

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN .....	28
2. REVISIÓN Y ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN EXISTENTE .....	34
2.1 Cuenca Cauca-Patía, Sector Cali-Cartago.....	34
2.1.1 Valle del río Cauca .....	34
2.2. Cordillera Occidental.....	34
2.2.1 Rocas de edad Cretácica Tardía.....	34
2.2.2 Rocas Cenozoicas de la Subcuenca del Alto Patía .....	35
2.3 Cordillera Central.....	37
2.3.1 Sector de Amaimé .....	37
2.3.2 Complejo Arquía .....	38
2.3.3 Complejo Quebradagrande .....	39
2.3.4 El Complejo Cajamarca.....	40
2.4 Estratigrafía de las Unidades Cenozoicas de la Subcuenca .....	40
2.4.1 Buga-Cartago.....	40
2.4.2 Revisión de las unidades Neógenas en la subcuenca Buga-Cartago .....	41
2.5 Conclusiones .....	56
3. DESCRIPCIÓN DE POLIGONALES Y COLUMNAS.....	61
3.1 Introducción .....	61
3.2 Metodología .....	62
3.3 Sección Buga–La Habana .....	65
3.3.1 Poligonal Flanco Oriental del Anticlinal de Sonso. ....	66
3.3.2 Poligonal Tramo Puente Negro (entre d1 y d28).....	67
3.3.3 Poligonal Tramo Hacienda La Guinea (entre d28 y d46a).....	67
Columna Flanco Oriental del Antidinal de Sonso.....	67
3.3.4 Poligonal Flanco Occidental del Anticlinal de Sonso .....	67
3.3.5 Poligonal Tramo (a) Vereda Guadualejo.....	68
3.3.6 Poligonal Tramo (b) Vereda Guadualejo.....	68
3.3.7 Poligonal Tramo Ecohotel los Guadales. ....	68
Columna Flanco occidental del Antidinal de Sonso.....	69
3.3.8 Poligonal Flanco Occidental del Sinclinal de Sonso .....	69
3.3.9 Poligonal Tramo Vereda La Granjita, Hacienda “River Side” .....	69

Columna Flanco Occidental del Sinclinal de Sonso .....	69
3.4 Sección Andalucía – Galicia.....	70
3.4.1 Poligonal Flanco Occidental Anticlinal (Segmento A) .....	72
Columna Segmento A .....	72
3.4.2 Poligonal Flanco Occidental Anticlinal (Segmento B) .....	73
Columna Segmento B .....	73
3.4.3 Poligonal Flanco Oriental Anticlinal (Segmento C).....	73
Columna Segmento C “Cantera Galicia” .....	73
3.4.4 Poligonal Segmento D.....	74
Columna Segmento D.....	74
3.4.5 Poligonal Segmento E .....	74
Columna Segmento E .....	74
3.5 Sección La Uribe - Sevilla .....	74
3.5.1 Poligonal Segmento A .....	76
Columna Segmento A .....	76
3.5.2 Poligonal Flanco Occidental Sinclinal A (Segmento B) .....	76
Columna Flanco Occidental Sinclinal A (Segmento B).....	76
3.5.3 Poligonal Flanco Oriental Sinclinal A (Segmento C) .....	77
Columna Flanco Occidental Sinclinal A (Segmento B).....	77
3.5.4 Poligonal Flanco Oriental Anticlinal B (Segmento D).....	77
Columna Flanco Oriental Anticlinal B (Segmento D) .....	77
3.5.5 Poligonal Flanco Oriental Anticlinal B (Segmento E) .....	78
Columna Flanco Oriental Anticlinal B (Segmento E) .....	78
3.5.6 Poligonal Flanco Oriental Sinclinal C (Segmento F) .....	79
Columna Flanco Oriental Sindinal C (Segmento F).....	79
3.5.7 Poligonal Sección Cerca a La Uribe.....	79
Columna Sección cerca a La Uribe .....	80
3.6 Sección La Paila – Sevilla.....	84
3.6.1 Poligonal flanco Occidental Sinclinal A (Q. C. La Bamba).....	85
Columna Flanco occidental Sindinal A (Q. C. La Bamba) .....	86
3.6.2 Poligonal flanco oriental Sinclinal A (C. Potrero La Bamba).....	87
Columna Flanco oriental Sindinal A (C. Potrero La Bamba).....	89
3.6.3 Poligonal Potrero Artesa.....	95
Columna Potrero Artesa .....	95
3.6.4 Poligonal Carreteable Los Alcázares.....	98

Columna Carreteable Los Alcázares .....	98
3.6.5 Poligonal Potrero Río Totoro .....	100
Columna Potrero Río Totoro.....	100
3.6.6 Poligonal Carreteable Cantera La Esperanza .....	101
Columna Carreteable Cantera La Esperanza .....	102
3.6.7 Poligonal Potrero Q. del Negro .....	104
Columna Potrero Q. del Negro.....	105
3.7 Sección Armenia – Zarzal .....	106
3.7.1 Poligonales Oriente Anticlinal A (AZ-1) y (AZ-2) .....	108
Columna Oriente Anticlinal A (AZ-1 y AZ-2).....	108
3.7.2 Poligonales Occidente Anticlinal A (AZ-3 y AZ-5) .....	110
Columna Occidente Anticlinal A (AZ-3 y AZ-5).....	110
3.7.3 Poligonal Occidente Sinclinal A (AZ-6) .....	115
Columna Occidente Sinclinal A (AZ-6).....	115
Poligonales Oriente Sinclinal B (Pto GPS 59) (AZ-8) y (AZ-9).....	117
Columna Oriente Sinclinal B (Pto GPS 59, AZ-8 b y AZ-9).....	118
3.7.4 Poligonal Occidente Sinclinal B (AZ-10) .....	123
Columna Occidente Sinclinal B (AZ-10) .....	124
4. INTERPRETACIÓN, ASOCIACIÓN DE FACIES Y AMBIENTE DE DEPÓSITO. ....	127
4.1 Descripción e interpretación de facies .....	129
4.1.1 Litofacies de conglomerados .....	129
4.1.2 Litofacies de arenitas .....	132
4.1.3 Litofacies clásticas de grano fino .....	137
4.1.4 Litofacies no clásticas.....	138
4.2 Asociación de facies y ambiente de depósito de la Formación La Paila.....	139
4.2.1 Modelo de un análisis facial en la Formación La Paila, Cantera El Vínculo .....	142
4.2.2 Facies e interpretación ambiental de la Sección cerca a La Uribe .....	144
4.2.2.1 Litofacies.....	144
4.2.2.2 Asociación facial.....	150
4.2.2.3 Interpretación ambiental. ....	151
4.2.3 Asociación facial de la Sección Armenia – Zarzal .....	151
4.2.3.1 Asociación facial.....	153
4.2.3.2 Interpretación ambiental .....	165
4.2.4 Asociación facial de la sección La Uribe – Sevilla .....	165

4.2.4.1 Asociación facial.....	165
4.2.4.2 Interpretación ambiental .....	173
4.2.5 Asociación facial de la sección Andalucía – Galicia.....	173
4.2.5.1. Asociación facial.....	173
4.2.5.2 Interpretación ambiental .....	174
4.2.6 Asociación facial de la sección Buga-La Habana .....	179
4.2.6.1 Asociación facial.....	179
4.2.6.2 Interpretación ambiental .....	185
5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL .....	187
5.1 Introducción.....	187
5.2 Mapa Geológico y Estructural .....	188
5.3 Fallas.....	189
5.3.1 Cabalgamientos de vergencia al Este .....	189
5.3.2 Cabalgamientos de vergencia al Oeste .....	199
5.3.3 Fallas de cinemática desconocida.....	200
5.3.4 Fallas normales .....	202
5.4 Pliegues .....	202
5.5 Perfiles estructurales.....	206
5.6 Conclusiones - Estilo Estructural .....	211
6. EL PROBLEMA DE LA PROCEDENCIA Y ORIGEN DE CLASTOS EN DEPÓSITOS DE LA FORMACIÓN LA PAILA .....	218
6.1 Introducción .....	218
6.2 Antecedentes .....	220
6.3 Estratigrafía.....	221
6.3.1 Grupo Diabásico.....	222
6.3.2 Grupo Dagua.....	222
6.3.3 Complejo Cajamarca .....	222
6.3.4 Complejo Arquía .....	222
6.3.5 Complejo Quebradagrande (Kq) .....	223
6.3.6 Macizo Ofiolítico de Ginebra .....	224
6.3.7 Formación Amaime .....	224
6.3.8 Formación Nogales.....	225
6.3.9 Complejo Ultramáfico de Venus .....	225



6.3.10 Granitoide de Buga .....	225
6.3.11 Andesitas Porfíricas.....	226
<b>6.4 Metodología para el análisis de Proveniencia .....</b>	<b>226</b>
6.4.1 Composición modal de las rocas detríticas.....	227
6.4.2 Análisis de proveniencia.....	227
6.5 Análisis de resultados.....	228
6.6 Recomendaciones.....	232
<b>7. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICOS DE LOS DEPÓSITOS VOLCANOCLÁSTICOS:    GRANULOMETRÍA-COMPONENTES -GÉNESIS. ....</b>	<b>235</b>
7.1 Metodología .....	235
7.2 Descripción granulométrica de los depósitos volcanodásticos de la Formación La Paila .....	237
7.2.1 Sección Buga - La Habana .....	237
7.2.2 Sección Andalucía – Galicia.....	237
7.2.3 Sección La Uribe cerca al peaje. ....	241
7.2.4 Sección La Paila – Sevilla.....	242
7.3 Interpretación Granulométrica De Las Secciones Estratigráficas.....	244
7.4 Petrografía y origen de los depósitos volcanoclásticos .....	247
7.4.1. Sección Andalucía-Galicia.....	249
7.4.2. Sección La Uribe –Sevilla.....	250
7.4.3. Sección Uribe cerca al Peaje .....	251
7.4.4 Sección La Paila-Sevilla.....	252
7.5 Niveles de tobas.....	255
7.5.1 Asociación de facies .....	257
7.6 Geoquímica .....	258
7.6.1 Sección estratigráfica Buga –La Habana.....	259
7.6.2 Sección estratigráfica Andalucía-Galicia .....	259
7.6.3 Sección Sevilla cerca del Peaje .....	259
7.6.4 Sección estratigráfica La Paila - Sevilla.....	259
7.7 Diagramas de Elementos Traza y Tierras Raras (REE). ....	263
<b>8. GEOLOGÍA DEL PETROLEO .....</b>	<b>280</b>
8.1 Formación Nogales .....	280

---

Generalidades .....	282
8.2 La Formación Nogales como unidad generadora .....	285
8.3 Roca Potencial Reservorio .....	287
8.4 Roca Sello .....	287
8.5 Migración .....	287
8.6 Trampas .....	288
9.DISCUSIÓN-CONCLUSIONES.....	289
9.1 Análisis de resultados del capítulo de proveniencia.....	291
9.2 Estilo Estructural.....	292
9.3 Rocas Volcaniclásticas.....	301
9.4 Análisis Bioestratigráficos.....	302
REFERENCIAS DE CONSULTA.....	303

TABLA DE FIGURAS

**Figura 1.1** Formación la Paila delimitada por la franja verde, donde aparece a todo el pie de monte de la cordillera Central flanco Occidental.....29

**Figura 2.1** Principales estructuras del Valle del río Cauca resaltadas en Modelos de Elevación Digital (DEM) generados con ángulo de luz variable. Arriba a la izquierda: modelo con luz desde el oriente (elevación 60º-azimut 100). Arriba a la derecha: modelo con luz desde el occidente (elevación 60º-azimut 290). A la izquierda se muestra un esquema basado en los modelos de elevación con las fallas más notables del área.....36

Figura 2.2 Sección digitalizada de un esquema de Keizer (1954) (sin modificaciones del original) en la que se muestra un cuerpo intrusivo ácido atravesando las sucesiones carboníferas del río Guachinte (sur de Jamundí).....39

Figura 2.3 Mapa geológico del valle del río Cauca entre Cali y Cartago. En la cuenca reciente del río se pueden identificar dos cuencas relictos que son: la subcuenca de Cali-Patía y la subcuenca de Buga-Cartago. La primera es de edad Paleógena y la segunda es dominada por sedimentitas del Mioceno y Plioceno. Entre las unidades Paleógenas de la subcuenca Cali-Patía se incluyen las formaciones Chimborazo, Guachinte, Ferrerira, y Calizas de Vijes. La Formación Monteloro forma parte de la Subcuenca de Buga-Cartago. Mapa modificado de Barrero y Laverde (1998), Moreno-Sánchez y Pardo Trujillo (2003) y López (2006). .....43

**Figura 2.4** Esquema de la Mina de los Chorros según Hubach y Alvarado (1934). Nótese que la formación Cinta de Piedra forma parte de la secuencia sedimentaria Cenozoica de la Cuenca del Alto-Patía.....44

**Figura 2.5** Equivalencias entre las nomenclaturas de Hubach y Alvarado (1934) y Van der Hammen (1958) en el Valle del Cauca. En el cuadro se han indicado también la posición de las faunas y floras conocidas. Según las edades actualizadas de la fauna presente en la Formación Vijes se ha intentado un ensayo de correlación entre esta unidad y la sucesión dada por Van der Hammen. Si la posición de G. Venezuelara en el Miembro Timba fuera correcta su edad no podría ser más baja del Oligoceno superior. Figura y leyenda tomadas (sin modificar) del original de la Figura 6 de De Porta (1934).....47

**Figura 2.6** Columna estratigráfica de la cuenca del Valle del Cauca según Schwinn (1969). Tomada del original (sin modificar) para este trabajo. No se hace

traducción al español puesto que se quiere dejar lo escrito originalmente por el autor. ....50

**Figura 2.7** Carta de correlación de las unidades de la Cuenca Cauca-Patía según Keith et al., 1988 (Enclosure C.1). La Formación La Paila de Keith et al. (Ver Enclosure H) incluye la Formación La Paila (TMp) y la Formación La Pobreza (TMpo) de McCourt et al. 1984. En esta lista Van der Hammen (1960) es un error de cita ya que el dato correcto es Van der Hammen (1958). No se hace traducción al español puesto que se quiere dejar lo escrito originalmente por el autor. ....54

**Figura 2.8** Columna generalizada del sector noroeste de la Subcuenca del Cauca (Sinclinal de Miravalles), Modificada de Ríos y Aránzazu (1989).....55

**Figura 2.9** Sección Cartago Alcalá tal como fue interpretada por: A, Hubach y Alvarado (1934); B, Aranzazu y Ríos (1989). Los dibujos fueron digitalizados conservando la estructura gráfica original. ....57

**Figura 2.10** Sinopsis de la nomenclatura para las rocas cenozoicas de la Cuenca Cauca-Patía ("Graben Interandino Cauca-Patía" según Nivia (2001). En este cuadro Según polen de *Alnus* encontrado en la parte alta, la Formación Zarzal es de edad Pliocena en parte (Suter et al., 2008a; Suter et al., 2008b). Los alisos (*Alnus* sp.) son árboles de origen boreal cuyo arribo a Colombia es datado en cerca de 1 Ma (Hooghiemstra, 1994; Hooghiemstra y Cleef, 1995).....58

**Figura 2.11** Tabla cronoestratigráfica de las unidades del norte de la subcuenca Alto-Patía y la subcuenca Buga-Cartago. En color azul se resaltan los niveles tobáceos de las Formaciones La Paila y Zarzal. Escala de tiempo según: International Stratigraphic Chart 2008. ....60

**Figura 3. 1 Segmento inferior de la sección levantada en el sector de La Uribe. En primer plano tobas de color habano a blanco, en estratos de espesores decimétricos.**.....81

**Figura 3.2** Tobas en estratos tabulares de espesores decimétricos. Segmento inferior de la unidad descrita cerca a La Uribe. ....82

**Figura 3.3** Segmento superior de la Sección de La Uribe. Obsérvese los estratos en disposición tabular. ....82

**Figura 3.4** Tobas de cristales y lapilli con láminas inclinadas, en el segmento superior de la sección La Uribe.....83

- Figura 3.5** Arenitas conglomeráticas en estratos de espesores decimétricos, presentes en el segmento superior de la sección de La Uribe. ....83
- Figura 3.6** Lodolitas macizas interestratificadas con tobas de grano fino (parte superior). Sección de La Uribe. La longitud total de poligonal levantada con afloramiento es de 3.148,53 m.....84
- Figura 3.7** Expresión morfológica del Sinclinal de La Paila, el eje pasa aproximadamente por la Quebrada La Bamba. A la izquierda en segundo plano el Potrero La Bamba donde se levantó la poligonal respectiva (Anexo 1.1 y Anexo 10).....88
- Figura 3.8** Aspecto de los paquetes ignimbríticos (Facies Sv<sub>f</sub>) en el Segmento III de la columna Flanco Occidental Sinclinal (Q. C. La Bamba) (Anexos 10.1 y Anexo 11.1). ....88
- Figura 3.9** Alternancia de conglomerados (Facies Gh), arenitas (Facies Sh) y arenitas tobáceas (Facies Sv<sub>f</sub>) en la Poligonal Flanco Oriental Sinclinal (C. Potrero La Bamba) Segmento (Anexo 10.1). Observe como esta alternancia de capas controla la morfología de este flanco del sinclinal. ....89
- Figura 3.10** Intercalaciones de conglomerados clastosoportados con imbricación de clastos (Facies Gh) y arenitas con laminación en artesas (Facies St). Segmento II de la Columna Flanco Oriental Sinclinal (C. Potrero La Bamba) (Anexo 11.2). ..91
- Figura 3.11** Izquierda: Conglomerados (Facies G<sub>cm</sub>), Segmento II. Derecha: Facies Gh donde sobresalen clastos de rocas volcánicas, Segmento II. Poligonal Flanco Oriental Sinclinal (C. Potrero La Bamba) Segmento IV (Anexo 11.2).....92
- Figura 3.12** Arenitas tobáceas (Facies Sv<sub>f</sub>) con caliches laminares y nodulares. Derecha: Facies G<sub>cm</sub> donde sobresale un clasto de andesita anguloso y aislado. Poligonal Flanco Oriental Sinclinal (C. Potrero La Bamba) Segmento IV (Anexo 11.2). ....95
- Figura 3.13** Arenitas de tamaño de grano grueso con laminación en artesas (Facies St) en Segmento II de la Columna Potrero Artesa (Anexo 11.3). ....94
- Figura 3.14** Arenitas tobáceas con laminación inclinada. Muestra St<sub>b</sub>-2 ANH-7 para análisis petrográfico tomada del Segmento II de la Columna Potrero Artesa (Anexo 11.3).....97

- Figura 3.15** Aspecto de la Cantera La Esperanza. Los paquetes tobáceos en la base corresponden al Segmento I y los conglomerados en el techo corresponden al Segmento II de la Columna (Anexo 10.1 y Anexo 11.6). .....97
- Figura 3.16** Izquierda: moldes de clastos de arcilla (intraclastos) que sobresalen en los conglomerados clastosoportados con leve imbricación (Facies Gh) en Segmento II. Derecha: Interestratificaciones de conglomerados estratificados (Facies Gh) y arenitas con laminación plana paralela tobáceas (Facies Sh/Svf) en Segmento I de la columna Carreteable Cantera La Esperanza (Anexo 11.6). .....102
- Figura 3.17** Detalle de la Columna Potrero Q. del Negro, Segmento II (ver Anexo 11.7). Niveles canaliformes de conglomerados (Facies Gh) intercalados con niveles lenticulares de arenitas de grano medio (Facies Sh). Observe el predominio de clastos de chert. ....104
- Figura 3.18** Detalles de la Columna Potrero Q. del Negro (ver Anexo 11.7). Izquierda: Arenitas conglomeráticas (Facies Sgm) con laminación plana paralela, en Segmento III. Derecha. Arenitas de grano fino con laminación en artesas (Facies St). Pto GPS 243 en Segmento III. ....105
- Figura 3.19** El nivel Svf corresponde a un horizonte de caída de cenizas volcánicas masivo, tamaño de arena grueso (lapilli). El nivel infrayacente Fl corresponde a lodolitas verdosas con abundantes restos de plantas, allí se tomó la muestra AZ-1-1a para análisis de polen. Fotografía tomada en la poligonal Flanco Oriental Anticlinal A (AZ-1) alrededor estación GPS 36. ....107
- Figura 3.20** Detalle del nivel Fl de la Figura 3.20. Lodolitas con restos de plantas donde se tomó la muestra AZ-1-1a. Poligonal Flanco Oriental Anticlinal A (AZ-1) alrededor estación GPS 36. ....110
- Figura 3.21** Tramo de poligonal Flanco Occidental Antidinal A (AZ-3) alrededor estación GPS 49 (Anexo 12.1.3). La capa donde se tomó la muestra AZ3-4 corresponde a la facies Svf (Arenita de grano fino tobácea). La muestra AZ-3-3 corresponde a una arcillolita con laminación plana paralela (facies Fl). Segmento II y III de la columna (Anexo 13.2).....111
- Figura 3.22** Arriba, tramo de poligonal Occidente Anticlinal A (AZ-5), Segmento IV de la columna estratigráfica (ver Anexo 13.2). En este tramo se tomó la muestra AZ-5-2 correspondiente a una arena tobácea. Abajo detalle de nivel con estructuras de *slump*. ....113

