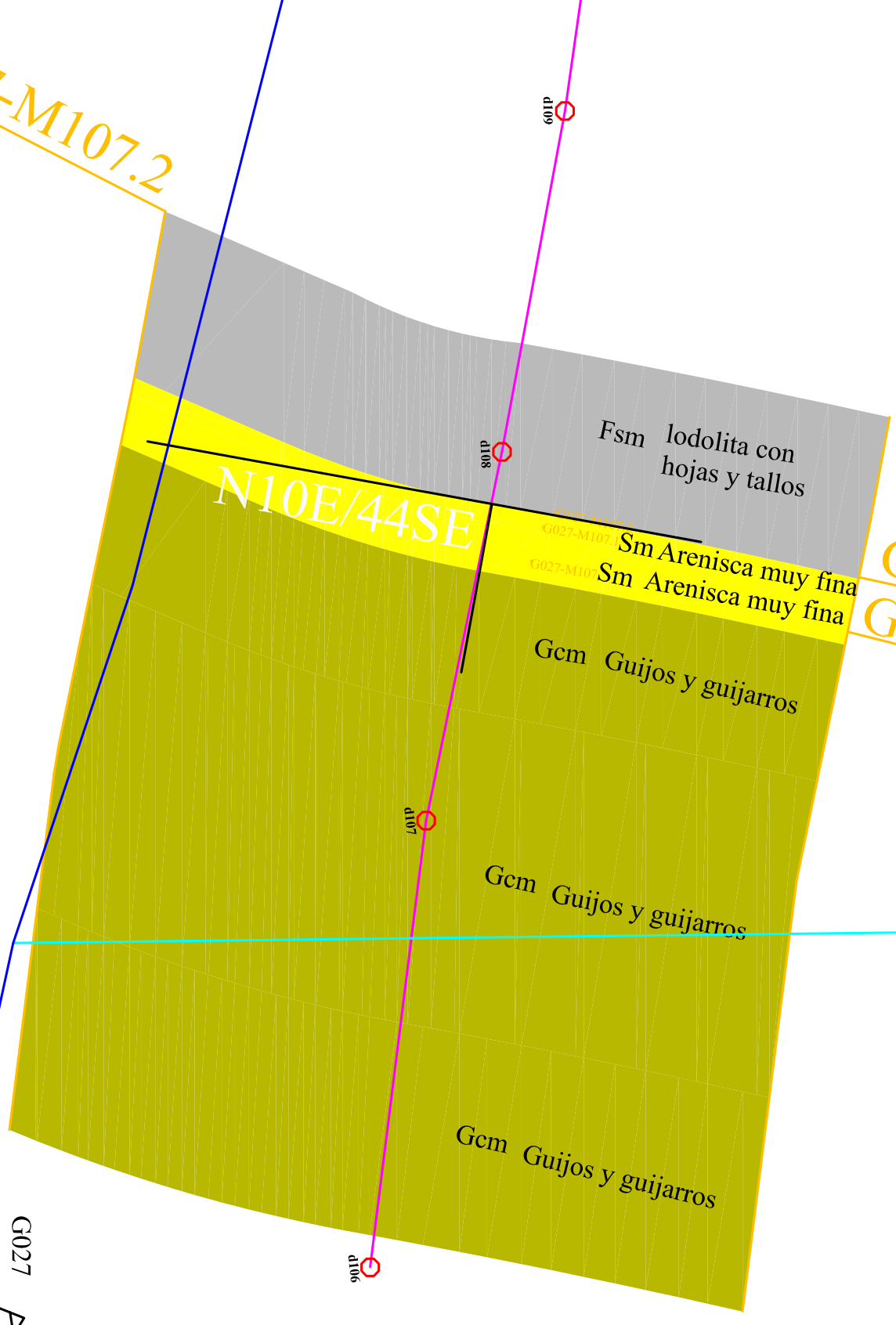
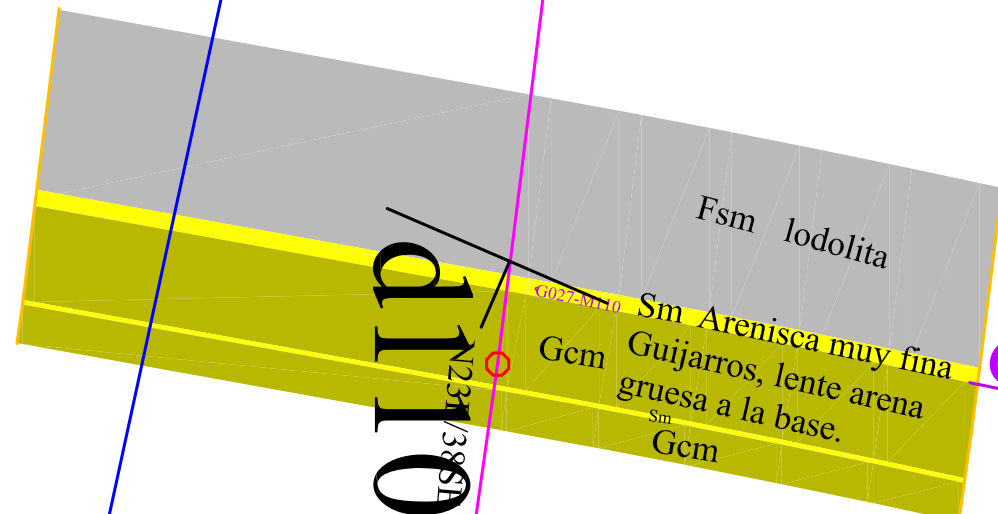