- Figura 3.23** En la fotografía de arriba se observa a la izquierda el Peaje Corozal y a la derecha el sector donde se levantó la Poligonal Occidente Sinclinal A (AZ-6) (ver Anexo 12.1.5). Abajo detalle de la parte derecha de la fotografía de arriba. En este sitio se tomó la muestras AZ-6-1 de arenitas de grano medio (Facies Sh) y la .....116
- Figura 3.24** Tramo de la Poligonal Oriente Sinclinal B (AZ-8), cerca a la Estación Meteorológica Ideam Corozal. Segmentos II y III de la columna estratigráfica (Anexo 13.4).....118
- Figura 3.25** Horizonte de arenitas de grano medio sin estructura visible (Facies Sm) con desarrollo de pedogénesis (nódulos de calcreta). En este nivel se tomó la muestra AZ-10-1 para análisis petrográfico. Segmento I de la columna Occidente Sinclinal B (AZ-10 (Anexo 13.5).....121
- Figura 3.26** Horizonte con pedogénesis conformado por intercalaciones de lodolitas arenosas con estratificación inclinada (Facies Fsm/Sp) y niveles laminares de calcretas (ch). En este nivel se tomó la muestra AZ-10-2 para análisis de polen. Sh/Gh: arenitas de grano grueso intercaladas con conglomerados. Sm: facies de arenitas de grano medio sin estructura visible con nódulos de calcreta. Segmento I de la Columna Occidente Sinclinal B (Anexo 13.5). .....125
- Figura 4.1** Diagrama esquemático de formas de fondo producidas en profundidades de flujo entre 25 y 40 cm. La velocidad media de flujo se trazó contra el tamaño promedio del sedimento. La viscosidad y densidad del agua son tomadas a una temperatura de 10°C. Gráfico según modificaciones de las fuentes originales por Leeder (1999). .....135
- Figura 4.2** Procedimiento metodológico para un análisis facial. Un ejemplo en una porción de la Formación La Paila en el sitio conocido como La Cantera El Vínculo, cerca a la población de Sonso, Valle del Cauca. ....144
- Figura 4.3** Modelo que explica el desarrollo de suelos enrojecidos dentro de una sucesión de pantanos aluviales como resultado de la migración del nivel frático. Modificado ligeramente de Collinson (1996). .....145
- Figura 4.4** Tobas de cristales de la facies Tm, cerca a La Uribe. Obsérvese su presentación en estratos tabulares de espesores decimétricos.....147
- Figura 4.5** *Thelypteris* subg. *Meniscium* (Monilophyta) presente en la sección de La Uribe. Muestra U2-10. Escala en milímetros.....147



- Figura 4.6** Bivalvo de agua dulce de la sección de La Uribe. Nivel U2-10. Escala en milímetros.....148
- Figura 4.7** Arenitas gruesas a conglomeráticas de la facies Gt, con intradastos (int) y arenitas de la facies Sh. Segmento superior de la sección de La Uribe. ...148
- Figura 4.8** Modelo de depósito propuesto para la sucesión presente en el área de La Uribe; a, representación de un flujo piroclástico, rocas volcánicas predominantes en la sección (segmento inferior); b, ambiente lagunar influenciado por corrientes menores (segmento superior).....154
- Figura 5.1** Mapa geológico generalizado del valle del río Cauca entre Cali y Cartago. La subcuenca de Buga-Cartago está dominada en el oriente del valle del río Cauca por fallas de cabalgamiento de vergencia al oeste y en el borde de la Cordillera Occidental por fallas de rumbo. Mapa modificado de Barrero y Laverde (1998), Moreno-Sánchez y Pardo Trujillo (2003) y López (2006). .....190
- Figura 5.2** Retrocabalgamiento de Sonso afectando areniscas (Tps) de color pardo suprayacidas por gravas (Tpc) estratificadas con estructuras de erosión en la base (Tomada y modificada de López, 2006).....191
- Figura 5.3** Localización del retrocabalgamiento de Presidente (f2 a f5) y falla ciega que se propaga en el contacto entre la zona de colinas bajas del piedemonte de la Cordillera Central y la llanura aluvial del río Cauca (Tomada y modificada de López et al., 2009). .....192
- Figura 5.4** Detalle de las estructuras existentes en Tuluá señalando las evidencias en el registro geomorfológico y estratigráfico (Tomada y modificada de López, 2006).....194
- Figura 5.5** Falla Tuluá. Falla inversa de vergencia al este afectando arenitas de la Formación La Paila (Tp) del Mioceno, gravas (Cg) del Cuaternario y paleosuelos (Cc) del Holoceno. Observe que el plegamiento del Cuaternario está dado por la propagación de la falla. La fotografía es tomada en el sitio C de la Figura 5.4. (Tomada y modificada de López, 2006). .....195
- Figura 5.6** Zona de falla identificada en la Sección Andalucía-Galicia afectando niveles de arenitas y conglomerados de la Formación La Paila. El plano de falla principal medido es inverso (N18W/62W Plunge: 52W). De este plano se desprenden en ángulo agudo fallas menores inversas que se propagan hacia la superficie. La falla principal es cortada por una falla de ángulo muy bajo.....196



- Figura 5.7** Detalles de la Figura 5.4 donde se muestran cantos cortados por fallas con componentes inversas. En los cantos se midieron estrías. Nótese como la falla cambia sutilmente la orientación cuando atraviesa la matriz del conglomerado. ....197
- Figura 5.8** Esquema en planta de la estructura en cola de caballo interpretada en la Sección Andalucía – Galicia. Un sistema compresivo se forma en la terminación de una estructura principal de rumbo dextral. Los cabalgamientos principales de vergencia al este formarían repeticiones tectónicas. El Anticlinal A se identificó en campo. ....198
- Figura 5.9** Pequeña falla con desplazamiento aparente inverso afectando paleosuelos de caliches. Plano con variaciones entre N26E/64W y N15E/80W tomado en la Poligonal Flanco Oriental Sinclinal (C. Potrero La Bamba, pto GPS 195). ....201
- Figura 5.10** Esquema de algunas estructuras descritas por López y Moreno-Sánchez (2005) y López (2006) en la Cantera el Vínculo (Sonso) al norte de Buga. A) Superficie de orden 7 (sensu Miall, 1996) y estratos discordantes. B) Pliegue fosilizado bajo una superficie de erosión de orden 7 (sensu Miall, 1996) que localmente produce una paraconformidad. C) fallas normales (f) diacrónicas y superficies de erosión (s) de diferentes ordenes desplazadas. Todas las estructuras prueban que la actividad tectónica fue simultánea durante la acumulación de los sedimentos de la Formación La Paila, antes de la fase moderna compresiva. ....203
- Figura 5.11** Anticlinal de Sonso tal como aparece en la Cantera El Vínculo y su relación con fallamiento. Las fallas 12 y 13 forman un semigraben y un graben, Las fallas inversas están distribuidas a través de toda la estructura. La falla más occidental es el cabalgamiento ciego. Las superficies de orden 7 y 8 fosilizan fallas preexistentes (Tomada y modificada de López, 2006). ....203
- Figura 5.12** Esquema simplificado del Anticlinal de Andalucía y fallas de momento de plegamiento relacionadas con el crecimiento activo del anticlinal. El escarpe de flexura del piedemonte occidental de la Cordillera Central en proceso actual de erosión, representando el flanco oeste del anticlinal. El plegamiento de los depósitos del Cuaternario (Qs) es interpretado como producto de la propagación de fallas de deslizamiento de flexura que aprovechan los planos de estratificación de la Formación La Paila (Tp). En el contacto con la llanura aluvial actual se desarrollan cabalgamientos tipo *out-of-syncline* (Tomada y modificada de López, 2006). ....205

- Figura 5.13** Perfil geológico estructural en dirección N80W del valle del río Cauca y la Cordillera Central, que pasa entre Bugalagrande en el norte y Tuluá en el sur. El despegue de las fallas de vergencia oeste se presume a partir de una estructura que controla el frente montañoso principal (Tomada de López, 2006).....209
- Figura 5.14** Mapa y corte geológico de la Sección La Paila-Sevilla, Norte del Valle del Cauca. La geología de superficie es modificada de McCourt et al. (1985) y Nivia et al. (1992). Topografía obtenida del NASA Shuttle Radar Topography Mission (NSRTM). Coordenadas UTM (Zona 18). .....210
- Figura 5.15** Mapa y corte geológico de la Sección Armenia-Zarzal, Norte del Valle del Cauca. La geología de superficie es modificada de McCourt et al. (1985) y Nivia et al. (1992). Topografía obtenida del NASA Shuttle Radar Topography Mission (NSRTM). Coordenadas UTM (Zona 18). 212
- Figura 5.16** Modelo de deformación propuesto por Barlow (1981) para la Cuenca del Cauca en tiempo anterior al Paleoceno temprano (izquierda) y durante el Mioceno tardío al Plioceno mostrando plegamiento y fallamiento. Las flechas indican compresión. (Tomada y modificada de Barlow 1981).....214
- Figura 5.17** Principales estructuras del valle del río Cauca resaltadas en Modelos de Elevación Digital (DEM) generados con ángulo de luz variable. Arriba a la izquierda: modelo con luz desde el oriente (elevación 60°-azimut 100). Arriba a la derecha: modelo con luz desde el occidente (elevación 60°-azimut 290). A la izquierda se muestra un esquema basado en los modelos de elevación con las fallas más notables del área. ....215
- Figura 5.18** Estilo estructural de la Cuenca del Cauca entre Buga y Cartago mostrado en una sección geológica compuesta entre Trujillo al este de la Cordillera Occidental y el Guamo en el Valle Superior del Magdalena. La Geología de superficie en el Valle del Cauca y flanco oeste de la Cordillera Central está basada en INGEOMINAS (1998) y datos de López (2006). La geología del Valle del Magdalena es modificada de Butler y Schamel (1988). La estructura de la corteza es basada en el perfil gravimétrico de Meissner et al. (1976) a la latitud de Buenaventura y ajustado para el modelo de López (2006). (Tomada y modificada de López, 2006).....217
- Figura 6.1** Triangulo de clasificación de arenitas (Folk 1968). Secciones estratigráficas Andalucía-Galicia, La Paila-Sevilla, Buga-La Habana y Uribe-Sevilla. ....230

<b>Figura 6.2</b> Relación entre el marco composicional de las arenitas y el ambiente tectónico relacionado (Dickinson, Beard et al. 1983).....	231
<b>Figura 6.3</b> Relación entre el marco composicional de los conglomerados, y el ambiente Tectónico. Mallas 1 - 20. Datos de Gómez y Suárez (este volumen). Triángulo ligeramente modificado de Dickinson et al. (1983).....	232
<b>Figura 6.4</b> Relación entre el marco composicional de los conglomerados, y el ambiente tectónico. Malla 21-32 de Gómez y Suárez (este volumen). Modificado de Dickinson et al. (1983).....	233
<b>Figura 6.5</b> Estilo estructural de la Cuenca del Cauca entre Buga y Cartago mostrado en una sección geológica compuesta entre Trujillo al este de la Cordillera Occidental y el Guamo en el Valle Superior del Magdalena. La Geología de superficie en el Valle del Cauca y el flanco oeste de la Cordillera Central está basada en datos de INGEOMINAS (1998) y López (2006). La geología del Valle del Magdalena es modificada de Butler y Schamel (1988). La estructura de la corteza está basada en el perfil gravimétrico de Meissner et al. (1976) a la latitud de Buenaventura y ajustado para este modelo de López (2006). Tomada y modificada de López, (2006).....	234
<b>Figura 7.1</b> Mapa de Localización de las secciones estratigráficas donde se tomaron las muestras. ....	236
<b>Figura 7.2</b> A-B. Cuadros comparativos de componentes granulométricos 1 phi (0,5mm) y 2 phi (0,25mm), respectivamente. ....	238
<b>Figura 7.3</b> Diagramas triangulares granulométricos de grava- lodo-arena (GLA). Folk (1954).....	239
<b>Figura 7.4</b> A –B. Cuadros comparativos de componentes granulométricos 1 phi (0,5mm) y 2 phi (0,25mm). ....	240
<b>Figura 7.5</b> Diagramas triangulares granulométricas de grava- lodo-arena (GLA) Folk (1954).....	241
<b>Figura 7.6</b> A –B. Cuadros comparativos de componentes granulométricos 1 phi (0,5mm) y 2 phi (0,25mm). ....	243
<b>Figura 7.7</b> Diagrama de Pierson & Scott (1999), para las muestras del sector Uribe – cerca al peaje.....	244

<b>Figura 7.8</b> Diagramas triangulares granulométricas de grava- lodo-arena (GLA). Folk (1954).....	245
<b>Figura 7.9</b> A- B Cuadros comparativos de componentes granulométricos 1 phi (0,5mm) y 2 phi (0,25mm). .....	246
<b>Figura 7.10</b> Diagrama de Pierson & Scott (1999), para las muestras del sector la Paila -Sevilla. ....	247
<b>Figura 7.11</b> Diagramas triangulares granulométricas de grava- lodo-arena (GLA). Folk (1954).....	248
<b>Figura 7.12</b> Secciones delgadas en nicoles paralelos de las tobas de la sección Buga -La Habana- A. Muestra G004-M12 Toba de cristales –vitrea; B. GO19-M75.3 Toba vitrea con cristales.....	249
<b>Figura 7.13</b> Triángulo de componentes de fragmentos de cristales-fragmentos de líticos-vidrio CVL (Schmidt, 1981) de la sección Buga -La Habana.....	250
<b>Figura 7.14</b> Secciones delgadas en nicoles paralelos de las tobas de la sección la Uribe- Sevilla A. Muestra US6 M079 Toba de cristales –vitrea; B. US6 M073 Toba vitrea con cristales.....	252
<b>Figura 7.15</b> Triángulo de componentes de fragmentos de cristales-fragmentos de líticos-vidrio CVL (Schmidt, 1981) de la sección La Uribe –Sevilla.....	253
<b>Figura 7.16</b> sección delgada con nicoles paralelos y cruzados de muestra LMT-054G de un toba de cristales.....	254
<b>Figura 7.17</b> Triángulo de componentes de fragmentos de cristales-fragmentos de líticos-vidrio CVL (Schmidt, 1981) de la sección Uribe cerca al peaje.....	255
<b>Figura 7.18</b> sección delgada LMT-029A con nicoles paralelos y cruzados de una toba de cristales y vidrio de la sección estratigráfica La Paila-Sevilla.....	256
<b>Figura 7.19</b> Triángulo de componentes de fragmentos de cristales-fragmentos de líticos-vidrio CVL (Schmidt, 1981) de la sección La Paila - Sevilla.....	256
<b>Figura 7.20</b> Diagrama SiO <sub>2</sub> versus Nb/Y de Winchester y Floyd (1987) para las muestras analizadas de la sección estratigráfica Buga -La Habana. A este diagrama se le han incorporado las líneas para separar los campos Tholeítico(Thol), transicional (Tran) y alcalino(Alc). .....	260

**Figura 7.21** Diagrama SiO<sub>2</sub> versus Nb/Y de Winchester y Floyd (1987) para las muestras analizadas de la sección estratigráfica Andalucía-Galicia. A este diagrama se le han incorporado las líneas para separar los campos Tholeítico(Thol), transicional (Tran) y alcalino(Alc). .....261

**Figura 7.22** Diagrama SiO<sub>2</sub> versus Nb/Y de Winchester y Floyd (1987) para las muestras analizadas de la sección estratigráfica Uribe cerca al peaje. A este diagrama se le han incorporado las líneas para separar los campos Tholeítico(Thol), transicional (Tran) y alcalino(Alc). .....262

**Figura 7.23** Diagrama SiO<sub>2</sub> versus Nb/Y de Winchester y Floyd (1987) para las muestras analizadas de la sección estratigráfica La Paila-Sevilla. A este diagrama se le han incorporado las líneas para separar los campos Tholeítico(Thol), transicional (Tran) y alcalino(Alc). .....263

**Figura 7.24** Diagrama de discriminación tectónica de Wood(1980). Las rocas de la sección estratigráfica Buga-La Habana se ubican en el campo D (rocas de arco volcánico). Campo A: Basaltos tipo MORB; B: Basaltos MORB tipo E; C: Basaltos alcalinos intraplaca y D: Rocas de arco volcánico.....264

**Figura 7.25** Diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980). Las rocas de la sección estratigráfica Andalucía-Galicia se ubican en el campo D (rocas de arco volcánico). Campo A: Basaltos tipo MORB; B: Basaltos MORB tipo E; C: Basaltos alcalinos intraplaca y D: Rocas de arco volcánico.....265

**Figura 7.26** Diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980). Las rocas de la sección Uribe se ubican en el campo de D (rocas de arco volcánico). Campo A: Basaltos tipo MORB; B: Basaltos MORB tipo E; C: Basaltos alcalinos intraplaca y D: Rocas de arco volcánico.....266

**Figura 7.27** Diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980). Las rocas de la sección La Paila-Sevilla, se ubican en el campo D (rocas de arco volcánico). Campo A: Basaltos tipo MORB; B: Basaltos MORB tipo E; C: Basaltos alcalinos intraplaca y D: Rocas de arco volcánico. ....267

**Figura 7.28** Diagrama de discriminación tectónica de Cabanis y Lecolle (1989). Sección Buga-La Habana. Campo 1: Rocas de dominio orogénico calcoalcalino; 2: Rocas de dominio intra-continental y 3: Rocas de dominio no orogénico.....268

**Figura 7.29** Diagrama de discriminación tectónica de Cabanis y Lecolle (1989). Sección Andalucía-Galicia. Campo 1: Rocas de dominio orogénico calcoalcalino; 2: Rocas de dominio intra-continental y 3: Rocas de dominio no orogénico.....269

<b>Figura 7.30</b> Diagrama de discriminación tectónica de Cabanis y Lecolle (1989). Sección Uribe. Campo 1: Rocas de dominio orogénico calcoalcalino; 2: Rocas de dominio intra-continental y 3: Rocas de dominio no orogénico. ....	270
<b>Figura 7.31</b> Diagrama de discriminación tectónica de Cabanis y Lecolle (1989). Sección La Paila-Sevilla. Campo 1: Rocas de dominio orogénico calcoalcalino; 2: Rocas de dominio intra-continental y 3: Rocas de dominio no orogénico.....	271
<b>Figura 7.32</b> Diagrama de multielementos de las tobas de la sección Buga–La Habana.....	272
<b>Figura 7.33</b> Diagrama de multielementos de las tobas de la sección Andalucía-Galicia. ....	273
<b>Figura 7.34</b> Diagrama de multielementos de las tobas de la sección Uribe. ....	274
<b>Figura 7.35</b> Diagrama de multielementos de las tobas de la sección La Paila-Sevilla.....	275
<b>Figura 7.36</b> Distribución de elementos de tierras normalizados a condrito de (Nakamura,1973), de la sección Buga-La Habana.....	276
<b>Figura 7.37</b> Distribución de elementos de tierras normalizados a condrito de (Nakamura,1973), de la sección Andalucía-Galicia. ....	277
<b>Figura 7.38</b> Distribución de elementos de tierras normalizados a condrito de (Nakamura,1973), de la sección Uribe. ....	278
<b>Figura 7.39</b> Distribución de elementos de tierras normalizados a condrito de (Nakamura,1973), de la sección La Paila-Sevilla. ....	279
<b>Figura 8.1</b> Mapa de localización de la Formación Nogales.....	281
<b>Figura 8.2</b> Mapa Geológico y tabla cronoestratigráfica de las unidades aflorantes al este de Tuluá con especial énfasis en la Formación Nogales (Campaniano – Maastrichtiano). Modificado de Pardo-Trujillo, Moreno-Sánchez, y Gómez –cruz (2002) y Moreno-Sánchez y Pardo Trujillo (2003).....	282
<b>Figura 8.3</b> Mapa, sección y columna de la Formación Nogales en al Quebrada la Mina. Kn1: segmento1, Kn2a y Kn 2b: segmento 2.....	286

**Figura 9.1** Tabla cronoestratigráfica de las unidades del norte de la subcuenca del Alto-Patía y la subcuenca Buga–Cartago. En color azul se resaltan los niveles tobáceos de las formaciones La Paila y Zarzal. Escala de tiempo según: international Stratigraphic Chart 2008.....290

**Figura 9.2** Modelo que esquematiza los problemas más comunes en una cuenca sedimentaria hipotética cuando se quiere establecer las áreas fuentes de detritos para la unidad sedimentaria T. (1) Fuentes volcánicas episódicamente activas y con ubicación variable dentro de la cuenca. (2) Fuentes de partículas eliminadas por la erosión en etapas tardías de evolución de la cuenca. (3) Nuevas fuentes de partículas creadas por erosión en etapas tardías de evolución de la cuenca. (4) Desaparición de áreas fuentes por enterramiento. (5) Origen difícil de establecer cuando hay más de una fuente (caso de los basaltos); cuando la fuente conocida es única (caso de las rocas metamórficas) el problema de la fuente es más sencillo. Un análisis de proveniencia (ej. Dickinson 1985) indicaría simplemente la mezcla de todas las fuentes que aportaron partículas hacia la cuenca sedimentaria. La figura es un modelo explicativo de algunas relaciones vistas en campo que no pretende representar la situación de las unidades geológicas del área estudiada. ....293

**Figura 9.3** Modelo de deformación propuesto por Barlow (1981) para la Cuenca del Cauca en tiempo anterior al Paleoceno Temprano (izquierda) y durante el Mioceno tardío al Plioceno mostrando plegamiento y fallamiento. Las flechas indican compresión. Modificada de Barlow (1981). ....295

**Figura 9.4** Configuración actual de la cuenca Cauca – Patía.....296

**Figura 9.5** Perfil geológico estructural en dirección N80W del valle del río Cauca y la Cordillera Central, que pasa entre Bugalagrande en el norte y Tuluá en el Sur. El despegue de las fallas de vergencia oeste se presume a partir de una estructura que controla el frente montañoso principal.....297

**Figura 9.6** Estilo estructural de la Cuenca del Cauca entre Buga y Cartago mostrado en una sección geológica compuesta entre Trujillo al este de la Cordillera Occidental y el Guamo en el Valle Superior del Magdalena. La Geología de superficie en el Valle del Cauca y el flanco oeste de la Cordillera Central está basada en datos de INGEOMINAS (1998) y López (2006). La geología del Valle del Magdalena es modificada de Butler y Schamel (1988). La estructura de la corteza está basada en el perfil gravimétrico de Meissner et al. (1976) a la latitud de Buenaventura y ajustado para este modelo de López (2006). Tomada y modificada de López, (2006).....298



---

**Figura 9.7** Esquema simplificado del Anticlinal de Andalucía y fallas de momento de plegamiento relacionadas con el crecimiento activo del anticlinal. El escarpe de flexura.....299



LISTA DE TABLAS

**Tabla 3.1** Códigos de litofacies utilizados en este estudio. Tomados de la Tabla 4.1 de Miall, (1996). Se adiciona el código facial para facies con componentes volcánicos siguiendo los conceptos establecidos en Borrero et al. (2008). .....64

**Tabla 3.2** Resumen de poligonales y columnas. ....65

**Tabla 4.1** Códigos de litofacies utilizados en este estudio. Tomados de la Tabla 4.1 de Miall, (1996). Se adiciona el código facial para facies con componentes volcánicos siguiendo los conceptos establecidos en Borrero et al. (2008). .....128

**Tabla 4.2** Elementos arquitecturales en depósitos aluviales (traducido de la Tabla 4.3 de Miall, 1996) .....140

**Tabla 4.3** Clasificación de elementos arquitecturales de un ambiente de desborde (traducido de la Tabla 7. 1 de Miall, 1996) .....142

**Tabla 4.4** Segmentos, facies dominantes (FD), facies subordinadas (FS), el tipo de contacto a la base de cada segmento, espesor de la columna y el espesor aflorante de la sección detallada en el peaje de La Uribe (Anexo 9). .....152

**Tabla 4.5** Segmentos, facies dominantes (FD), facies subordinadas (FS), tipo de contacto a la base de cada segmento, espesor de la columna y el espesor aflorante de la sección detallada en la carretera Armenia-Zarzal (Anexo 13).....155

**Tabla 4.6** Segmentos, facies dominantes (FD), facies subordinadas (FS), tipo de contacto a la base de cada segmento, espesor de la columna y el espesor aflorante de la sección La Uribe-Sevilla. (Anexo 9).....167

**Tabla 4.7** Segmentos, facies dominantes (FD), facies subordinadas (FS), tipo de contacto a la base de cada segmento, espesor de la columna y el espesor aflorante de la sección Andalucía - Galicia. (Anexo 7). .....175

**Tabla 4.8** Resumen de las principales características faciales; facies dominantes (FD) y facies subordinadas (FS) en la sección Buga-La Habana. ....181

**Tabla 6.1** Porcentaje de minerales esenciales de las Arenitas de las secciones estratigráficas Andalucía-Galicia, La Paila-Sevilla, Buga-La Habana y Uribe-Sevilla. ....229

## LISTA DE ANEXOS

Anexo 1: Mapa geológico del norte del Valle del Cauca donde se muestran en su extensión los afloramientos Neógenos de las Formaciones La Paila, La Pobreza y Cinta de Piedra.

Anexo 1.1: Mapa y corte geológico de la Sección La Paila Sevilla

Anexo 1.2: Mapa y corte geológico de la Sección Armenia Zarzal

Anexo 2: Mapa de localización de muestras.

Anexo 3: Tabla con la relación de muestras de superficie (Formato 1 EPIS).

Anexo 4: Poligonales levantadas en la Sección Buga-La Habana (formato dwg).

Anexo 4.1 Mapa de localización de las poligonales levantadas en la Sección Buga – La Habana (formato dwg) y Tabla de datos de las poligonales y columnas estratigráficas (Formato .xls).

Anexo 4.1.1 Poligonal Flanco Oriental Anticlinal (formato dwg).

Anexo 4.1.2 Poligonal Flanco Occidental Anticlinal (Formato dwg).

Anexo 4.1.3 Poligonal Flanco Occidental Sinclinal (Formato dwg).

Anexo 5: Columnas estratigráficas levantadas en la Sección Buga-La Habana (formato dwg).

Anexo 5.1 Columna estratigráfica Flanco Oriental Anticlinal (formato dwg).

Anexo 5.2 Columna estratigráfica Flanco Occidental Anticlinal (formato dwg).

Anexo 5.3 Columna estratigráfica Flanco Occidental Sinclinal (formato dwg).

Anexo 6: Poligonales levantadas en la Sección Andalucía – Galicia (formato dwg).

Anexo 6.1 Mapa de localización de las poligonales levantadas en la Sección Andalucía – Galicia (formato dwg) y Tabla de datos de las poligonales y columnas estratigráficas (Formato .xls).

Anexo 6.1.1 Poligonal Flanco Occidental Anticlinal (Segmento A) (formato dwg).

Anexo 6.1.2 Poligonal Flanco Occidental Anticlinal (Segmento C) (formato dwg).

Anexo 6.1.3 Poligonal Flanco Oriental Anticlinal (Segmento C) Cantera Galicia.

Anexo 7: Columnas estratigráficas levantadas en la Sección Andalucía – Galicia (formato dwg).

Anexo 7.1 Columna estratigráfica Flanco Occidental Anticlinal (Segmento A) (formato dwg).

Anexo 7.2 Columna estratigráfica Flanco Occidental Anticlinal (Segmento B) (formato dwg).

Anexo 7.3 Columna estratigráfica Flanco Oriental Anticlinal (Segmento C “Cantera Galicia”) (formato dwg).

Anexo 7.4 Columna estratigráfica Flanco Occidental Anticlinal (Segmento D) (formato dwg).

Anexo 7.5 Columna estratigráfica Flanco Occidental Anticlinal (Segmento E) (formato dwg).

Anexo 8: Poligonales levantadas en la Sección Uribe - Sevilla (formato dwg).

Anexo 8.1 Mapa de localización de las poligonales levantadas en la Sección Uribe – Sevilla (formato dwg) y Tabla de datos de las poligonales y columnas estratigráficas (Formato .xls).

Anexo 8.1.1 Poligonal Segmento A (formato dwg).

Anexo 8.1.2 Poligonal Flanco Occidental Sinclinal A (Segmento B) (formato dwg).

Anexo 8.1.3 Poligonal Flanco Oriental Sinclinal A (Segmento C) (formato dwg).

Anexo 8.1.4 Poligonal Flanco Oriental Anticlinal B (Segmento D) (formato dwg).

Anexo 8.1.5 Poligonales Flanco Oriental Anticlinal B (Segmento E1, E2 y E3)  
(formato dwg).

Anexo 8.1.6 Poligonal Flanco Oriental Sinclinal C (Segmento F) (formato dwg).

Anexo 9: Columnas estratigráficas levantadas en la Sección La Uribe - Sevilla  
(formato dwg).

Anexo 9.1 Columna estratigráfica Segmento A (formato dwg).

Anexo 9.2 Columna estratigráfica Flanco Occidental Sindinal A (Segmento B)  
(formato dwg).

Anexo 9.3 Columna estratigráfica Flanco Oriental Sinclinal A (Segmento C)  
(formato dwg).

Anexo 9.4 Columna estratigráfica Flanco Oriental Anticlinal B (Segmento D)  
(formato dwg).

Anexo 9.5 Columna estratigráfica Flanco Oriental Anticlinal B (Segmento E)  
(formato dwg).

Anexo 9.6 Columna estratigráfica Flanco Oriental Sinclinal C (Segmento F)  
(formato dwg).

Anexo 9.7 Columna estratigráfica cerca a La Uribe

Anexo 10: Poligonales levantadas en la Sección La Paila Sevilla (formato dwg).

Anexo 10.1 Mapa de localización de las poligonales levantadas en la Sección La  
Paila Sevilla (formato dwg) y Tabla de datos de las poligonales y columnas  
estratigráficas (Formato .xls).

Anexo 10.1.1 Poligonal Flanco Occidental Sinclinal (Q. C. La Bamba) (formato dwg).

Anexo 10.1.2 Poligonal Flanco Oriental Sinclinal (C. Potrero La Bamba) (formato dwg).

Anexo 10.1.3 Poligonal Potrero Artesa (formato dwg).

Anexo 10.1.4 Poligonal Carreteable Los Alcázares (formato dwg).

Anexo 10.1.5 Poligonal Potrero Río Totoro (formato dwg).

Anexo 10.1.6 Poligonal Cantera La Esperanza (formato dwg).

Anexo 10.1.7 Poligonal Potrero Q. del Negro (formato dwg).

Anexo 11: Columnas estratigráficas levantadas en la Sección La Paila Sevilla (formato dwg).

Anexo 11.1 Columna estratigráfica Flanco Occidental Sinclinal (Q. C. La Bamba) (formato dwg).

Anexo 11.2 Columna estratigráfica Flanco Oriental Sinclinal C. Potrero La Bamba) (formato dwg).

Anexo 11.3 Columna estratigráfica Potrero Artesa (formato dwg).

Anexo 11.4 Columna estratigráfica Carreteable Los Alcázares (formato dwg).

Anexo 11.5 Columna estratigráfica Potrero Río Totoro (formato dwg).

Anexo 11.6 Columna estratigráfica Cantera La Esperanza (formato dwg).

Anexo 11.7 Columna estratigráfica Potrero Q. del Negro (formato dwg).

Anexo 12: Poligonales levantadas en la Sección Armenia – Zarzal (formato .dwg).

Anexo 12.1 Mapa de localización de las poligonales levantadas en la Sección Armenia Zarzal (formato dwg) y Tabla de datos de las poligonales y columnas estratigráficas (Formato .xls).

Anexo 12.1.1 Poligonal Oriente Anticlinal A (AZ-1) (formato dwg).

Anexo 12.1.2 Poligonal Oriente Anticlinal A (AZ-2) (formato dwg).

Anexo 12.1.3 Poligonal Occidente Anticlinal A (AZ-3) (formato dwg).

Anexo 12.1.4 Poligonal Occidente Anticlinal A (AZ-5) (formato dwg).

Anexo 12.1.5 Poligonal Occidente Sinclinal A (AZ-6) (formato dwg).

Anexo 12.1.6 Poligonal Oriente Sinclinal B (AZ-8) (formato dwg).

Anexo 12.1.7 Poligonal Oriente Sinclinal B (AZ-9) (formato dwg).

Anexo 12.1.8 Poligonal Occidente Sinclinal B (AZ-10) (formato dwg).

Anexo 13: Columnas estratigráficas levantadas en la Sección Armenia – Zarzal (formato dwg) y Tabla de datos de las poligonales y columnas estratigráficas (Formato .xls).

Anexo 13.1 Columna estratigráfica Oriente Anticlinal A (AZ-1 y AZ-2) (formato dwg).

Anexo 13.2 Columna estratigráfica Occidente Anticlinal A (AZ-3 y AZ-5) (formato dwg).

Anexo 13.3 Columna estratigráfica Occidente Sinclinal A (AZ-6) (formato dwg).

Anexo 13.4 Columna estratigráfica Oriente Sinclinal B (AZ-8 y AZ-9) (formato dwg).

Anexo 13.5 Columna estratigráfica Occidente Sinclinal B (AZ-10) (formato dwg).

Anexo 14: Informe de los análisis petrográficos.

Anexo 15: Informe del análisis palinológico de muestras de la Formación La Paila (Smithsonian Tropical Research Institute).

Anexo 16: Trabajo de grado: Estratigrafía detallada de la Formación La Paila en la Sección Buga-La Habana (Municipio de Buga, Valle del Cauca)

ANEXO 17: Trabajo de grado: Estratigrafía de la Formación La Paila a escala 1:200, en la Sección Andalucía-Galicia, Departamento Valle del Cauca

ANEXO 18: Trabajo de grado: Estudio estratigráfico detallado de la Formación La Paila en la sección La Uribe-Sevilla. Potencial reservorio de hidrocarburos en la Cuenca Cauca - Patía.

Anexo 19: Trabajo de grado: Determinación de la procedencia de los conglomerados de la Formación La Paila entre los municipios de Cartago y Buga en el Departamento del Valle del Cauca

ANEXO 20: Trabajo de grado: Interpretación y modelo de depositación de unidades Neógenas de la Cuenca Cauca-Patía, entre los municipios de Buga y Cartago

ANEXO 21: Trabajo de grado: Caracterización Geológica y análisis granulométrico de depósitos volcánoclasticos en la Formación La Paila.

ANEXO 22: Tabla de resultados de Análisis Geoquímicos (ACME LAB. Canadá)

ANEXO 23: Resultados Dataciones Radiométricas (SERNAGEOMIN – CHILE)

ANEXO 24: Guía metodológica para levantamiento de columnas y poligonales

## 1. INTRODUCCIÓN

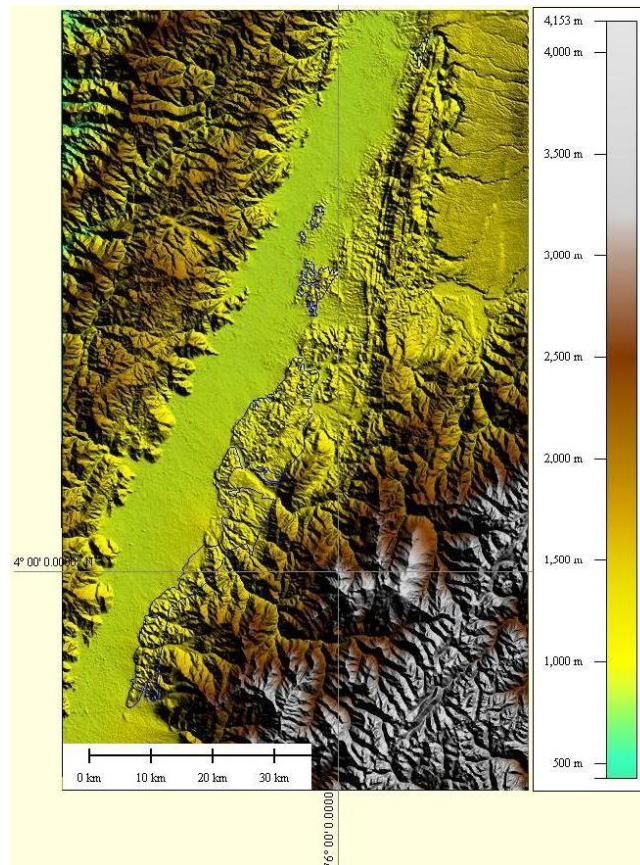
En desarrollo del contrato 031 de 2008 “Estratigrafía de La Formación La Paila Potencial Reservorio de Hidrocarburos en la Cuenca del Cauca-Patía”, se llevó a cabo el estudio estratigráfico de las rocas de ésta formación definiendo así su ambiente de depósito, edad y procedencia de sus componentes.

La Cuenca Cauca-Patía está limitada en los dos flancos (oriental y occidental) por rocas de origen oceánico dominadas fundamentalmente por derrames basálticos y sedimentos marinos, de edad cretácica, a menudo sobremadurados (que no son productores de petróleo por haber estado sometidos a temperaturas superiores al campo de estabilidad de crudo y gas). El área de estudio está localizada en el sector norte de la Cuenca Cauca- Patía. Está conformada por una franja alargada en dirección N-S entre los municipios de Armenia-Zarzal en el norte y Buga al sur; en los departamentos de Quindío y Valle del Cauca (Figura 1.1).

En algunos sectores existen unidades del Cretácico tardío, como la Formación Nogales, que están dentro de la ventana de generación de hidrocarburos, lo que hace interesante el estudio de las unidades cenozoicas suprayacentes. Algunos de los trabajos realizados para la ANH en la región han identificado rezumaderos de crudo y manifestaciones de gas que sugieren la existencia un sistema hidrocarburífero activo.

Aunque esto debería ser un aliciente para realizar estudios geológicos que involucren el análisis detallado de la estratigrafía, cronología y estructura de las unidades litológicas y las posibles trampas de petróleo en la cuenca, la complejidad estructural y la presencia de rocas ígneas básicas en gran parte de la misma son algunos de los factores que han desestimulado la exploración allí; además existe gran confusión sobre la extensión de las sedimentitas cenozoicas entre los sectores de Cartago – Buga y en el sector Cali – Popayán. La insuficiencia de datos geológicos no ha permitido comparar con rigor estos dos sectores que potencialmente podrían haber sido cuencas sedimentarias independientes durante el Cenozoico o parte de una cuenca de mayor extensión. Gran parte de los autores que han estudiado esta cuenca han asumido la segunda hipótesis (que estas áreas pertenecieron a una misma cuenca sedimentaria), y siguiendo este razonamiento a menudo presentan columnas compuestas donde se apilan unidades tanto del sector sur como del norte de la Cuenca Cauca-Patía.





**Figura 1.1** Formación la Paila delimitada por la franja verde, donde aparece a todo el pie de monte de la cordillera Central flanco Occidental.

En la práctica se ha podido confirmar que no existen unidades comunes a estos dos sectores (norte y sur del Valle del Cauca) lo que hace dudosa la mayor parte de las correlaciones presentadas en la literatura geológica vigente. Por tal razón el principal objetivo de este proyecto es realizar un estudio estratigráfico riguroso donde se puedan establecer el límite de la cuenca o las cuencas sedimentarias imperantes durante el Cenozoico en este sector del Valle del Cauca.

El estudio se centró en unidades sedimentarias de edad Cenozoica aflorantes en el flanco occidental de la Cordillera Central, entre Cartago y Buga. Estas unidades han sido referenciadas por el Servicio Geológico Nacional (Nivia, 2001) como formaciones Cinta de Piedra, La Paila y La Pobreza.

Los trabajos iniciaron con el reconocimiento de la región de estudio (ver informe de reconocimiento de campo). Posteriormente se realizó la primera etapa de

campo en las secciones propuestas por la ANH (Buga-La Habana, Andalucía-Galicia, La Uribe – Sevilla y La Paila – Sevilla). Para complementar los muestreos se realizó la segunda etapa de campo en la Sección Armenia-Zarzal. Los trabajos estuvieron a cargo de 8 estudiantes quienes participaron realizando sus tesis de grado y 5 profesionales quienes hicieron el acompañamiento, en las secciones asignadas a los estudiantes, así como trabajos detallados en cada una de las secciones.

Los resultados del procesamiento y análisis de la información obtenida durante la realización de este estudio, se presentan bajo la siguiente estructura de capítulos con sus respectivas autorías:

### Capítulo 1. Introducción

### Capítulo 2. Revisión y análisis de la información existente.

Autores: Mario Moreno-Sánchez y Myriam C. López C.

Este capítulo consiste en una revisión y análisis de los antecedentes relacionados con la nomenclatura de las unidades sedimentarias que conforman la Cuenca Cauca-Patía.

### Capítulo 3. Descripción de poligonales y Columnas

Autores: Myriam C. López C., Mario Moreno Sánchez, Erika Lorena Bedoya A., Diana Lorena Castaño, Paola Eugenia Cifuentes E., Diego Fernando Giraldo B., Arley de Jesús Gómez, Natalia Gómez Chamorro, Yuliana Osorio Betancur, Elvira Cristina Ruíz, Luz Mary Toro Toro.

En este capítulo se presenta, en cinco subcapítulos y 21 Anexos, el producto del procesamiento de la información obtenida durante los trabajos de campo realizados en cinco secciones para cumplir con el informe de la fase de cartografía, muestreos para análisis de laboratorio y levantamiento de columnas del estudio para la ANH "Estratigrafía de la Formación La Paila, un potencial hidrocarbúfero en la Cuenca Cauca-Patía".

El Anexo 1 es el mapa geológico de la región a escala 1:100.000 presentado en formatos originales DWG y en formato de impresión (\*.PDF, \*.DXF). Los Anexos 1.1 y 1.2 corresponden a los mapas geológicos detallados con los respectivos cortes geológicos estructurales de dos secciones representativas de la región de estudio, las secciones La Paila-Sevilla y Armenia-Zarzal.

El Anexo 2 es el Mapa de localización de muestras recolectadas, presentado a escala 1:100.000 y en escalas 1:25.000 para cada una de las secciones analizadas. El Anexo 3 es la relación de muestras de superficie presentada según el Formato 1 del EPIS en (.xls).

Los Anexos 4 a 13 contienen las poligonales y columnas de las cinco secciones presentadas en formato original \*.DWG y en formato de impresión (\*.PDF).

En este capítulo se hace la descripción detallada de las poligonales y columnas de tres secciones representativas de la zona de estudio: una pequeña sección cerca a la Uribe (Anexo 9.7), la sección La Paila-Sevilla (Anexos 10 y 11) y la Sección Armenia-Zarzal (Anexos 12 y 13). Las descripciones detalladas de las poligonales y columnas levantadas en las secciones Buga-La Habana, Andalucía-Galicia y La Uribe-Sevilla están contenidas en las tesis realizadas como parte de este estudio (Anexos 16 a 18).

Adicionalmente se presentan los Anexos 16 a 21 que corresponden a tesis de grado elaboradas teniendo como base información de campo obtenida en toda la región de estudio.

Los cinco subcapítulos corresponden al número de secciones que se estudiaron en campo, así:

#### Subcapítulo 3.1. Sección Buga – La Habana

Autores: Erika Lorena Bedoya A. y Diego Fernando Giraldo B.

#### Subcapítulo 3.2. Sección Andalucía – Galicia

Autores: Yuliana Osorio Betancur y Natalia Gómez Chamorro

#### Subcapítulo 3.3. Sección La Uribe – Sevilla

Autores: Diana Lorena Castaño, Paola Eugenia Cifuentes E., Arley de Jesús Gómez C.

#### Subcapítulo 3.4. Sección La Paila – Sevilla

Autores: Mario Moreno Sánchez y Myriam C. López C.

#### Subcapítulo 3.5 Sección Armenia – Zarzal

Autores: Mario Moreno Sánchez y Myriam C. López C.

### Capítulo 4. Descripción, análisis e interpretación de facies

Autores: Mario Moreno Sánchez, Myriam C. López C., Arley de Jesús Gómez Cruz, Luz Mary Toro Toro, Elvira Cristina Ruíz.