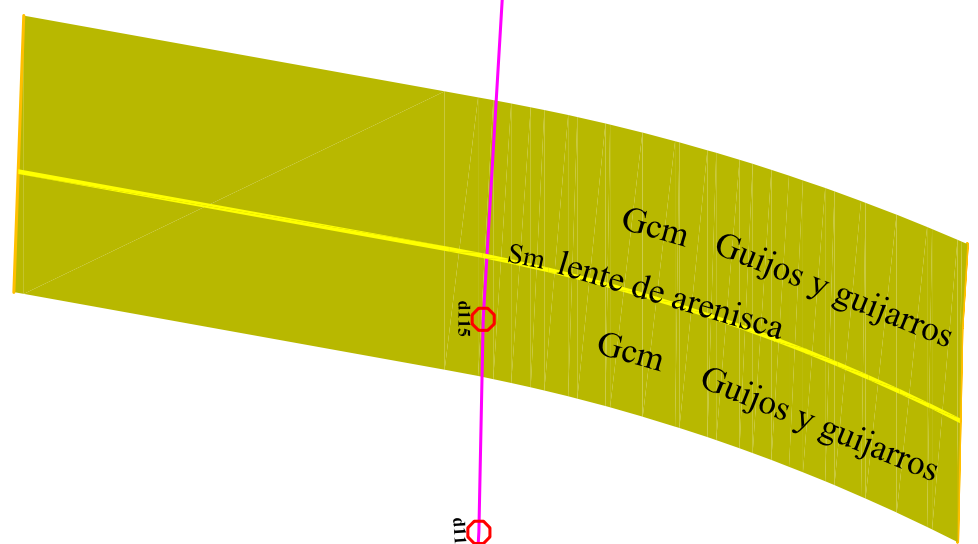
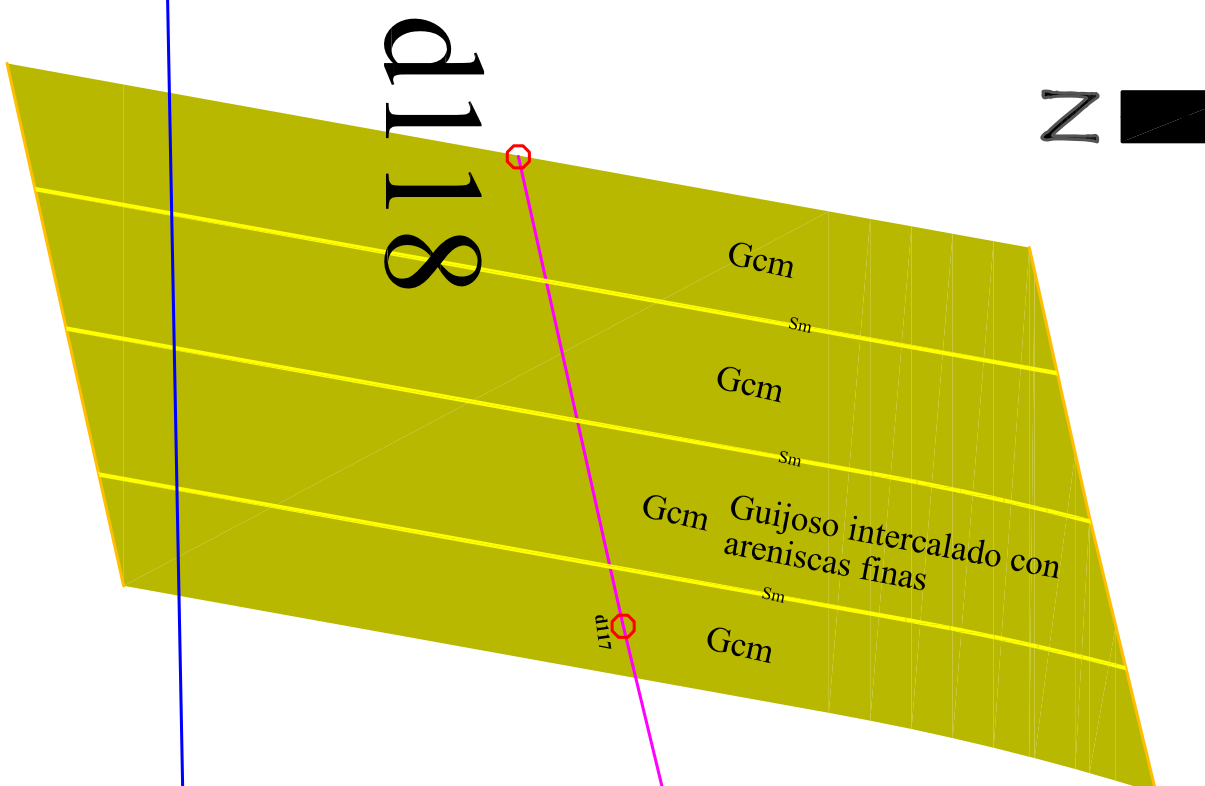
357.605 m
430.070m