Este capítulo se dividió en tres partes que muestran los pasos que fueron necesarios para llevar a cabo el análisis e interpretación de facies de la Formación La Paila. La primera parte muestra los conceptos en los cuales se basa un análisis facial, iniciando con la definición de litofacies y las posibles interpretaciones documentadas en la literatura existente. En la segunda parte se ilustra un modelo metodológico de análisis facial aplicado a una pequeña porción de La Formación La Paila en la Cantera El Vinculo. Y en la tercera parte se presenta el análisis facial de dos secciones representativas de la región de estudio, la Sección Cerca a La Uribe y la Sección Armenia – Zarzal junto con la interpretación del ambiente de la Formación La Paila.

#### Capítulo 5. Geología Estructural

Autores: Myriam C. López C. y Mario Moreno Sánchez

En este capítulo se hace un análisis del estilo estructural que afecta las unidades de la Formación La Paila y en general en la cuenca norte del Valle del Cauca entre Buga y Cartago.

Capítulo 6. Análisis sedimentológicos de los depósitos volcanoclásticos: granulometría-componentes.

Autores: Luz Mary Toro Toro y Elvira Cristina Ruíz.

En este capítulo se presenta el análisis de los depósitos volcánicos (cuya metodología es diferente de la utilizada para depósitos sedimentarios) y se interpreta su origen.

Capítulo 7. El problema de la procedencia y origen de clastos en depósitos de la Formación La Paila.

Autores: Mario Moreno-Sánchez, Luz Mary Toro, Myriam C. López C.

En este capítulo se presenta el problema de la proveniencia (ambiente geotectónico) y el origen (fuentes geológicas de los clastos) de la Formación La Paila.

Capítulo 8. Geología del Petróleo

Autores: Luz Mary Toro T y Mario Moreno S.

Capítulo 9. Discusión y Conclusiones

---

Autores: Luz Mary Toro Toro y Mario Moreno-Sánchez.

## 2. REVISIÓN Y ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN EXISTENTE

### 2.1 Cuenca Cauca-Patía, Sector Cali-Cartago

#### 2.1.1 Valle del río Cauca

El río Cauca forma uno de los grandes valles intramontanos de Colombia, encajado entre las Cordilleras Central y Occidental corre por un angosto corredor de origen tectónico que orienta su curso en dirección sur-norte hasta su desembocadura en el río Magdalena. Entre Jamundí y Cartago el valle se abre y forma una superficie plana suavemente inclinada al sur (llanura de inundación) producida por los desbordamientos episódicos del río Cauca. Al norte y al sur de este sector, el valle presenta una morfología de colinas y un cauce mucho más encajado. En el sector llano, denominado "plano de Cartago-Cali" por Stutzer (1934), el cauce del río está recostado contra la Cordillera Occidental empujado por el avance de abanicos aluviales coalescentes originados en la Cordillera Central (López et al., 2009). La mayor anchura de la llanura fluvial del río es alcanzada a la latitud de Cali donde el valle se ensancha 40 km, la parte más angosta corresponde al sector entre Buga y Zarzal donde al valle se estrecha a 8 km, este sector ha sido denominado La Saliente de Buga por López (2006).

El valle ha sido durante el Neógeno, al menos desde hace 21 Ma (anomalía 7) (ej. Nivia, 2001), una cuenca intracordillerana activa tectónicamente que ha recibido sedimentación fluvial y volcánica proveniente de las cordilleras Occidental y Central. La historia de la cuenca durante el Paleógeno no está aun bien establecida, pero está relacionada a la dinámica de la sedimentación Paleógena en el área.

### 2.2. Cordillera Occidental

#### 2.2.1 Rocas de edad Cretácica Tardía

En la Cordillera Occidental no se conocen datos seguros que prueben la existencia de rocas anteriores al Cretácico Tardío, los fósiles encontrados en la cordillera dan un rango de edad que va desde el Aptiano al Maastrichtiano aunque los datos más restringidos sugieren edades no más viejas que el Turoniano (ver Nivia, 1996).

El límite entre la cordillera y la llanura aluvial corresponde a una serie de fallas escalonadas de trazo rectilíneo (fallas o Falla Cali-Patía) que muestran marcados rasgos de transcurrencia (López et al., 2009) (Figura 2.1).

Al oeste de las fallas que limitan el valle con la cordillera afloran las diabasas y basaltos con intercalaciones sedimentarias del Grupo Diabásico. Las espesas acumulaciones de basaltos submarinos fueron producidos, según interpretación de datos geoquímicos, en mesetas o *plateau* oceánicos (PLOCO en Nivia, 1989; 1994). El término "Formación Volcánica" ha sido sugerido como un sustituto de Grupo Diabásico (Aspden, 1984) que incluiría entonces todas las rocas básicas efusivas de la cordillera; por otro lado los espesos cuerpos sedimentarios, que al parecer suprayacen los basaltos del Grupo Diabásico (Barrero, 1979), fueron incluidos en el Grupo del Dagua por Nelson (1957).

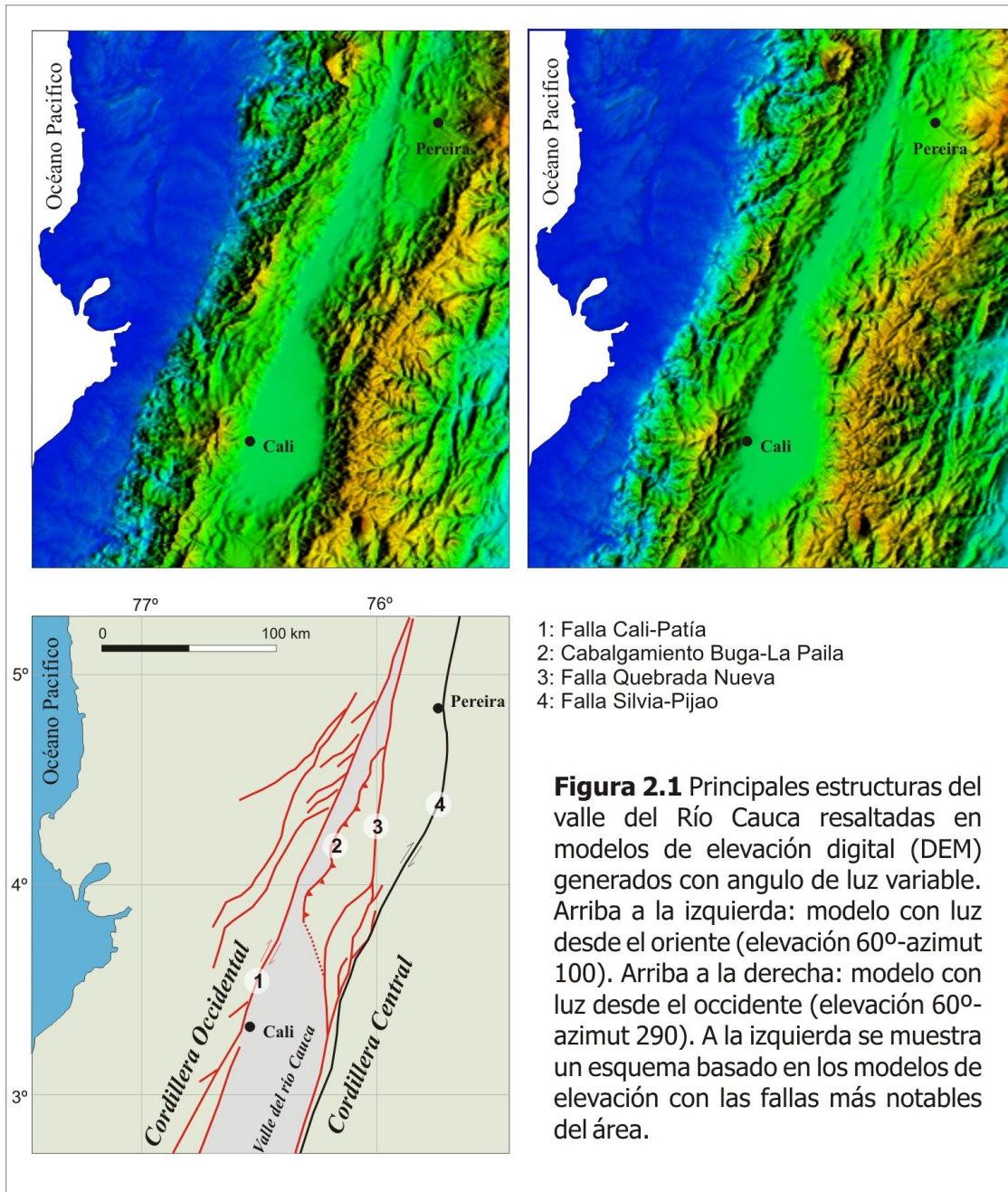
Barrero (1979) divide las rocas del Grupo Dagua en la Formación Espinal constituida por cherts, shales negros, arenitas y algunas calizas; y la Formación Cisneros constituida por rocas metasedimentarias entre las que se cuentan metachert, filitas y pizarras. Los fósiles encontrados en las rocas de los Grupos Diabásico y Dagua indican una edad Cretácica tardía (ver Nivia, 1996; Nivia, 2001).

Asociados con las rocas básicas efusivas se encuentran gabros y ultrabasitas (ej. Bolívar) que representan *suites* ofiolíticas producidas durante la obducción de corteza oceánica (Nivia, 1994). Adicionalmente, la Cordillera Occidental está atravesada por pequeños cuerpos ígneos de composición intermedia de edades que van desde el Cretácico Tardío hasta el Cenozoico. Según el análisis de datos geocronológicos y geoquímicos se ha sugerido que las rocas que constituyen la Cordillera Occidental están ligadas al origen de la Placa Caribe (Kerr et al., 1997).

### 2.2.2 Rocas Cenozoicas de la Subcuenca del Alto Patía

Desde la Población de Vijes hasta el sur de Popayán aflora una sucesión de sedimentitas Cenozoicas conocidas en la literatura por poseer mantos explotables de carbón. En sentido amplio las sedimentitas cenozoicas de este sector pertenecen a la Cuenca del Alto-Patía de Perez-Tellez (1980), aunque por formar parte de la cuenca actual del río Cauca utilizaremos el término "subcuenca" para la cuenca Paleógena.





**Figura 2.1** Principales estructuras del Valle del río Cauca resaltadas en Modelos de Elevación Digital (DEM) generados con ángulo de luz variable. Arriba a la izquierda: modelo con luz desde el oriente (elevación 60°-azimut 100). Arriba a la derecha: modelo con luz desde el occidente (elevación 60°-azimut 290). A la izquierda se muestra un esquema basado en los modelos de elevación con las fallas más notables del área.



Según Einsele (1992) las cuencas pueden ser pre-sedimentarias (*pre-depositional*), sin-sedimentarias (*syn-depositional*), y post-sedimentarias (*post-depositional*). Las secuencias sedimentarias en el Alto-Patía preceden los movimientos que constituyen la estructura actual cordillerana, por esta razón la cuenca se identifica como post-sedimentaria (ver Einsele, 1992). La subcuenca comenzó como una cuenca sin-sedimentaria más extensa que tuvo comunicación con el Océano Pacífico y que recibía sedimentos de las nacientes estructuras orográficas al oriente. Las calizas arrecifales de Vijes (Formación Vijes), y los niveles marinos en las formaciones Guachinte (horizonte la Leona) y Ferrerira (horizonte San Francisco) muestran claramente que el mar cubrió una parte extensa de lo que ahora constituye la Cordillera Occidental durante el Oligoceno (Nelson, 1957; Dueñas et al., 2000).

La cuenca actual del río Cauca en el "plano de Cartago-Cali" es del tipo sin-sedimentario (Einsele, 1992) considerando que la tectónica ha estado actuando contemporáneamente con la sedimentación como lo evidencian las fallas recientes registradas en sus márgenes (López y Moreno-Sánchez, 2005; López et al., 2009).

La mayor parte de las formaciones incluidas en esta subcuenca, cuyo ambiente de formación es de origen fluvial y costero, datan del Paleógeno según lo precisan los datos palinológicos. La cuenca sedimentaria ancestral que permitió la acumulación de las sedimentitas Paleógenas del Alto Patía (expuestas ahora en una estructura de origen tectónico) seguramente fue formada en condiciones de tectónica más oblicua que la actual durante el Paleoceno?-Oligoceno.

La fase actual de convergencia casi ortogonal, que comienza hace cerca de 26 Ma (comienzos del Mioceno), da origen al volcanismo de arco en los Andes (Pilger, 1983; Somoza y Ghidella, 2005) que se ve reflejado en la aparición de tobas y otros depósitos volcánicos en el valle. Así también, el basamento de la Cordillera Occidental como las sedimentitas en la Subcuenca del Alto Patía son atravesadas por cuerpos intrusivos (dioritas, dacitas y andesitas) de edad Miocena temprana (Hubach y Alvarado, 1934) (2.2).

## 2.3 Cordillera Central

### 2.3.1 Sector de Amaime

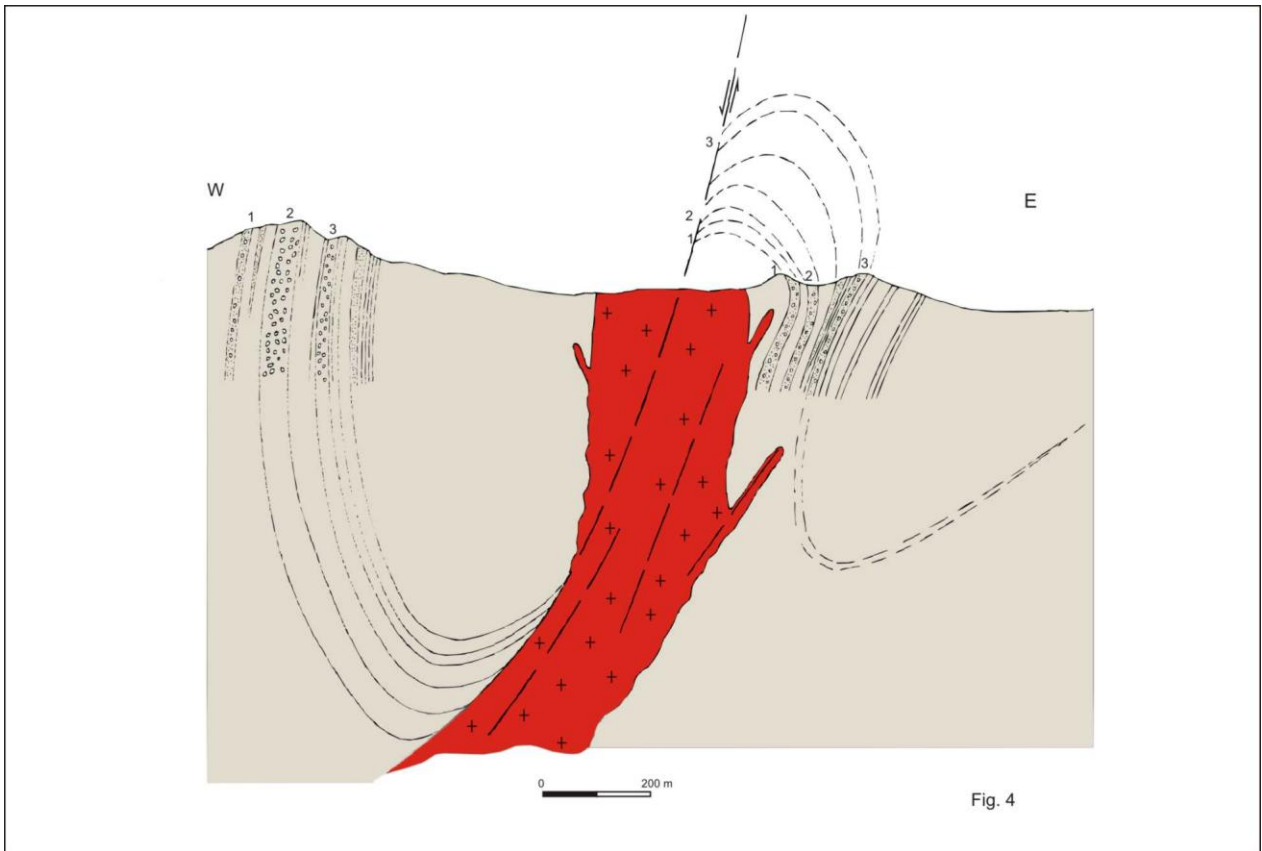
El margen oriental del valle del Cauca entre Yotoco y Cartago es relativamente más complejo. Al este de Buga, Hubach y Alvarado (1934) describen un frente fallado donde se encuentran sedimentitas de edad Neógena (Formaciones La Paila

y Zarzal) comprimidas contra ultramafitas, granitoides ("Batolito de Buga") y diabasas de la Formación Amaime. Los basaltos y diabasas de la Formación Amaime (McCourt et al., 1984) son atravesados por granitoides cuya edad se sitúa a mediados del Cretácico (Maya, 1992). En contacto fallado con estas rocas aparece una sucesión que comienza con basaltos seguida en transición por sedimentitas marinas fosilíferas de la Formación Nogales (Nelson, 1957). Los fósiles, principalmente amonitas, indican una edad Campaniana-Maastrichtiana según determinaciones de F. Etayo-Serna (Pardo-Trujillo et al., 1993; Blau et al., 1995; Etayo-Serna y Gaona, 2003). Análisis geoquímicos indican que los basaltos asociados a la Formación Nogales son similares a los de la Cordillera Occidental y se habrían formado también en mesetas oceánicas (Kerr et al., 1999).

### 2.3.2 Complejo Arquía

Al este de la Falla Cauca-Almaguer (Romeral en algunos trabajos) afloran una mezcla complicada de rocas metamórficas y sedimentarias incluidas en el llamado Complejo Arquía (Maya y González, 1995). Esta faja, aunque heterogénea, puede ser trazada desde el norte de Antioquia hasta el Golfo de Guayaquil en Ecuador (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003). Las principales litologías reportadas para este conjunto son metagabros, anfíbolitas, esquistos grafiticos, esquistos sericíticos, cuarcitas y granitoides deformados ("neises" de algunos autores). En esta faja ocasionalmente se encuentran cuñas de rocas sedimentarias con restos fósiles que indican una edad Cretácico Tardío (Gómez-Cruz et al., 2002).

Según McCourt (1984b) las unidades de roca principales del Complejo Arquía en el sector norte del Valle y sur del Quindío fueron metamorfoseadas en facies anfíbolita bajo condiciones de presión media (Barroviana). La intrusión del "Stock de Amagá" en rocas metasedimentarias de Sinifaná (suroeste de Medellín) permite sugerir que algunos de los litodemas del Complejo Arquía podrían ser Paleozoicos (Pérez, 1967; Restrepo et al., 1991; Vinasco et al., 2006). El Batolito de Santa Bárbara, al este de Palmira, ha sido citado frecuentemente como un intrusivo Triásico que atraviesa las rocas del Complejo Arquía, pero según resultados de análisis más recientes (Restrepo et al., 2009) este cuerpo se formó realmente durante el Paleógeno. Los datos radiométricos señalan que la mayor parte de las rocas de este complejo fueron metamorfoseadas o térmicamente afectadas alrededor del Cretácico temprano, adarándose que la edad de los litodemas y sus protolitos aún no está bien establecida (Moreno-Sánchez et al., 2008).



**Figura 2.2 Sección digitalizada de un esquema de Keizer (1954) (sin modificaciones del original) en la que se muestra un cuerpo intrusivo ácido atravesando las sucesiones carboníferas del río Guachinte (sur de Jamundí).**

### 2.3.3 Complejo Quebradagrande

Inmediatamente al este del Complejo Arquía y al este de la Falla Silvia-Pijao aflora el Complejo Quebradagrande (Maya y González, 1995) conformado por basaltos y sedimentitas de origen bimodal: plataforma continental al este y fondo oceánico-arco volcánico al oeste (Gómez-Cruz et al., 1995; Moreno-Sánchez et al., 2008). El complejo recibe su nombre de la Formación Quebradagrande establecida más al norte, al oeste de Medellín por Botero (1963). La edad del Complejo se sitúa en el Cretácico temprano según fauna colectada en los alrededores de Manizales,

Pácora, San Félix y Arma en el departamento de Caldas (Botero y González, 1983; Etayo-Serna, 1985b; Gómez-Cruz et al., 1995). Según datos geológicos y geoquímicos se sugiere que las rocas del Complejo fueron acumuladas en una cuenca marginal cerca a un arco de islas (Álvarez, 1987; Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003; Nivia et al., 2006).

#### 2.3.4 El Complejo Cajamarca

El Complejo Cajamarca y el Complejo Quebradagrande entran en contacto en un sector donde el metamorfismo en ambas entidades enmascara las relaciones estructurales, aunque se ha asumido que la Falla de San Jerónimo representa este límite (Maya y González, 1995). El Complejo Cajamarca (Maya y González, 1995) reúne las rocas de las series de Cajamarca de Nelson (1962) aflorante en la carretera Ibagué-la Línea, y además las metamorfitas en la misma franja más al norte en la Cordillera Central. Las litologías más comunes en este complejo son los esquistos sericíticos, esquistos verdes, esquistos negros, cuarcitas y pizarras. Algunas fajas miloníticas han sido denominadas "neises" por algunos autores (Barrero y Vesga, 1976). La edad de este complejo, según datos radiométricos, se podría situar en el Paleozoico tardío (Vinasco et al., 2006). Tanto el Complejo Arquía como el Quebradagrande, en el borde occidental de la Cordillera Central, están afectados por metamorfismo dinámico que se concentra en fajas relativamente angostas que a menudo son cartografiadas como rocas de metamorfismo regional (Gómez-Cruz et al., 1995; Nivia et al., 2006). Todos los complejos enunciados en la Cordillera central son atravesados por cuerpos granitoides Cenozoicos e intrusivos hipoabisales neógenos (ej. Nivia, 2001).

### 2.4 Estratigrafía de las Unidades Cenozoicas de la Subcuenca

#### 2.4.1 Buga-Cartago

En este estudio se define la Subcuenca Buga-Cartago como la estructura tectónica que preserva unidades sedimentarias de edad Cenozoica (Paleógeno? Mioceno) y que son expuestas en el flanco occidental de la Cordillera Central entre Cartago y Buga (Figura 2.3). Estas unidades han sido referenciadas por INGEOMINAS (Nivia, 2001) como formaciones Cinta de Piedra, La Paila y La Pobreza. La Formación Monteloro (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003) citada como "Intervalo Clástico Rojo", es una sucesión de conglomerados y capas rojas Paleógenas paraconforme sobre las sedimentitas de la formación Nogales (Pardo-Trujillo et al., 1993; Pardo-Trujillo et al., 2002). La Formación Nogales es fechada, según determinaciones

paleontológicas, en el intervalo Campaniano-Maastrichtiano por F. Etayo-Serna (Pardo-Trujillo et al., 1993; Blau et al., 1995; Etayo-Serna y Gaona, 2003; Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003).

La Formación Monteloro podría ser equivalente a las grawacas y conglomerados que afloran al suroeste de Sevilla y que Nelson (1957) incluye en la Formación Cauca Superior (*Upper Cauca formation*).

#### 2.4.2 Revisión de las unidades Neógenas en la subcuenca Buga-Cartago

La siguiente es la revisión de la información estratigráfica existente y los problemas de nomenclatura ligados con la conformación de las formaciones La Paila, Cinta de Piedra, Cartago y Buga.

El nombre de la Formación Cinta de Piedra proviene del "Piso de Cinta de Piedra" referido a dos niveles conglomeráticos expuestos al este de Jamundí y aplicado por Hubach y Alvarado (1934) para las sedimentitas clásticas depositadas debajo de "Piso de Combia" y discordantemente sobre el "Piso del Cauca". Según la descripción de los mencionados autores, el "Piso de Cinta de Piedra" abarca los niveles conglomeráticos que se reportan: al occidente de Jamundí (Figura 2.4), los del Tambo en el Cauca que son trazados hasta el sur en la Cuenca del Patía y los de la Serranía de Santa Bárbara (oeste del Sinclinal de Miravalles). Estos autores también incluyen en la Formación Cinta de Piedra los conglomerados ("conglomerados de Vijos") que subyacen las calizas de Vijos.

El nombre entonces proviene del nivel de "cascajos" (así en la cita original) que aflora al oeste de Jamundí. El conjunto inferior del piso tiene su mayor expresión entre Cali y Popayán, aunque buenos afloramientos son reportados en Timba y los Chorros en los límites de los departamentos de Cauca y Valle del Cauca.

Según Hubach y Alvarado (*opus cit.*), los afloramientos más septentrionales serían los conglomerados que afloran cerca de Anserma Nuevo (los que hoy se sabe pertenecen a facies conglomeráticas del techo de la Formación Zarzal). En este piso se incluirían también las rocas de la parte oriental de la Serranía de Santa Bárbara, mientras que en el lado oriental afloraría el Piso del Cauca (*sensu* Hubach y Alvarado, 1934). La unidad se expone también en el recorrido del ferrocarril Zarzal-Armenia entre la Estación Sevilla y la población de Caicedonia.

La composición de los cantos de conglomerados, tal como los que se exponen entre Cali y el Tambo, es de lilitas, cuarzo, y cuarcitas; todo esto sería el producto de erosión de unidades Mesozoicas (Hubach y Alvarado, *opus cit.*). Los tamaños de

los clastos ("cascajos") son descritos como el de un huevo (de gallina?) hasta un puño. En la zona de Guachinte-Río Claro afloran dos niveles de conglomerados con un nivel intercalado lutítico-arenáceo en el que se destacan pequeños mantos de carbón. Siguiendo la descripción de Hubach y Alvarado (*opus cit*), en la Serranía de Santa Bárbara el piso no forma mantos continuos de gravas y existen mayores niveles blandos.

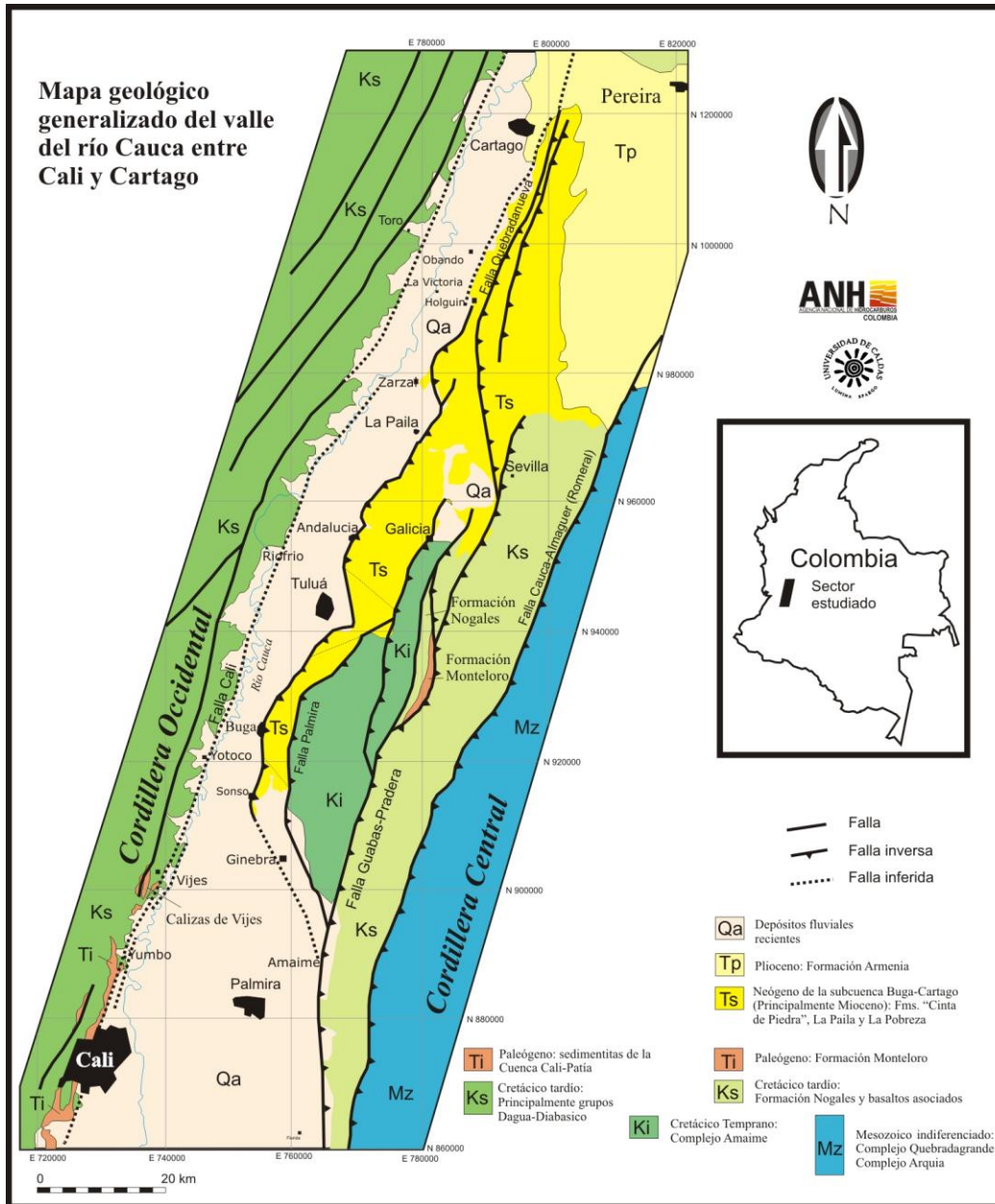
Hubach y Alvarado (*opus cit*) dividen el "Piso Cinta de Piedra" en un "conjunto inferior conglomeráceo", un "conjunto medio arcilloso" y un "conjunto superior conglomeráceo". El espesor que alcanza esta unidad al sur de Cali, entre los 200 y 300 m de altitud, en la Serranía de Santa Bárbara (Figura 2.4) superaría los 1000 m. El piso se colocaría en concordancia con el Paleógeno (Piso del Cauca) entre Suárez y Cali, y en suave discordancia al sur de esta región.

Hubach y Alvarado (*opus cit*) mencionan que el Piso Cinta de Piedra se sitúa discordantemente bajo el "Piso de Combia" de edad Miocena. El "Piso de Combia", hoy Formación Combia en Antioquia y Formación La Paila en el Valle del Cauca, es un término tomado de la nomenclatura que usó Grosse (1926) para referirse a las rocas volcánicas del centro-occidente antioqueño.

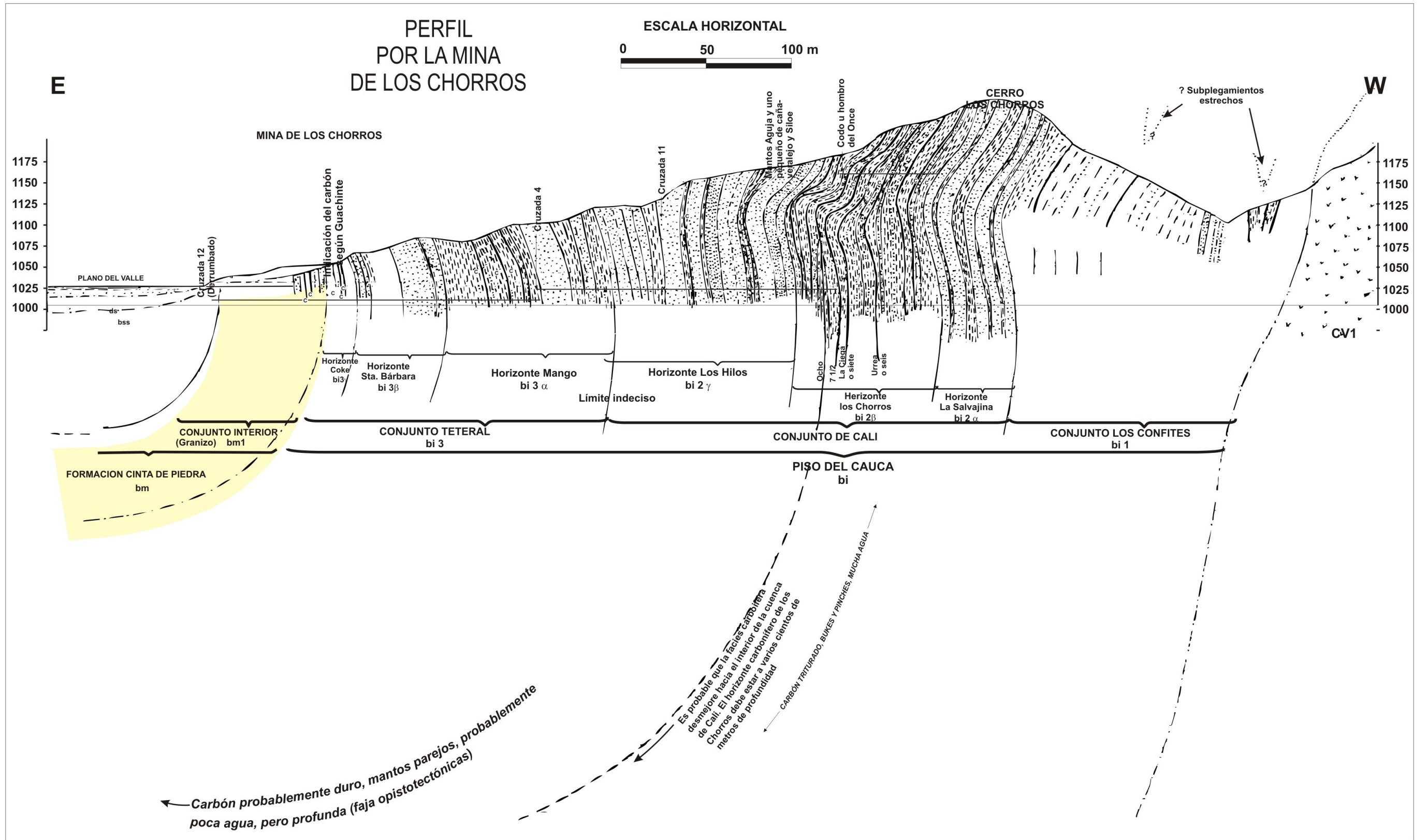
Nelson (1957) integra en la Formación Cauca Superior (*Upper Cauca Formation*) las grauwacas y conglomerados finos que afloran al SW de Sevilla. Nelson (*opus cit*) sugiere que estos niveles podrían ser correlacionados con los del Paleógeno de Antioquia (Formación Amagá en la nomenclatura vigente) cuya edad establecida data del Oligoceno Tardío (según determinaciones palinológicas de T. Van der Hammen).

Nelson (1957) por primera establece el término "Formación La Paila" en un medio científico específicamente en un artículo dedicado al conocimiento de la geología de las Cordilleras Central y Occidental colombianas (ver recomendaciones en NACSN, 2005). Aunque T. Van der Hammen (ver cita más adelante) aclara que este término se usó por primera vez en 1955 en un reporte inédito escrito por J. Keizer, H.W. Nelson y Th. Van der Hammen. Nelson, sin mencionar localidad tipo, divide la formación en tres entidades: La Paila Inferior (Lower La Paila) consistente de 200 m de tobas dacíticas retrabajadas; La Paila Superior (Upper La Paila) constituida por 400 m de conglomerados, areniscas y lodolitas arenosas con estratificación inclinada (*cross-bedding*). Los clastos en los conglomerados son de diabasas, chert negro, rocas metamórficas y andesitas. Según Nelson La Paila Superior de origen fluvial y La Paila Inferior de origen volcánico son concordantes entre sí y sugiere que la unidad superior es de edad Mioceno Medio. Sin más





**Figura 2.3** Mapa geológico del valle del río Cauca entre Cali y Cartago. En la cuenca reciente del río se pueden identificar dos cuencas relictos que son: la subcuenca de Cali-Patía y la subcuenca de Buga-Cartago. La primera es de edad Paleógena y la segunda es dominada por sedimentitas del Mioceno y Plioceno. Entre las unidades Paleógenas de la subcuenca Cali-Patía se incluyen las formaciones Chimborazo, Guachinte, Ferrerira, y Calizas de Vijes. La Formación Monteloro forma parte de la Subcuenca de Buga-Cartago. Mapa modificado de Barrero y Laverde (1998), Moreno-Sánchez y Pardo Trujillo (2003) y López (2006).



**Figura 2.4** Esquema de la Mina de los Chorros según Hubach y Alvarado (1934). Nótese que la formación Cinta de Piedra forma parte de la secuencia sedimentaria Cenozoica de la Cuenca del Alto-Patía.



consideraciones sugiere también que La Paila Superior es una unidad originada en sedimentación sintectónica.

Ya que en Antioquia el Paleógeno está cubierto discordantemente por horizontes tobáceos retrabajados (Formación Combia), Nelson (*opus cit*) presume que el "Neoterciario" en toda la cuenca Cauca-Patía se caracteriza por comenzar con horizontes volcánicos. Para Nelson (*opus cit*) la "Formación La Paila Inferior" (*Lower La Paila Formation*) contiene materiales piroclásticos derivados de la Cordillera Central registrando el comienzo de la fase volcánica moderna (*neovolcanism*).

En contraste con la anterior, Hubach (1957) reporta que la Formación La Paila ("Combia" en el original) en Andalucía (Valle) parece comenzar con niveles conglomeráticos que son cubiertos por un miembro tobáceo. Nelson (1957) señala que la Formación Cauca Superior establecida en los alrededores de Sevilla no tiene relación directa con las formaciones Cauca Media y Cauca Inferior que afloran cerca de Cali.

Van der Hammen (1958) propone el Grupo del Cauca (ex Piso del Cauca de Hubach y Alvarado, 1934) constituido por tres formaciones: Cauca Inferior, Medio y Superior. La unidad reposa sobre la Formación Nogales o en su defecto sobre el Grupo Diabásico y yace bajo los materiales volcánicos del "grupo de Combia". En la Formación Cauca Inferior se incluye a los miembros Ampudia y La Cima, en el Cauca Medio incluye los miembros Timba y Rampla. Van der Hammen (1958) sitúa la formación de Vijos (las calizas), de edad Oligoceno determinada por H. Bürgl y acorde con la sugerida por Stutzer (1934), como correlacionable con la Formación Cauca Medio.

Van der Hammen incluye los miembros Cinta de Piedra, Suárez y del Patía en la Formación Cauca Superior del Grupo del Cauca. Es notable que el Miembro de Suárez tiene como localidad tipo el río Cauca cerca al pueblo de Suárez y el Miembro del Patía cerca de Quilcacé en la Hacienda las Mercedes, ambas localidades situadas en el Departamento del Cauca. Aunque el término Cinta de Piedra proviene originalmente del "Piso de Cinta de Piedra" que aflora al oeste de Jamundí, Van der Hammen (1958) propone como localidad típica la Serranía de Santa Bárbara al NE de Zarzal ("NW", es una errata en el original).

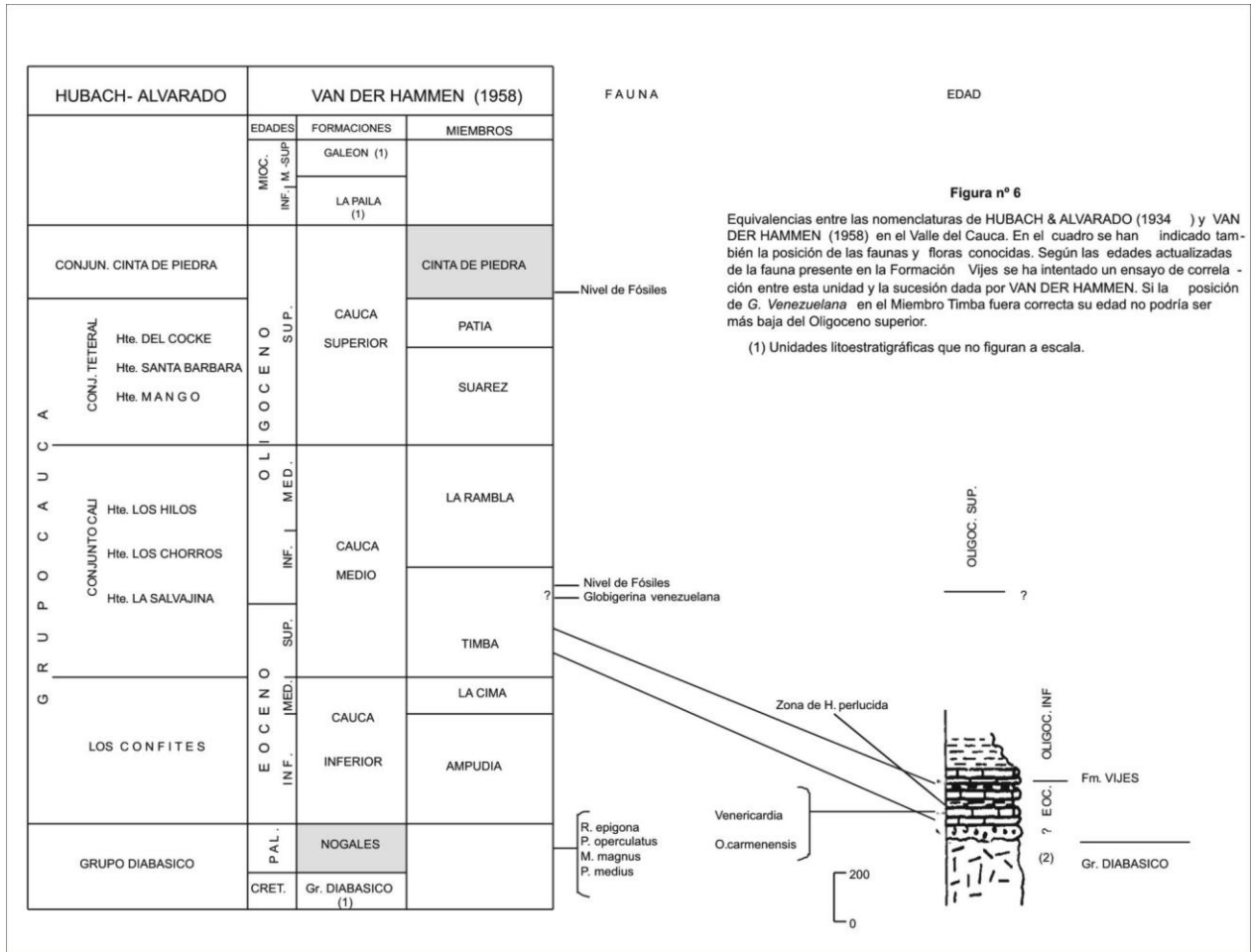
Según Van der Hammen (1958) el Miembro Cinta de Piedra en la Serranía de Santa Bárbara está constituido por areniscas verdosas hasta carmelita-rojizo, con intercalaciones de arcillas duras hasta "esquistosas" (lutíticas). En la sección tipo sugerida (Santa Bárbara) el Miembro Cinta de Piedra reposa discordantemente sobre el Grupo Diabásico. Esto indica que en este sector no afloran las otras unidades del Grupo Cauca. Tal como lo recalca De Porta (1974), la descripción

litológica del Miembro Cinta de Piedra de Van der Hammen (1958) contrasta con la originalmente establecida por Hubach y Alvarado (1934) y deja dudas sobre la legitimidad de la nueva sección. Este autor señala además las dificultades de correlación entre las unidades definidas por Hubach y Alvarado (1934) y por Van der Hammen (1958) (Figura 2.5). Según De Porta (1974) si el tope del Grupo Cauca corresponde al "Piso Cinta de Piedra" de Hubach y Alvarado (1934) entonces su terminación se define "por la aparición de los sedimentos tobáceos" de la Formación La Paila.