Rio Guadalajara



430.173 m

357.847 m



CONVENCIONES GEOLOGÍA

	(Gmm) Gravos matriz soporados masivos		(Sh) Arena muy fina a gruesa, puede tener cantos, laminación horizontal con alineación de granos o lineación de corriente
	(Gmg) Gravos matriz soporados, gradación normal a inversa, mala selección		(Sl) Arena muy fina a gruesa puede tener cantos, laminación inclinada bajo ángulo
	(Gcl) Gravos clasto soporados, gradación inversa		(Ss) Arena fina a muy gruesa con surcos amplios y profundos
	(Gcm) Gravos clasto soporados, masivos, pobre selección		(Sm) Arena fina a gruesa laminación masiva o desvanecida
	(Gh) Gravos clasto soporados, estratificación cruda, imbricación		(Fl) Arena, limo, arcilla laminación fina, rizaduras
	(Gf) Gravos estratificados, estratif. inclinada en artesas lentes de arenitas		(Fsm) limo, arcilla masivo
	(Gp) Gravos estratificados, estratificación inclinada planar		(Fm) Arcilla, limo, grietas de desecación
	(Sgm) Arena Conglomerática		(Fr) Arcilla, limo, Botubación, raíces, masiva
	(Sp) Arena fina a muy gruesa puede tener cantos, estratificación inclinada en artesas solitarias o agrupadas		C: Carbón, limo carbonáceo. Plantas pelucias de lado
	(Sp) Arena fina a muy gruesa puede tener cantos, estratificación inclinada planar en artesas.		(P) Paleosuelo carbonífero (calcreta, siderita) rasgos pedogénicos, nódulos
	(Sr) Arena muy fina a gruesa, laminación inclinada, rizaduras		(Sv) Arenas epiclasticas
			Arcillolitas/lodolitas/fosilíferas
			Arenita calcárea
			Cubierta