Según cita Van der Hammen (1958), el término "Formación La Paila" fue establecido en un informe inédito de J. Keizer, H.W. Nelson y Th. Van der Hammen en 1955. Estos autores incluyen la formación junto con la Formación Galeón (del área del Patía) en el Grupo de Combia (basado en Grosse, 1926). Van der Hammen (1958) asigna como localidad tipo para la Formación La Paila, la sección expuesta al occidente (W) de Sevilla (zona situada entre las poblaciones de La Uribe, La Paila y Sevilla); sin embargo, esta área es citada por Nelson (1957) para referirse a los conglomerados finos de la Formación Cauca Superior. La edad asignada para la Formación La Paila, según datos palinológicos, es Mioceno. Van der Hammen correlaciona la Formación La Paila con la Formación Honda en el Valle del Magdalena debido a semejanzas litológicas.

Van der Hammen (1958), siguiendo la nomenclatura de J. Keizer, H.W. Nelson y Th. Van der Hammen establece la "Formación de Zarzal". Esta unidad es conformada por una sucesión de diatomitas, arcillolitas y arenas tobáceas que reposa discordantemente sobre la Formación La Paila. Su localidad típica se sitúa al E y NE de la población de Zarzal (Van der Hammen, *opus cit.*).

A nivel regional Schwinn (1969a) reconoce tres grandes unidades sedimentarias en el Cenozoico del valle del Cauca: El Grupo Cauca (*Cauca Group*) en la base, la Formación Vijos intermedia y el Grupo Valle (*Valle Group*) hacia el techo (Figura 2.6). Schwinn (1969b) utiliza el término Grupo Cauca (*Cauca Group*) usado por los geólogos de Intercol y sitúa como localidad tipo la Quebrada Santiaguito (cerca de La Uribe, Cauca), y propone tres formaciones para el grupo: Uribe en la base, Guachinte en la parte media y Jamundí al techo; unidades litológicas de origen parálico con influencia marina que afloran únicamente al sur de Vijos. Schwinn (*opus cit*) define que todas las formaciones dentro del grupo tienen localidades tipo en la Subcuenca Cauca-Patía, además establece que ninguna tiene equivalentes con otras unidades en el área del Valle del Cauca.



**Figura 2.5** Equivalencias entre las nomenclaturas de Hubach y Alvarado (1934) y Van der Hammen (1958) en el Valle del Cauca. En el cuadro se han indicado también la posición de las faunas y floras conocidas. Según las edades actualizadas de la fauna presente en la Formación Vijes se ha intentado un ensayo de correlación entre esta unidad y la sucesión dada por Van der Hammen. Si la posición de *G. Venezuelana* en el Miembro Timba fuera correcta su edad no podría ser más baja del Oligoceno superior. Figura y leyenda tomadas (sin modificar) del original de la Figura 6 de De Porta (1934).

La edad del Grupo Cauca se restringe al Eoceno según análisis de microflora (polen). Según lo anterior y basándose en una revisión paleontológica por personal de Intercol, Schwinn (1969a), de la misma manera que Aspden (1984), excluye del Grupo Cauca a la Formación Vijes (nombre Popayán, aunque buenos afloramientos son reportados en Timba y los Chorros en los límites de los

departamentos de Cauca y Valle del Cauca. propuesto por Jan Keizer) al concluir erróneamente que esta unidad representaría un remanente marino del Mioceno.

Schwinn (1969b), siguiendo la nomenclatura de los geólogos de Intercol, propone el Grupo Valle (*Valle Group*) para incluir los depósitos de origen lacustre que afloran en la parte noreste del valle (subcuenca Buga-Cartago en este trabajo). Schwinn reconoce dos unidades en el grupo: la Formación Cartago y la Formación Buga. La Formación Cartago incluye las sedimentitas que afloran a lo largo de la carretera Cartago-Alcalá y que anteriormente habían sido incluidas en la Formación Cinta de Piedra por Van der Hammen (1958). La unidad está constituida por limolitas gris-verdosas, ligeramente carbonosas, intercaladas con areniscas arcósicas café-verdosas. En la sección no se reporta material tobáceo.

El contacto con la suprayacente Formación Buga es aparentemente concordante según observa Schwinn. El espesor medido en la sección tipo es de 4000 m. Cerca de Buga Schwinn (1969a) identifica una sucesión litológica, en el núcleo de un pequeño antidual en la sección del río Guadalajara, que él identifica como perteneciente a la Formación Cartago. Allí solamente están expuestos los últimos 43 m de la Formación Cartago.

Como toda la sección había sido reconocida por el entonces Servicio Geológico Nacional como parte de la Formación La Paila, Schwinn deduce que los niveles inferiores de la Formación La Paila son equivalentes a la parte superior de la Formación Cartago. La edad asignada por Schwinn (1969a) a la Formación Cartago, es Mioceno Medio deducida según microflora (polen) provenientes de muestras recolectadas en la sección del río Guadalajara. Como se deduce de lo anterior la edad de la Formación La paila en su base (por lo menos en la sección del río Guadalajara) es también Mioceno Medio.

La Formación Buga según Schwinn (1969a) fue definida por los geólogos de Intercol. La sección tipo se encuentra a lo largo del camino que va paralelo al río Guadalajara al oriente de la población de Buga (Departamento del Valle del Cauca). Esta Formación está constituida por espesos niveles de conglomerados lenticulares.

Las capas individuales varían desde pocos metros a 70 m de espesor. Estos exhiben manchas de colores café y gris. Están compuestos esencialmente por detritos subredondeados a subangulares del subyacente Grupo Diabásico con fracciones más finas quizás aportadas por la Formación Cartago. Las rocas ígneas básicas son el constituyente más común en los clastos pero también están presentes fragmentos de tonalita, cuarzo, chert, y fragmentos de rocas metamórficas en cantidades significativas. La fracción gruesa es usualmente conglomerática con clastos que algunas veces llegan a tamaño bloque. También

existen algunos troncos carbonizados y parcialmente petrificados. Cantidades menores de arcillolitas gris-azulosas a café-verdosas se presentan en la parte superior de la formación. Estas son usualmente carbonosas y arenáceas y localmente calcáreas.

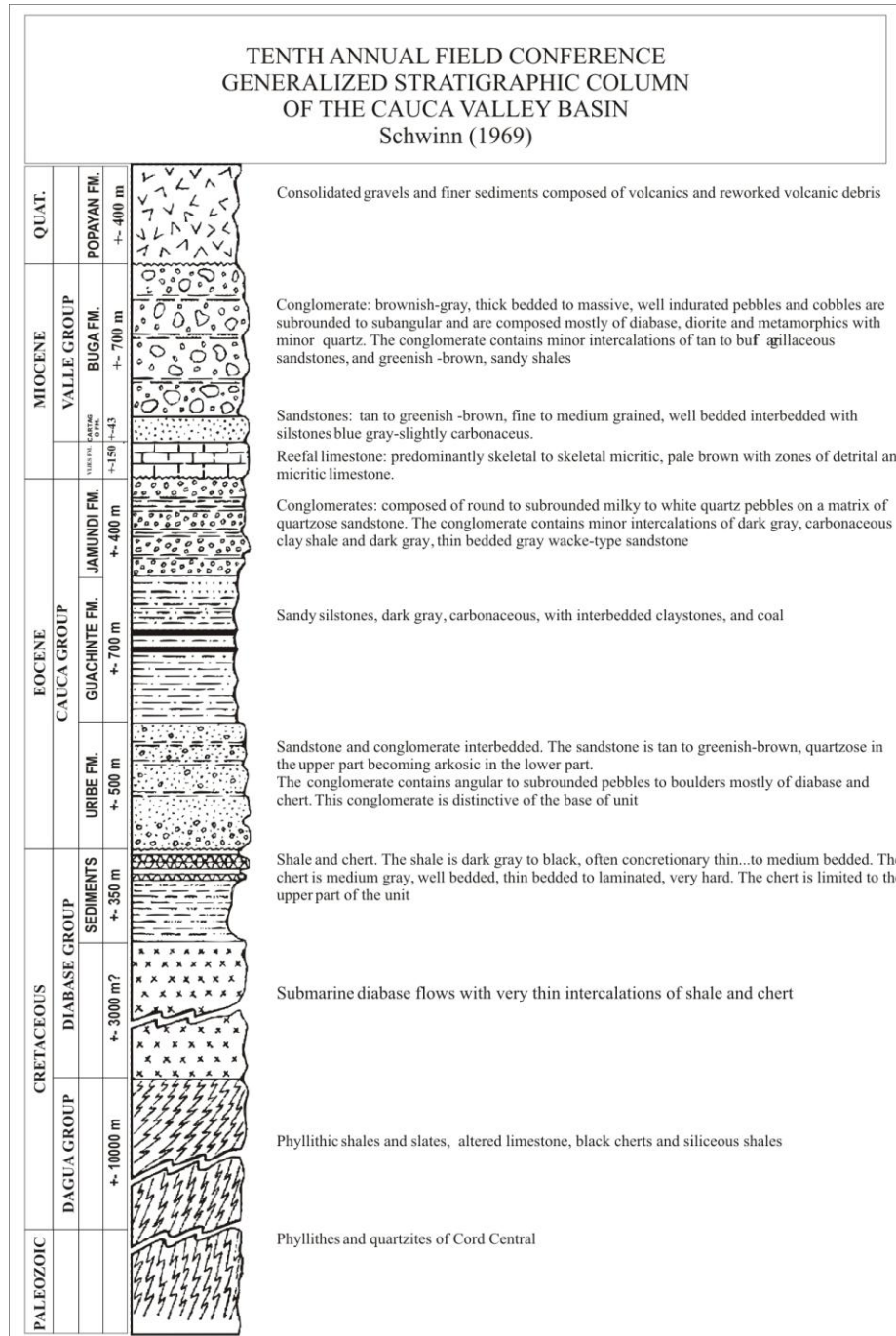
El espesor de la Formación Buga es mayor de 650 m en la localidad tipo. A esta unidad Schwinn le atribuye una edad tentativa Mioceno Medio según muestras provenientes del río Guadalajara. Schwinn (1969a) resalta la ausencia de unidades de esta edad en la región de Cali en el Valle del Cauca. Se concluye de Schwinn (1969a) que la Formación Buga equivale a la parte superior de la Formación La Paila (sensu Van der Hammen, 1958).

De Porta (1974) define en el lexico estratigráfico el Grupo Cauca según lo propuesto por Van der Hammen (1958) como constituido por: la Formación Cauca Inferior con los Miembros Ampudia y la Cima; la Formación Cauca Medio con los Miembros Timba y Rampla; y la Formación Cauca Superior con los Miembros Suárez, Patía y Cinta de Piedra. De Porta (1974) retoma la propuesta de Schwinn (1969b) para denominar a los sedimentos del sur de Vijes como Grupo Cauca y los sedimentos del norte como Grupo Valle.

McCourt (1984b) establece tres formaciones dentro del Grupo Valle, la Formación Cinta de Piedra hacia la base, La Formación La Paila intermedia y la Formación Pobreza en el techo. Este autor retoma el nombre de la Formación La Paila e indica dos secciones de afloramientos. Para el Miembro Tobáceo inferior, la sección Uribe-Sevilla y para el Miembro superior la sección al Este de Buga a lo largo del río Guadalajara. McCourt (1984b) establece el término "formación Cinta de Piedra" como prioritario sobre el término Formación Cartago de Schwinn (1969b) sin tomar en cuenta que la primera denominación fue aplicada originalmente a una unidad establecida en la Cuenca Cauca-Patía y no a la región estudiada.

McCourt(1984b) proponen una unidad de extensión local que aflora al norte de Sevilla y a la que se le dio el nombre de Formación la Pobreza. La unidad está constituida por una sucesión de areniscas y conglomerados que reposan discordantemente sobre la Formación Cinta de Piedra y son cubiertos por cenizas volcánicas de la Formación Armenia.





**Figura 2.6** Columna estratigráfica de la cuenca del Valle del Cauca según Schwinn (1969). Tomada del original (sin modificar) para este trabajo. No se hace traducción al español puesto que se quiere dejar lo escrito originalmente por el autor.

La unidad es litológicamente similar al miembro superior de la Formación La Paila. Los argumentos que emplea McCourt para separar esta entidad se basan: en la presencia de un conglomerado basal constituido por grandes bloques, y la disposición discordante de la unidad sobre la Formación Cinta de Piedra (cartografiada anteriormente como Formación La Paila). McCourt (*opus cit*) cita en la formación la presencia de bloques de pórfidos semejantes a cuerpos intrusivos (diques de la Albania) encontrados en la misma área y datados por el método K-Ar (12 a 18 ma.) y supone para la formación una edad Mioceno Tardío-Plioceno. Sin embargo McCourt indica que si los intrusivos que produjeron los clastos afectaron la Formación La Pobreza entonces esta sería el miembro superior de la Formación La Paila.

Keith *et al.* (1988) retoman la nomenclatura de Van der Hammen (1958) al utilizar el término Cinta de Piedra para referirse a la sucesión sedimentaria que aflora en la carretera Cartago-Alcalá donde 1850 metros de sección fueron medidos. La formación en la sección Cartago-Alcalá está compuesta en un 64 % de lodolitas, 34 % de areniscas, y 2% de areniscas conglomeráticas y conglomerados. Keith *et al.* (*opus cit.*) colocan la base de la secuencia sobre el "Batolito de Buga" y la Formación Amaime. Una sección con 140 m de la Formación Cinta de Piedra es reportada en la carretera La Paila-Armenia, en esta las lodolitas representan solamente un 3%, las areniscas son el 75 %, y el 22 % restante lo constituyen areniscas conglomeráticas y conglomerados.

Según estos autores el contacto basal de la Formación Cinta de Piedra con la Formación Amaime fue reconocido en numerosas localidades al este de Tulua y Bugalagrande. El análisis paleontológico de cuatro muestras recolectadas por estos autores indican que la formación se origino en condiciones continentales pantanosas y de alta energía, una muestra sugiere ambiente costero somero (*shallow coastal setting*).

Keith *et al.* (*opus cit.*) consideran que la Formación la Pobreza de McCourt (1984b) debe ser incluida como una misma unidad dentro de la Formación La Paila (*sensu* Nelson, 1957) según los siguientes argumentos:

- Ambas unidades están en contacto basal erosivo con la Formación Amaime.
- Ambas formaciones fueron depositadas en abanicos aluviales húmedos.
- Ambas formaciones despliegan litologías similares

Con relación a esto último, Keith *et al.* (*opus cit.*) encuentran que los clastos de andesitas (tipo diques de la Albania), que aparentemente caracterizan los conglomerados de Formación la Pobreza, también están presentes en los de la Formación La Paila. La Formación La Paila al techo esta cubierta discordantemente por depositos recientes y sedimentitas Plio-Pleistocenas de la Formación Zarzal.

Keith *et al.* (*opus cit.*) deducen que la Formación La Paila se origina en un abanico aluvial húmedo asociado con lagos someros. La edad establecida con base en palinomorfos en análisis realizado por BIOS indica una edad Miocena. Según la distribución areal y litología, Keith *et al.* (*opus cit.*) sitúan la fuente de los componentes litológicos de la Formación La Paila en la Cordillera Central y excluyen proveniencia de clastos en la Cordillera Occidental. Keith *et al.* (*opus cit.*) crea una tabla de correlación de unidades en la Cuenca Cauca-Patía que es reproducida en este trabajo (Figura 2.7).

Ríos y Aranzazu (1989) retoman el término Formación Cartago de Schwinn (1969a) reconociendo tres miembros en esta unidad (Figura 2.8) que son de abajo hacia arriba: El Miembro La Ribera definido en la Quebrada La Ribera, al oriente de Tuluá y sur oriente del Picacho. Este miembro está constituido por areniscas conglomeráticas de grano medio a grueso con alto contenido de cuarzo. El Miembro Piedras de Moler definido cerca al Caserío Piedras de Moler en la margen izquierda del río La Vieja. Este miembro está constituido por intercalaciones de limolitas y areniscas líticas de grano fino a medio, color gris verdoso. El Miembro Miravalles definido en la sección Holguín-Miravalles-Riberalta. Este miembro está constituido por secuencias de conglomerados y areniscas conglomeráticas de grano medio a grueso.

El Miembro la Ribera está en contacto discordante sobre la Formación Amaime y el Batolito de Buga de edad cretácica (Ríos y Aranzazu, 1989). El espesor total de la Formación Cartago calculado por Ríos y Aranzazu (1989) es de 3109 m. En el Miembro La Ribera midieron 34 m, en el Miembro Piedras de Moler midieron 2585 m y en el Miembro Miravalles midieron 490 m.

Para el Miembro Piedras de Moler la edad asignada es Oligoceno temprano, edad determinada con base en datos palinológicos por Biois (1988). Es de anotar que el Miembro Piedras de Moler (*sensu* Ríos y Aranzazu, 1989) es semejante litológicamente, según la descripción, al Miembro Cinta de Piedra.

Esta edad difiere de la asignada para el Miembro Piedras de Moler (*sensu* Ríos y Aranzazu, 1989), unidad intermedia de la Formación Cartago. Para este miembro Biois (1988) asignan una edad del Oligoceno temprano con base en datos palinológicos (en Ríos y Aranzazu, 1989). La estructura geológica en la sección Cartago-Alcalá presentada por Ríos y Aranzazu difiere fundamentalmente de la presentada por Hubach y Alvarado (1934) (Figura 2.9).

Una unidad de relaciones aún no establecidas es la Formación Monteloro (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003). Esta unidad suprayace en discordancia la Formación Nogales en los alrededores de la Quebrada Nogales y el río Tuluá en cercanías de la población de Monteloro. La Formación Monteloro está constituida por una secuencia de conglomerados con guijos de chert y rocas ígneas básicas



intercaladas con lodolitas de colores violáceos. Moreno-Sánchez and Pardo-Trujillo (2003) sugieren una edad Paleoceno aunque no se presentan datos bioestratigráficos que sustenten esta edad.

Nivia (2001) incluye las rocas de la Formación Nogales y las del ahora llamado Complejo Estructural Dagua en la PLOCO (provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental), entidad presumiblemente formada en un ambiente de *plateau* oceánico. Nivia basándose en consideraciones geocronológicas y paleontológicas concluye que la edad más probable para las rocas en esta provincia no es más antigua que el Turoniano. Sin embargo, la Formación Nogales, cuya base la forman flujos basálticos, tiene un biocrón más estrecho que las otras rocas de la PLOCO situándose con seguridad en el Campaniano y abarcando posiblemente el Maastrichtiano (Etayo-Serna, 1985a; Pardo-Trujillo et al., 1993; Blau et al., 1995; Pardo-Trujillo et al., 2002; Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003).

Nivia (2001) presenta una tabla de correlación de lo que él llamó "Graben Interandino Cauca Patía" (Figura 2.10), sin embargo incluye erróneamente la Formación Nogales en el Grupo del Cauca y lo atribuye a "Van der Hammen, 1960", esto último parece ser la reiteración de un error de fecha de Keith et al. (1988) (ver Figura 2.7). En el original de Van der Hammen del año 1958 (siendo esta la cita correcta) la Formación Nogales está fuera del Grupo Cauca. existe el siguiente error de citación: Van der Hammen (1969) es realmente Van der Hammen (1958).

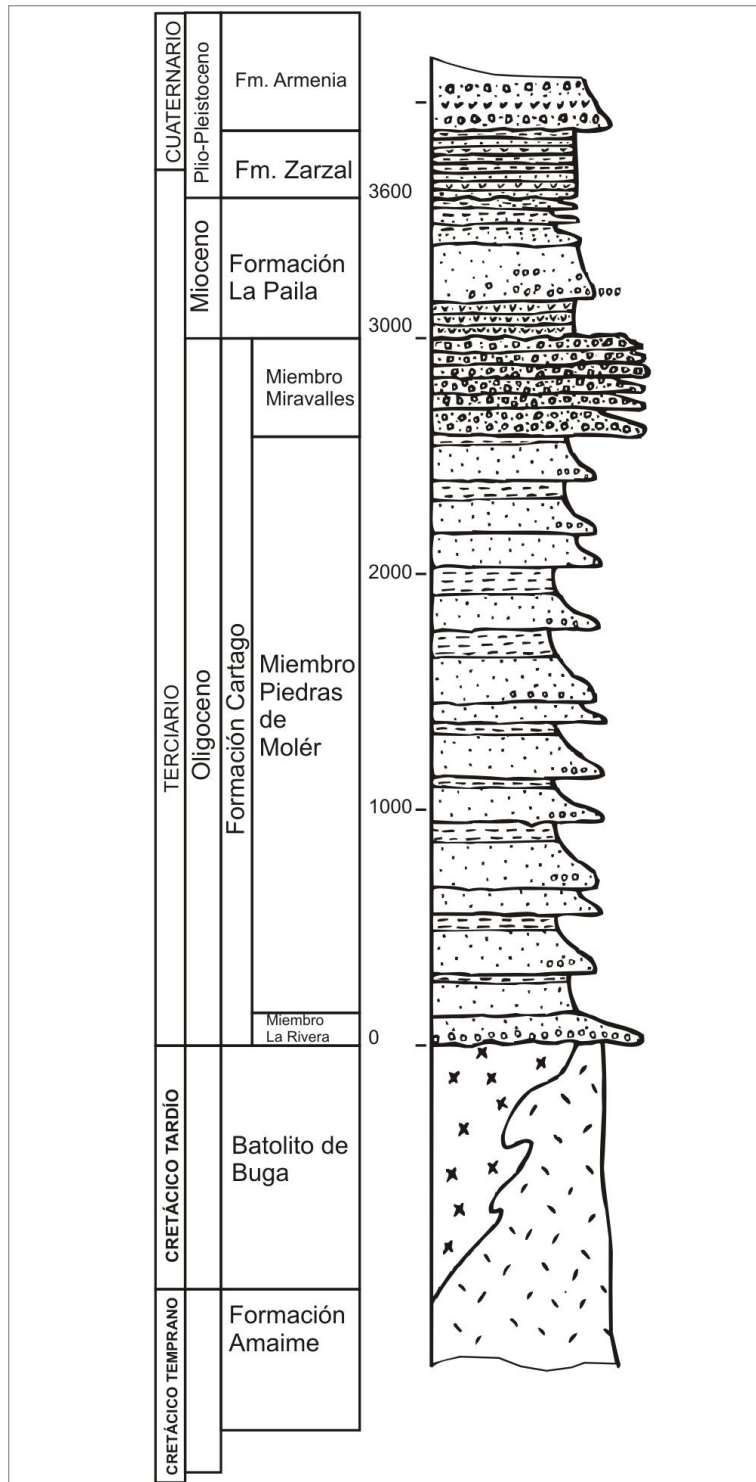
Nivia (2001) mantiene las divisiones propuestas por McCourt (1984) para el Cenozoico del Valle del Cauca indicando que la Formación la Pobreza se encuentra descansando discordantemente sobre la Formación Cinta de Piedra. Sin embargo, esto contradice una información previa (Nivia et al., 1992) en la que se asegura que la Formación la Pobreza se halla, en el área de la plancha 242 (Zarzal), claramente discordante sobre la Formación La Paila. En este mismo sector Nivia et al. (1992) reportan que la Formación La Paila reposa discordantemente sobre los basaltos cretácicos de la Formación Amaime.

# Estratigrafía de la Formación La Paila, un potencial Reservorio de Hidrocarburos en la Cuenca Cauca-Patía

STRATIGRAPHIC CORRELATION CHART OF THE CAUCA PATIA-BASIN

GEOLOGIC AGE	VALLE DE CAUCA					ANTIOQUIA AREA					GEOLOGIC AGE					
	SOUTH	VALLE DE CAUCA		NORTH	SW VALLE DE CAUCA	NE VALLE DE CAUCA	Van der Hammen 1960 (Cauca area)	Leon et al. 1973	Orrego 1975 Orrego et al. 1976	Paris & Marin 1979		Schwinn 1969	Aspden 1984	Hubach & Alvarado 1934	Grosse 1926	
PLEISTOCENE-PLIOCENE	F. POPAYAN (TPp)	F. JAMUNDI (TQj)	F. ZARZAL (TPz)	F. JAMUNDI (TQj)	F. ARMENIA (TQa) F. ZARZAL (TPz)	F. DE ZARZAL	F. POPAYAN	F. POPAYAN	F. POPAYAN	F. POPAYAN	F. POPAYAN	JAMUNDI F.	PISO DE POPAYAN		PLEISTOCENE-PLIOCENE	
MIOCENE		F. LA PAILA (TMp & TMpo)			F. LA POBREZA (TQa) F. ZARZAL (TPz) F. LA PAILA (TMp)	G. DE COMBIA F. LA PAILA	F. GALEON	F. GALEON					PISO DE COMBIA	PISO DE COMBIA	MIOCENE	
OLIGOCENE						M. DE PIEDRA M. PATIA M. SUAREZ										
EOCENE	F. GUACHINTE/FERREIRA (TOg/TOf)	F. VJES (Tvj)	F. CINTA DE PIEDRA (TQcp)	F. FERREIRA (TPI)	F. CINTA DE PIEDRA (TOcp)	M. RAMPLA M. TIMBA VJES	F. MOSQUERA	F. FERREIRA	F. FERREIRA	F. FERREIRA	F. FERREIRA	F. FERREIRA	PISO DE CINTA DE PIEDRA	PISO SUPERIOR	E: MIOCENE-M. EOCENE	
PALEOCENE	F. CHIMBORAZO (TEc)			F. CHIMBORAZO (TEc)		M. LA CIMA M. AMPUDIA		F. GUACHINTE	F. GUACHINTE	F. GUACHINTE	F. GUACHINTE	F. GUACHINTE	CAUCA GP.	PISO MEDIO	M. EOCENE-PALEOCENE	
	BASAL QUARTZ					F. DE NOGALES	F. PEÑA MORADA								E. TERTIARY-L. CRETACEOUS	
L. CRETACEOUS	(CORDILLERA OCCIDENTAL)	(CORDILLERA CENTRAL)													L. CRETACEOUS	
E. CRETACEOUS JURASSIC	F. ESPINAL (Ke) F. VOLCANICA (Kv) F. CISNEROS (Kc) F. CONSOLIDA (Kmts) F. LAZARO (Kcaa) F. AMPUDIA (Ka)	F. AMAIME (Ja) F. NOGALES (Kn)		F. ESPINAL (Kv) F. AMPUDIA (Ka) F. CISNEROS (Kc) F. ESPINAL (Ke)	F. QUEBRADAGRANDE (Kg) F. AMAIME (KA)	G. DIABASICO (F. SAN ANTONIO)	G. DIABASICO	U.R.M.I. R. INTRUSIVAS BASICAS R. VOLCANICAS F. AGUACLARA R. VOLCANICAS F. MARLOPITO	G. DIABASICO				DIABASE GP.	SERIE DE FALDEQUERA		
								UNIDAD DE ROCAS METAMORFICAS					DAGUA GP.	PISO DEL ESPINAL	F. PORFIRITICA MODERNA	
														SERIE DEL DAGUA	F. PORFIRITICA ANTIGUA	E. CRETACEOUS JURASSIC

**Figura 2.7** Carta de correlación de las unidades de la Cuenca Cauca-Patía según Keith et al., 1988 (Enclosure C.1). La Formación La Paila (TMp) y la Formación La Pobreza (TMpo) de McCourt et al. 1984. En esta lista Van der Hammen (1960) es un error de cita ya que la traducción al español puesto que se quiere dejar lo escrito originalmente por el autor.



**Figura 2.8** Columna generalizada del sector noroeste de la Subcuenca del Cauca (Sinclinal de Miravalles), Modificada de Ríos y Aránzazu (1989).

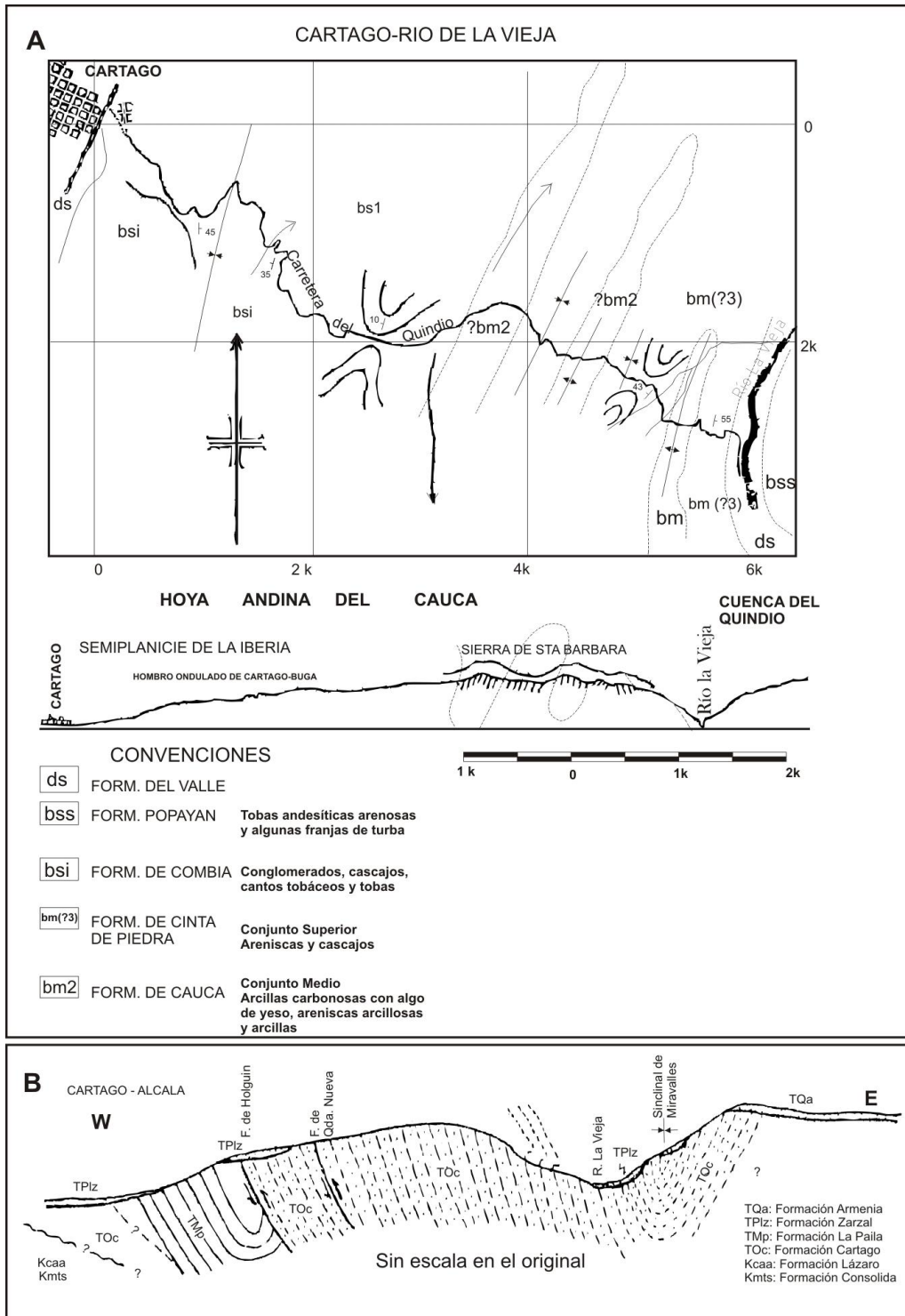
Cardona y Ortiz (1994) encuentran que los depósitos fluvio-volcánicos del abanico del Quindío de la Formación Armenia (McCourt, 1984a) se interdigitan con los de origen lacustre de la Formación La Paila.

Según polen de *Alnus* encontrado en la parte alta, la Formación Zarzal es de edad Pliocena en parte (Suter et al., 2008a; Suter et al., 2008b). Los alisos (*Alnus* sp.) son árboles de origen boreal cuyo arribo a Colombia es datado en cerca de 1 Ma (Hooghiemstra, 1994; Hooghiemstra y Cleef, 1995).

## 2.5 Conclusiones

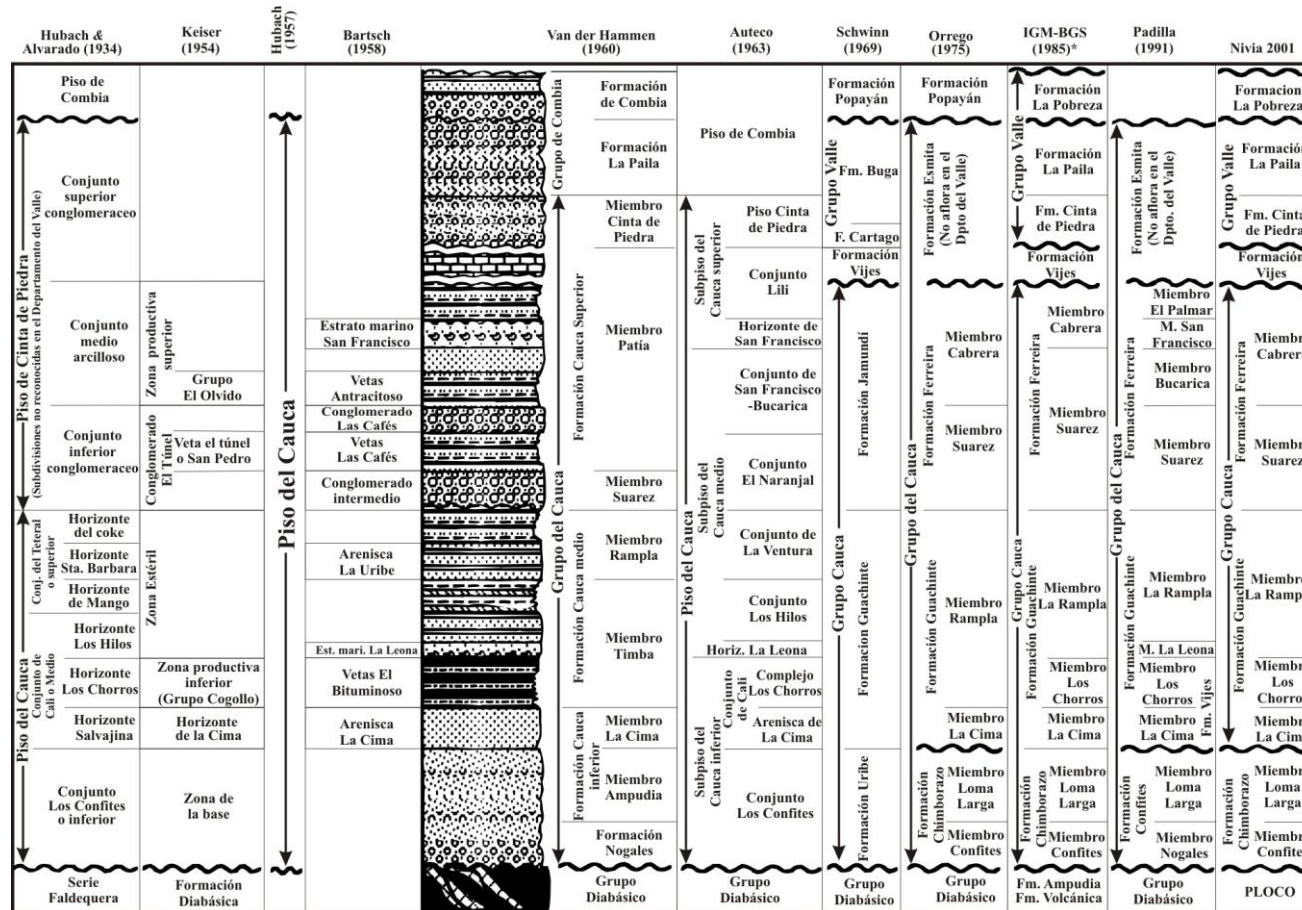
Como resultado del análisis de la documentación que existe sobre las unidades para la Cuenca Cauca-Patía se presenta un cuadro cronoestratigráfico (Figura 2.11), donde algunos de los puntos más notables de la revisión se resumen a continuación:

- En el área de la subcuenca Buga-Cartago el término “Cinta de Piedra” no es aplicable por tener su localidad de origen en la subcuenca del Alto-Patía.
- El término “Cinta de Piedra” fue usado ampliamente en la Cuenca Cauca-Patía en una época en que se presumía contigüidad litológica entre los conglomerados de la subcuenca del Alto-Patía y los de la subcuenca de Buga-Cartago.
- Estrictamente ninguna de las unidades Cenozoicas de la Subcuenca del Alto-Patía afloran en la subcuenca de Buga-Cartago. El uso del término “Cinta de Piedra” para sedimentitas en la Serranía de Santa Bárbara (subcuenca Buga-Cartago”) crea un problema de homonimia (NACSN, 2005) al haber sido usado para nominar conglomerados al occidente de Jamundí (subcuenca Alto-Patía).
- El término “Formación Cartago” se utilizará en la subcuenca Buga-Cartago como un sustituto de “Cinta de Piedra”.
- Las calizas de Vijes (“Formación Vijes”) son oligocenas y forman la extensión más norte de la Subcuenca del Alto-Patía.
- Las Calizas de Vijes (incluidos los conglomerados de Vijes) reposan directamente sobre rocas volcánicas del Grupo Diabásico.



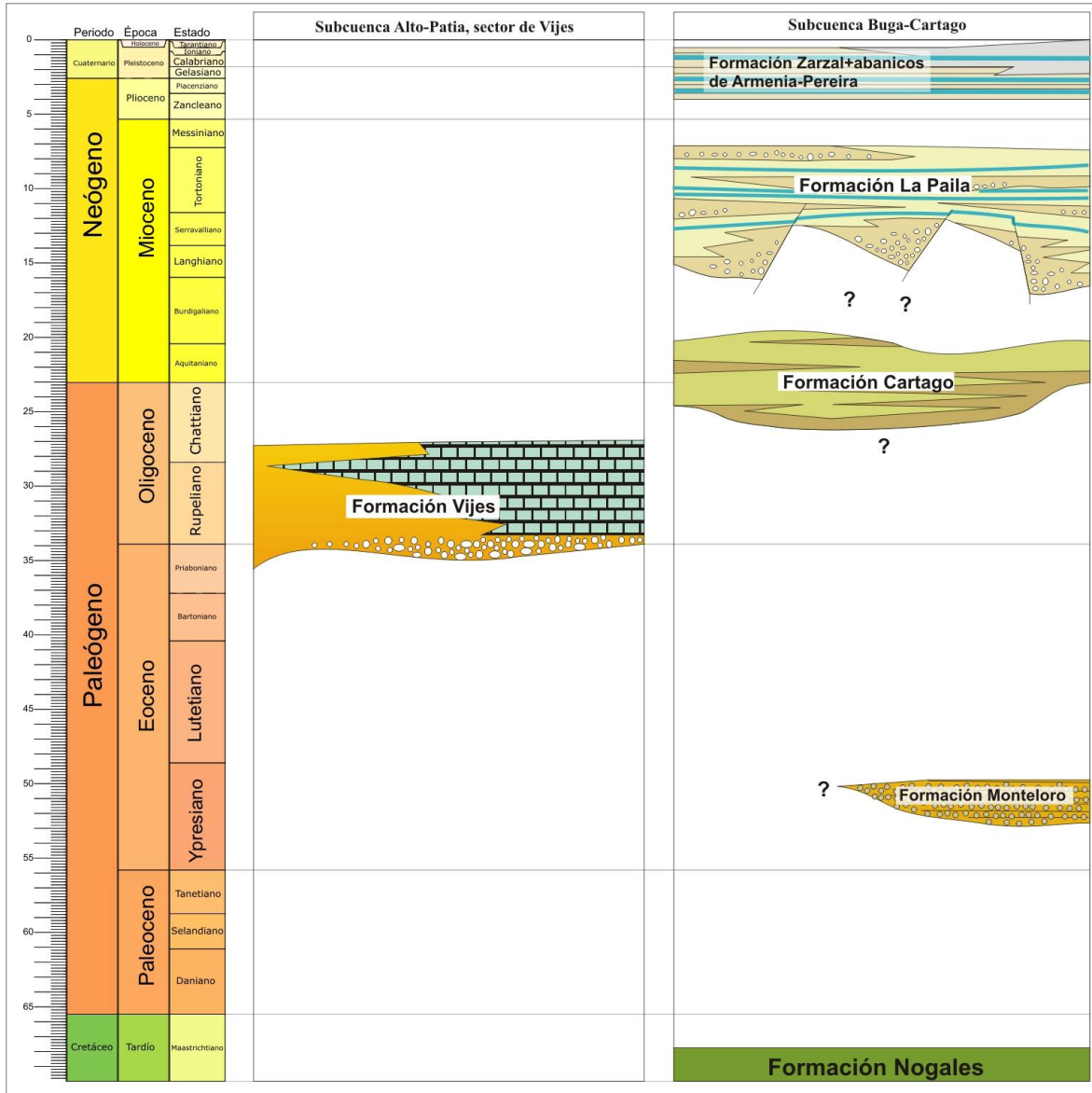
**Figura 2.9** Sección Cartago Alcalá tal como fue interpretada por: A, Hubach y Alvarado (1934); B, Aranzazu y Ríos (1989). Los dibujos fueron digitalizados conservando la estructura gráfica original.





**Figura 2.10** Sinopsis de la nomenclatura para las rocas cenozoicas de la Cuenca Cauca-Patía (“Graben Interandino Cauca-Patía” según Nivia (2001)). En este cuadro Según polen de *Alnus* encontrado en la parte alta, la Formación Zarzal es de edad Pliocena en parte (Suter et al., 2008a; Suter et al., 2008b). Los alisos (*Alnus* sp.) son árboles de origen boreal cuyo arribo a Colombia es datado en cerca de 1 Ma (Hooghiemstra, 1994; Hooghiemstra y Cleef, 1995).

- El término “Formación La Pobreza” debe ser abandonado por considerarse un sinónimo de la Formación La Paila.
- La Formación Buga y la Formación La Paila son términos usados para describir parcialmente las mismas sedimentitas. La edad para estos depósitos es Miocena.
- La parte inferior de la Formación La Paila es equivalente al techo de la Formación Cartago (como se describe en la sección del río Guadalajara).
- La Formación Cartago y en algunos casos la Formación Monteloro reposan discordantemente sobre rocas Cretácicas de la formaciones Amaimé y Nogales.
- En la subcuenca Buga-Cartago aún no han sido definidos los estratos que definen los límites o contactos entre formaciones.



**Figura 2.11** Tabla cronoestratigráfica de las unidades del norte de la subcuenca Alto-Patía y la subcuenca Buga-Cartago. En color azul se resaltan los niveles tobáceos de las Formaciones La Paila y Zarzal. Escala de tiempo según: International Stratigraphic Chart 2008.