CONVENCIONES GENERALES

	Base Poligonal		Eje Antiflinal		Drenaje Principal
	Delta		Eje Sinclinal		Drenaje Secundario
	Punto Gps		Falla		Muestra Polen
	Disposición Capas		Carreteable		Muestra Toba
	Dato Estratificación		Carretera Principal		Muestra Petrografía
	Dato Falla		Curva de nivel		Muestra Sección Delgada
					Población

AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS

Estratigrafía de la Formación La Paila, un Potencial Hidrocarburífero en la Cuenca Cauca - Patía

POLIGONALES FORMACIÓN LA PAILA

BUGA-LA HABANA

Flanco Occidental Sinclinal (Tramo Club del Río)

Proyecto:		AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS	
Estratigrafía de la Formación La Paila, un Potencial Hidrocarburífero en la Cuenca Cauca - Patía		POLIGONALES FORMACIÓN LA PAILA	
BUGA-LA HABANA		Flanco Occidental Sinclinal (Tramo Club del Río)	
Coordenadas: UTM	INICIO	FIN	
E = 357.837,87	N = 430.108,95	E = 357.612,54	
Escala: 1:250	Fecha: ENERO/2.009	Anejo: N° 2.1.5	
Elaborado por: Erika Lorena Bedoya A. Diego fernando Giraldo		INTERVENTORIA ANH: Christian Peñarfort	
UNIVERSIDAD DE CALDAS		Digitalizado por: ELB	

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA FORMACIÓN LA PAILA

Sección: BUGA - LA HABANA (Flanco Occidental del Sinclinal de Sonso)

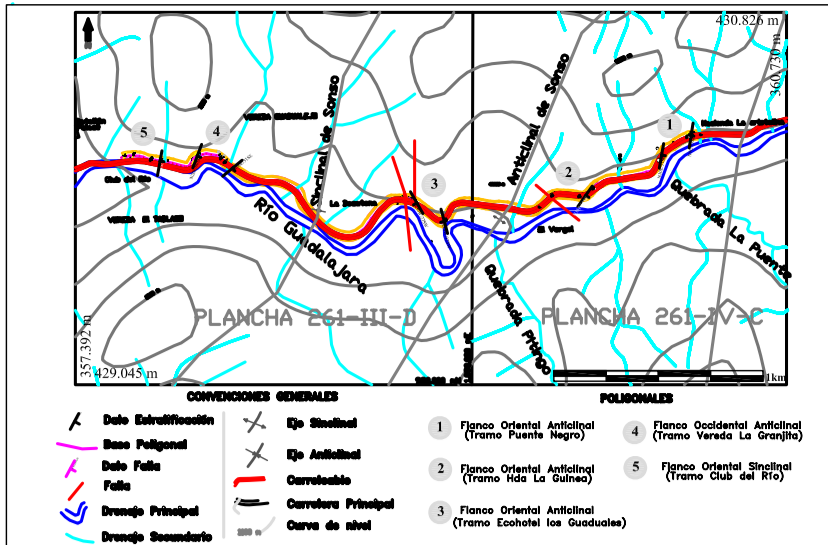
Coordenadas: UTM N = 359.612,5300 TOPE N = 358.147,9500 W = 430.131,7000 W = 430.079,3300

Escala: 1:200 Fecha: MAYO/2.009 Años: N° 3.3

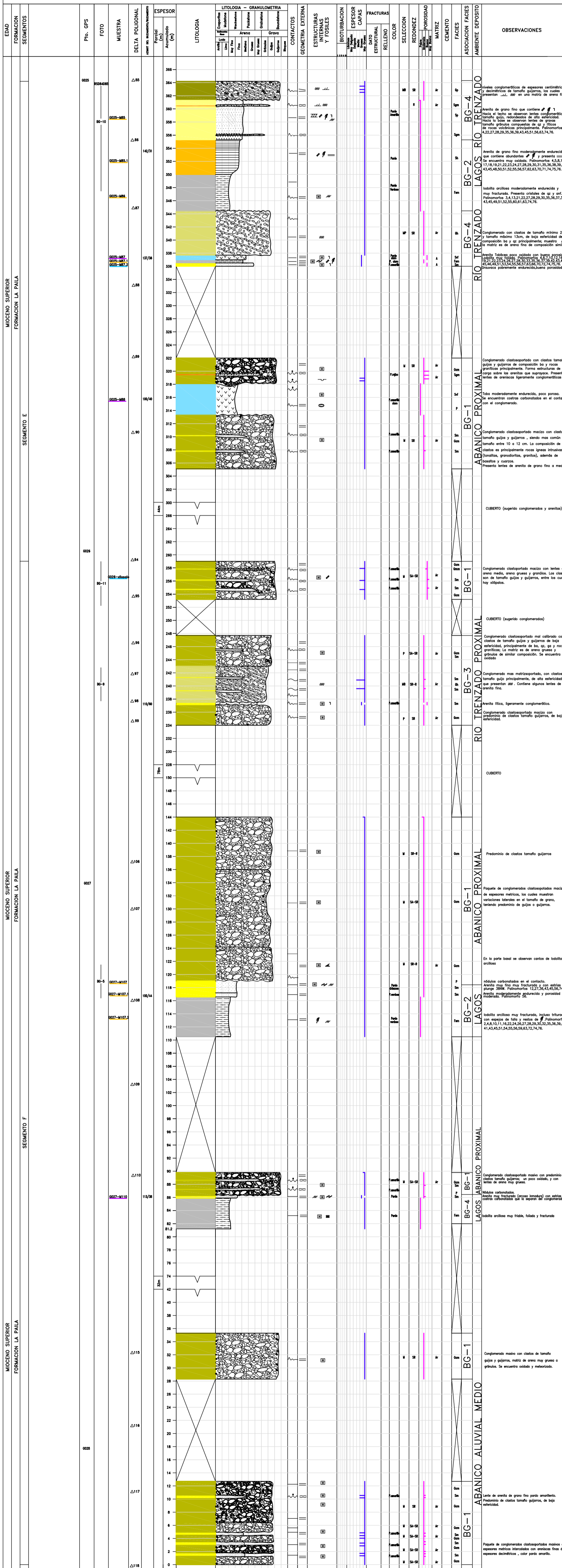
Elaborado por: UNIVERSIDAD DE CALDAS Erika Lorena Bedoya A., Diego F. Girardo B.

INTERVENORA ANH: Christian Peñafort Digitalizado por: ELB - DFG

Esquema gráfico original de Geosistemas Ltda. (2008)



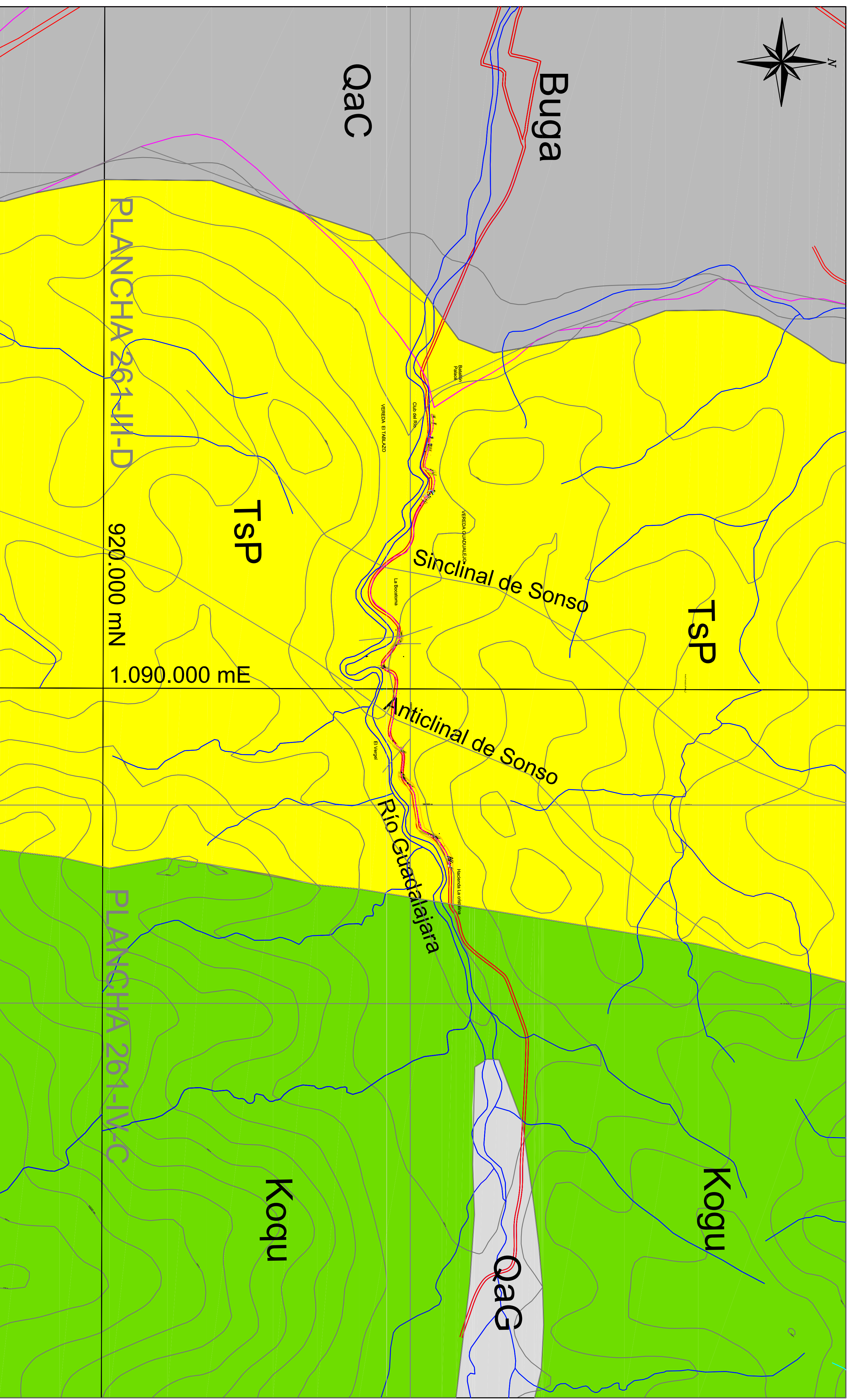
ESPESOR DE CAPAS		COMPOSICION		TIPO DE ANALISIS		SELECCION		COLOR		ESTRUCTURAS INTERNAS		FOSILES		OTROS	
M = Muy Grueso (>100 cm)	G = Grueso (30-100 cm)	Ar = arcilla	Ca = caliza	Bioestratigrafía	Selección	B = Buena	Color	Según apreciación visual	Laminación plana	Amolinos	Arqueológicos	Arqueológicos	Arqueológicos	Arqueológicos	Arqueológicos
M = Media (10-30 cm)	D = Delgada (1-10 cm)	Ms = margarcilla	Ca = caliza	Petrografía	Redondez	M = Moderado	Color	Según apreciación visual	Laminación ondulada	Foraminíferos	Foraminíferos	Foraminíferos	Foraminíferos	Foraminíferos	Foraminíferos
MD = Muy Delgada (<1 cm)	L = Línula (<1 cm)	Ps = psarcilla	Ca = caliza	Petrofísica	Porosidad Visual	B = Buena	Color	Según apreciación visual	Laminación cruzada	Plantas	Plantas	Plantas	Plantas	Plantas	Plantas
		Pt = pectarcilla	Ca = caliza	Geoquímica	Matriz	MB = Muy Buena	Color	Según apreciación visual	Laminación tangencial	Algas	Algas	Algas	Algas	Algas	Algas
		Pf = pectarcilla	Ca = caliza		Cemento		Color	Según apreciación visual	Laminación inclinada	Caracoles	Caracoles	Caracoles	Caracoles	Caracoles	Caracoles
		Pg = pectarcilla	Ca = caliza				Color	Según apreciación visual	Laminación horizontal	Equinoides	Equinoides	Equinoides	Equinoides	Equinoides	Equinoides
		Pm = pectarcilla	Ca = caliza				Color	Según apreciación visual	Laminación vertical	Crinoides	Crinoides	Crinoides	Crinoides	Crinoides	Crinoides
		Pn = pectarcilla	Ca = caliza				Color	Según apreciación visual	Laminación irregular	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos
		Po = pectarcilla	Ca = caliza				Color	Según apreciación visual	Laminación caótica	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos
		Pp = pectarcilla	Ca = caliza				Color	Según apreciación visual	Laminación caótica	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos
		Pq = pectarcilla	Ca = caliza				Color	Según apreciación visual	Laminación caótica	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos
		Pr = pectarcilla	Ca = caliza				Color	Según apreciación visual	Laminación caótica	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos
		Ps = pectarcilla	Ca = caliza				Color	Según apreciación visual	Laminación caótica	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos
		Pt = pectarcilla	Ca = caliza				Color	Según apreciación visual	Laminación caótica	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos
		Pu = pectarcilla	Ca = caliza				Color	Según apreciación visual	Laminación caótica	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos
		Pv = pectarcilla	Ca = caliza				Color	Según apreciación visual	Laminación caótica	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos
		Pw = pectarcilla	Ca = caliza				Color	Según apreciación visual	Laminación caótica	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos
		Px = pectarcilla	Ca = caliza				Color	Según apreciación visual	Laminación caótica	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos
		Py = pectarcilla	Ca = caliza				Color	Según apreciación visual	Laminación caótica	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos
		Pz = pectarcilla	Ca = caliza				Color	Según apreciación visual	Laminación caótica	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos	Trilobitos



EDAD	FORMACION	SEGMENTOS	PHO. GPS	FOTO	MUESTRA	DELTA POLIGONAL	ESPESOR	LITOLOGIA	CONTACTOS	ESTRUCTURAS INTERNAS Y FOSILES	BIOTURBACION	ESPESOR CAPAS	FRACATURAS	SELECCION	REDONDEZ	POROSIDAD	MATRIZ	CEMENTO	ASOCIACION FACIES	AMBIENTE DEPOSITO	OBSERVACIONES
MIOCENO SUPERIOR	FORMACION LA PAILA	SEGMENTO E	0028	0028-0028	0028-0028	0028-0028	366-336	Litol. 1-10	Continuo	Fracturas	Fracturas	Fracturas	Fracturas	Fracturas	Fracturas	Fracturas	Fracturas	Fracturas	Fracturas	Fracturas	Fracturas
MIOCENO SUPERIOR	FORMACION LA PAILA	SEGMENTO F	0028	0028-0028	0028-0028	0028-0028	336-110	Litol. 11-22	Continuo	Fracturas	Fracturas	Fracturas	Fracturas	Fracturas	Fracturas	Fracturas	Fracturas	Fracturas	Fracturas	Fracturas	Fracturas

PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA	PALEONTOLOGIA
1= Azolla sp.	12= Echinonolites sp.	23= Gemmopollenites sp.	34= Pedicellum sp.	45= Polypodioides sp.	56= Palaeoflorites sp.	67= Reticulites sp.	78= Reticulites sp.	89= Reticulites sp.	90= Reticulites sp.	91= Reticulites sp.	92= Reticulites sp.	93= Reticulites sp.	94= Reticulites sp.	95= Reticulites sp.	96= Reticulites sp.	97= Reticulites sp.	98= Reticulites sp.	99= Reticulites sp.	100= Reticulites sp.	101= Reticulites sp.	102= Reticulites sp.

MAPA GEOLÓGICO



LEYENDA GEOLÓGICA

- Koqu Mazono ofiolítico de Ginebra
- QAC Cuaternario aluvial Rio Cauca
- TSP Cenozoico Formación La Palla

CONVENCIONES GENERALES

- | | | | | | |
|--|----------------------|--|---------------------|--|----------------------|
| | Base Poligonal | | Eje anticlinal | | Drenaje Principal |
| | Delta | | Eje sinclinal | | Drenajes secundarios |
| | Dato estratificación | | Corte A-A' | | Curva de nivel |
| | Dato fallamiento | | Carretera principal | | Población |

ANH AGENCIA NACIONAL DE HIDROCARBUROS	
Proyecto: Estratigrafía de la Formación La Palla, un Potencial Hidrocarbúfero en la Cuenca Cauca - Palla	
MAPA GEOLÓGICO	
BUGA - LA HABANA	
Escala: 1:1.000	Fecha: MAYO/2.009
Coordenadas por: UNIVERSIDAD DE CALDAS	Hoja: N° 4
Elaborado por: Erika Lorena Balsega A. Diego F. Gaitano B.	Revisado por: Christian Peñafort
	Publicado por: ELB