### 3. DESCRIPCIÓN DE POLIGONALES Y COLUMNAS

#### 3.1 Introducción

La información de cartografía, muestreos para análisis de laboratorio y levantamiento de columnas obtenida durante los trabajos de campo realizados en cinco secciones, las cuales se ubican en el flanco occidental de la Cordillera Central en el departamento del Valle del Cauca, fue analizada y procesada generando los resultados de este informe. Las secciones de Sur a Norte son: Buga-La Habana, Andalucía-Galicia, La Uribe-Sevilla, La Paila-Sevilla y Armenia-Zarzal

El Anexo 1 es el mapa geológico de la región a escala 1:100.000 presentado en formatos originales (\*.DWG y \*.DXF en formato de impresión (\*.PDF). Los Anexos 1.1 y 1.2 corresponden a mapas geológicos detallados con los respectivos cortes geológicos estructurales de dos secciones representativas de la región de estudio, La Paila-Sevilla y Armenia-Zarzal. El mapa se preparó a partir de las siguientes fuentes de información:

Barrero et al. (1998): Trabajo realizado para ECOPETROL donde se modifican y actualizan trabajos previos de ECOPETROL-ESRI (1989), Keith et al. (1988a; b), Ecopetrol-ICP (1990), Martínez y Rubio (1991), Ordoñez y Arandia (1991), Ecopetrol-Geoestudios (1995), y OXY-Ecopetrol (1991).

Nivia (2001): Mapa geológico del INGEOMINAS actualizado a partir de la compilación de McCourt et al. (1985).

Moreno-Sánchez y Pardo Trujillo (2003): Artículo de la AAPG donde se establecen los límites de las formaciones Nogales y Monteloro.

López (2006): Tesis Msc donde se establece el frente de cabalgamiento del piedemonte de la Cordillera y la cinemática de algunas fallas del piedemonte.

Poligonales realizadas a lo largo de las cinco secciones objeto de este trabajo, Buga-La Habana, Andalucía-Galicia, La Uribe-Sevilla, La Paila-Sevilla y Armenia-Zarzal.

Análisis de imágenes de satélite, fotografías aéreas y Modelo de Elevación Digital del Terreno (MET) generado a partir de datos del NASA\_Shuttle\_Radar\_Topography\_Mission (STRM).

El Anexo 2 es el Mapa de localización de muestras recolectadas, presentado a escala 1:100.000 y a escala 1:25.000 para cada una de las secciones analizadas.

El Anexo 3 es la relación de muestras de superficie presentada según el Formato 1 del EPIS en (.xls).

Los Anexos 4 a 13 contienen las poligonales y columnas de las cinco secciones, presentadas en formato original (\*.DWG) y en formato de impresión (\*.PDF). En los Anexos 14 y 15 se presentan los resultados de los análisis petrográficos y palinológicos de las muestras recolectadas en las diferentes secciones.

En este capítulo se hace una descripción detallada de las poligonales y columnas de tres secciones representativas de la zona de estudio: Cerca a la Uribe (Anexo 9.7), La Paila-Sevilla (Anexos 10 y 11) y Armenia-Zarzal (Anexos 12 y 13).

Las descripciones detalladas de las poligonales y columnas levantadas en las secciones Buga-La Habana, Andalucía-Galicia y La Uribe-Sevilla están contenidas en las tesis realizadas como parte de este estudio (Anexos 16 a 18). Los Anexos 19 a 21 corresponden a tesis de grado elaboradas con base en la información de campo obtenida en toda la región de estudio.

### 3.2 Metodología

En cada sección se realizó la poligonal con la respectiva columna a escala 1:200, los sectores de gran extensión donde no se encontraron afloramientos (tramos cubiertos) se levantaron con rutas y puntos de GPS. Los lineamientos metodológicos y conceptuales tenidos en cuenta para el levantamiento de las poligonales y columnas se presentan en una guía realizada como base para adelantar los trabajos de campo (Anexo 22).

El dibujo de las poligonales se realizó en AutoCAD. Los espesores reales de las capas se calcularon con base en descriptiva y en los ajustes trigonométricos correspondientes. Hay que tener presente que la representación gráfica de las capas en las poligonales (Anexos 4, 6, 8, 10 y 12) corresponde a líneas de rumbo, sin tener en cuenta la topografía local, ya que la topografía regional no tiene resolución a la escala de los afloramientos

Posteriormente se dibujaron las columnas también en AutoCAD (Anexo 4). El esquema gráfico con base en el cual se dibujaron todas las columnas

estratigráficas, se tomó del estudio realizado para FONADE y la ANH por Geoestudios Ltda. (2008).

Las poligonales fueron denominadas de acuerdo a un sitio geográfico conocido (quebrada, cerro) o con relación a la estructura geológica principal, por lo general haciendo notorios los pliegues (sinclinales y anticlinales) que afectan a las diferentes secciones.

Las descripciones de poligonales y columnas no sólo se refieren a las facies litológicas (Tabla 1), también se resalta la existencia de pedogénesis (paleosuelos, algunos con desarrollo de caliches y/o calcretas), actividad volcánica, fallamiento y estructuras secundarias que afectan las diferentes secciones. Para facilitar la interpretación de facies, la descripción de las columnas se hace de base a techo.

Los códigos de facies utilizados para la descripción de las poligonales y en la representación de las columnas estratigráficas en general son tomados de Miall (1996) (Tabla 1 y Capítulo 5 de análisis facial) y para rocas volcanoclásticas se tuvieron en cuenta los conceptos presentados por Borrero et al. (2008).

En los códigos de litofacies (*sensu* Miall) la primera letra indica el tamaño de grano (en inglés) y los subíndices representan la presencia o no de estructuras sedimentarias, por ejemplo Gmm y Gmg son gravas con ausencia de fábrica en los clastos. Para resaltar el aporte volcánico en la Formación La Paila, en las diferentes litofacies se conservó el código original de Miall y se adicionó, separado por una barra, el código Sv<sub>f</sub>, por ejemplo Facies Sh/Sv<sub>f</sub> son arenas con laminación plana paralela y contenido de material volcánico.

En total se levantaron 13.458,8 m de poligonal. El espesor total de columna levantada en afloramiento es de 2.834,9 m (Tabla 2).

En total se tomaron 105 muestras para análisis palinológicos, 45 muestras para análisis geoquímicos y petrográficos, 43 muestras para análisis de tobas y arenas epiclásticas, 33 muestras de conglomerados y 27 muestras para análisis paleobotánicos. Las muestras están ubicadas con georreferencia en el mapa del Anexo 2 y se encuentran relacionadas con coordenadas origen UTM (zona 18) y MAGNA SIRGAS en el Anexo 3.

**Tabla 3.1** Códigos de litofacies utilizados en este estudio. Tomados de la Tabla 4.1 de Miall, (1996). Se adiciona el código facial para facies con componentes volcánicos siguiendo los conceptos establecidos en Borrero et al. (2008).

Código Facies	Facies	Estructuras Sedimentarias
Gmm	Gravas matriz soportadas, masivas	Gradación débil
Gmg	Gravas matriz-soportadas	Gradación normal a inversa
Gci	Gravas clasto-soportadas	Gradación inversa
Gcm	Gravas clasto-soportadas masivas	-
Gh	Gravas clasto-soportadas crudamente estratificadas	Estratificación horizontal, imbricación
Gt	Gravas , estratificadas	Estratificación inclinada en artesas
Gp	Gravas, estratificadas	Estratificación inclinada planar
St	Arena fina a muy gruesa, puede tener cantos	Estratificación inclinada en artesas solitarias o agrupadas
Sp	Arena fina a muy gruesa, puede tener cantos	Estratificación inclinada planar solitarias o agrupadas
Sr	Arena muy fina a gruesa	Laminación inclinada, rizaduras u ondulitas
Sh	Arena muy fina a gruesa, puede tener cantos	Laminación horizontal con alineación de granos o lineación de corriente
Sl	Arena muy fina a gruesa, puede tener cantos	Laminación inclinada de bajo ángulo (<15°)
Ss	Arena fina a muy gruesa, puede tener cantos	Huellas superficiales y amplias
Sm	Arena fina a gruesa	Laminación masiva o desvanecida
Svf	Arena fina a gruesa con contenido de material	Laminación masiva o desvanecida

Código Facies	Facies	Estructuras Sedimentarias
	volcánico (< 65%)	
Fl	Arena, limo, lodo	Laminación fina, rizaduras muy pequeñas
Fsm	Limo, lodo	Masiva
Fm	Lodo, limo	Grietas de desecación, masiva
Fr	Lodo, limo	Bioturbación, raíces, masiva

**Tabla 3. 2** Resumen de poligonales y columnas.

Sección	Longitud Poligonal (m)	Espesor columna	Espesor columna	No. Muestras				
				Polen	Petrogr.	Tobas	Clastos Congl.	Paleob.
		Afloran	Cubierta					
Buga-La Habana	1348,5	643,9	2586	32	13	3		8
Andalucía-Galicia	3766,01	514,51	714,23	2	18	1	11	
La Uribe-Sevilla	3700,83	601,41	1084,16	9	17	11	16	2
La Paila-Sevilla	3360,98	706,87	1322,56	14	19	22	6	
Armenia-Zarzal	1282,49	368,29	59,68	30	13	8		17
<b>Total</b>	<b>13458,8</b>	<b>2834,9</b>	<b>4766,6</b>	<b>105</b>	<b>85</b>	<b>43</b>	<b>33</b>	<b>27</b>

### 3.3 Sección Buga–La Habana

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 4.1).

Se tomaron 40 muestras para análisis palinológicos, 31 muestras para análisis petrográficos, 7 muestras de conglomerados y 3 muestras de arenas epiclásticas (Tabla 1 y Anexo 2). Las muestras están ubicadas con georreferencia en el mapa del Anexo 2 y se encuentran relacionadas con coordenadas en el Anexo 3. En detalle se puede ver su posición estratigráfica en las poligonales del Anexo 4 y en las respectivas columnas estratigráficas del Anexo 5.

La longitud total de poligonal levantada con afloramiento es de 1.348,50 m. El espesor total de columna levantada en afloramiento es de 3.229,90 m (Anexos 4 y 5).

En la zona se identificaron un anticlinal y un sinclinal, ambos asimétricos, con vergencia principal hacia el oeste. También se identificó plegamiento y fallamiento de menor escala.

En esta poligonal se levantaron tres columnas estratigráficas: Columna Flanco oriental del anticlinal (Anexo 5.1), Columna Flanco Occidental del Anticlinal (Anexo 5.2) y Columna Flanco Occidental del Sinclinal (Anexo 5.3), las cuales suman un espesor total de 815,29 m.

La descripción detallada de las columnas se presenta en el Anexo 16 según segmentos que coinciden con los tramos en los que fueron subdivididas las poligonales.

### 3.3.1 Poligonal Flanco Oriental del Anticlinal de Sonso.

La longitud total de la poligonal medida hasta el eje del anticlinal es de 1248,36 m (Anexo 4.1), de los cuales 297,82 m son visibles y 950,54 m se encuentran cubiertos (principalmente son sectores donde están ubicadas viviendas de veredas-caseríos y/o depósitos cuaternarios); el espesor total de columna es de 578,8 m, con 95,1 m visibles y 483,7 m cubiertos (Anexo 5.1).

La descripción detallada de las columnas se presenta en el Anexo 17 según segmentos que coinciden con los tramos en los que fue subdividida la poligonal en este flanco:

### 3.3.2 Poligonal Tramo Puente Negro (entre d1 y d28)

Mediante el trazo de la poligonal se levantó un tramo de 592,44 m de longitud, de los cuales 466,96 m se encuentran cubiertos y 125,49 m son visibles (Anexo 4.1.1). Este tramo comprende el techo de la unidad.

### 3.3.3 Poligonal Tramo Hacienda La Guinea (entre d28 y d46a).

La poligonal se levantó a lo largo de la vía principal, en el tramo recorre los linderos de la Hacienda La Guinea, la cual tiene 311,22 m de longitud; con 138,89 m cubiertos y 172,33 m visibles (Anexo 4.1.2). 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.

#### Columna Flanco Oriental del Antidinal de Sonso

Esta columna se levantó con las poligonales (Tramo Puente Negro)

Segmento A. El espesor de columna correspondiente a este segmento es de 254,83 m, con 216,52 m cubiertos y un espesor visible de 38,32 m (Anexo 5.1).

Segmento B: Este segmento de la columna estratigráfica corresponde al tramo de poligonal (Hacienda La Guinea), tiene un espesor de 86,44 m, con 48,85 m cubiertos y 37,59 m visibles (Anexo 5.1).

Coordenadas UTM (Zona 18): Base: 359.475 E – 429.895 N; Tope: 360.380 E – 430.240 N.

### 3.3.4 Poligonal Flanco Occidental del Anticlinal de Sonso

Este tramo fue subdividido en dos partes puesto que presenta el cambio de disposición de los estratos. El primer tramo tiene 344,70 m de longitud (Anexo 4.1), se encuentra cubierto por las viviendas de la Vereda Guadualejo y corresponde a la última parte medida del flanco oriental del anticlinal.

La longitud total de la poligonal es de 1388,86 m, de los cuales 143,02 m son visibles y 1245,83 m están cubiertos (por viviendas, abundante vegetación y/o sedimentos cuaternarios).



El espesor total de columna es de 405,5 m, con 42,50 m visibles y 363 m cubiertos. Las descripciones de este flanco corresponden también al flanco oriental del sinclinal (Anexo 17).

### 3.3.5 Poligonal Tramo (a) Vereda Guadualejo.

Este tramo fue subdividido en dos partes, que cubren un sector antes del eje del anticlinal y uno inmediatamente después del mismo. El primero fue medido hasta el eje con una longitud de 344,70 m (Anexo 4.1) y se encuentra cubierto por las viviendas de la Vereda Guadualejo. Este tramo corresponde al Segmento C de la columna estratigráfica.

### 3.3.6 Poligonal Tramo (b) Vereda Guadualejo.

Tramo de la poligonal que se encuentra cubierto (principalmente por las viviendas de la vereda), con 117,63 m de longitud (Anexo 4.1) y un espesor total en la columna estratigráfica de 98.18 m (Anexo 5.2), correspondiente al Segmento C de la columna estratigráfica.

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 a SW y geomorfológicamente sobre la margen izquierda del río puede observarse el cambio de la unidad, entre los puntos del GPS G016 y G017. (Anexo 4.1). 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 (Sh); b- arcillolita verde oliva que contiene hojas, tallos y semillas (Fsm); c- arenitas con laminación planoparalela (Sh); d- arenita de grano fino con nivel de gránulos al techo; e- arenita muy fina intercalada con lodolita (FI) y f- conglomerado dastosoportado con dastos de tamaño guijo (Gcm).

### 3.3.7 Poligonal Tramo Ecohotel los Guadales.

En este sector los estratos tienen una tendencia de buzamiento hacia el SW. La poligonal medida tiene 340,58 m de longitud, donde 143,02 m son visibles y

197,56 m cubiertos (Anexo 4.1.3). 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". En los afloramientos es notable el diadasamiento de la unidad y la presencia de fallas locales.

#### Columna Flanco occidental del Antidinal de Sonso

La columna tiene un espesor de 140,81 m, de los cuales 82,27 m son visibles y 52,97 m cubiertos (Anexo 5.2); básicamente se constituye de conglomerados clasto y matriz soportados, alternando con capas gruesas de arenitas y lodolitas.

Coordenadas UTM para la base: 359.289,00 – 429.846,00 - Tope: 358.147,95 – 430.079,33.

#### 3.3.8 Poligonal Flanco Occidental del Sinclinal de Sonso

La longitud total de la poligonal es de 592,73 m, donde 203,06 m son visibles y 389,67 m cubiertos (Anexo 4.1). Para la columna se tiene 126,4 m visibles y 237,8 m cubiertos para un total de 364,2 m (Anexo 5.3). 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.

#### 3.3.9 Poligonal Tramo Vereda La Granjita, Hacienda "River Side" .

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 198,17 m, donde 94,24 m son visibles y 103,93 m cubiertos (Anexo 4.1.4). En este tramo se tomó un camino corto que parte de la vía principal hasta una pequeña quebrada ubicada a 8 m detrás del afloramiento, cuyos datos, descripciones y medidas fueron amarrados a la poligonal principal.

#### Columna Flanco Occidental del Sinclinal de Sonso

Coordenadas UTM para la Base: 357.612,53 – 430.131,70 - Tope: 358.147,95 – 430.079,33.

El Segmento E corresponde al 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 cubiertos (Anexo 5.3).

El Segmento F corresponde al tramo de poligonal (Club del Río) y tiene un espesor de 165,83 m, con 42,53 m visible y 123,3 m cubiertos (Anexo 5.3).

La descripción detallada de esta columna se encuentra en el Anexo 17.

### 3.4 Sección Andalucía – Galicia

La información geológica obtenida a lo largo de esta sección fue determinada por medio de los afloramientos encontrados en la vía principal Andalucía-Galicia cuya orientación preferencial es Oeste - Este.

Los diferentes tipos de rocas descritos en campo fueron proyectados sobre la poligonal abierta (Anexo 6.1) levantada en este sector (haciendo control de las estaciones con ayuda de GPS), lo cual permitió determinar sus disposiciones, longitudes, espesores y por consiguiente la elaboración de las columnas estratigráficas respectivas.

En esta sección se tomó una muestra para análisis palinológicos, 11 muestras para análisis petrográficos, 59 muestras de conglomerados y dos muestras de arenas epiclásticas (Tabla 1 y Anexo 2). Las muestras están ubicadas con georreferencia en el mapa del Anexo 2 y se encuentran relacionadas con coordenadas en el Anexo 3. En detalle se puede ver su posición estratigráfica en las poligonales del Anexo 6 y en las respectivas columnas estratigráficas del Anexo 7.

La longitud total de poligonal levantada con afloramiento es de 3.766,04 m. El espesor total de columna levantada en afloramiento es de 514,51 m (Anexos 6 y 7).

En general, la sección está constituida por conglomerados polimícticos dasto soportado que varían de masivos a imbricados con pequeñas intercalaciones de lentes y/o capas de arenitas; presentan variaciones en el grado de meteorización, compactación, cementación, esfericidad, redondez.

La composición varía en el mismo sentido W-E, es decir, hacia el oeste predominan los clastos de: cuarzo lechoso, pórfidos andesíticos, microgabros y gabros,

mientras que hacia el este sobresalen los clastos de basalto, chert y rocas sedimentarias (areniscas, lodolitas).

Estructuralmente se tiene 2 rasgos a destacar: una zona de falla regional y la existencia de un anticlinal asimétrico cuyo eje aproximado está ubicado entre las estaciones AG 124 y AG 125; las poligonales desde la estación AG-041 hasta AG-124 muestran el flanco oeste y las poligonales de las estaciones AG-125 hasta AG-175 muestran el flanco este; además se cuenta con fallamientos y diaclasa a escala local.

La zona de falla regional es reconocida en campo debido a la presencia de rocas altamente trituradas y deformadas. La falla muestra una disposición general N18°W/62°SW. Después de este sector (dirección de la poligonal W-E) se tiene un aumento significativo en el fallamiento local.

Debido a las condiciones estructurales de la zona de estudio la columna estratigráfica ha sido dividida en 3 tramos principales y 2 subdivisiones (Oeste - Este) para facilitar su comprensión y análisis.

El primer tramo involucra la descripción realizada en la Columna Segmento A, el segundo tramo en la Columna Segmento B y el tercero la Columna Segmento C "Cantera Galicia". Las Columnas Segmento D y Segmento E representa tramos ubicados en dos desvíos en la margen izquierda de la vía en sentido W-E, que dan información adicional acerca de la litología existente.

La Columna Segmento A (Anexo 7.1) fue levantada desde las estaciones AG-001 hasta AG-041. Entre las estaciones AG-036 y AG-041 se considera la descripción de las rocas existentes dentro de la zona de falla regional, determinando AG-041 como el fin de dicha zona.

La Columna Segmento B (Anexo 7.2) define las rocas encontradas en el flanco oeste del anticlinal y fue realizada desde las estaciones AG-041 hasta AG-124, es decir, se encuentra limitada por el fin de la zona de falla y el eje del anticlinal.

La Columna Segmento C (Anexo 7.3) "Cantera Galicia" representa la litología existente en el flanco Este del anticlinal ubicado entre las estaciones AG-125 y AG-175.

Las Columnas Segmento D y E fueron levantadas entre las estaciones AG-085A, AG085F y AG-117A, AG117I respectivamente.

En el Anexo 6.1 se presenta la poligonal con las respectivas proyecciones que permitieron realizar los cálculos de los espesores reales, los puntos de GPS que se

emplearon para georreferenciar las diferentes estaciones de la poligonal y la litología (mapa geológico) existente en la zona de estudio. La poligonal tiene una longitud aproximada de 3493,3 m.

Los datos de la poligonal se procesaron y generaron las respectivas poligonales en 3D y 2D. Para el cálculo de los espesores reales de las capas se hicieron los respectivos ajustes a partir de cálculos trigonométricos y por geometría descriptiva (Anexo 6.1).

En los Anexos 7.1 a 7.5 se aprecian las diferentes columnas estratigráficas de la sección Andalucía – Galicia y la relación de muestras recolectadas.

La descripción detallada de las columnas se presenta en el Anexo 17 según segmentos que coinciden con los tramos en los que fueron subdivididas las poligonales.

#### 3.4.1 Poligonal Flanco Occidental Antidinal (Segmento A)

En este sector la longitud de la poligonal es de 693,08 m (Anexo 6.1.1) de los cuales 49,21 m cubiertos y 154.49 m aflorantes. La poligonal y la columna fueron elaboradas desde la estación AG-001 hasta AG-041 debido a que en esta última se presenta una zona de falla regional.

##### Columna Segmento A

Esta columna se levantó con la poligonal Flanco Occidental Antidinal (Segmento A) que corresponde a un espesor de 203,7 m en dicha columna (Anexo 7.1).

En esta columna se observa un conglomerado polimíctico clasto soportado principalmente masivo con lentes decimétricos de arenitas a arenitas conglomeráticas; además presentan paquetes de arenitas epiclásticas. Las rocas tienen planos de estratificación N52°E/24°NW medidos en la estación AG-021. Los fallamientos locales se evidencian por el desplazamiento de lentes de arenitas, presencia de harina y estrías de falla.

Dentro de la litología se cuenta con intercalaciones de lodolitas negras y arenitas pardas con una disposición general N55°E/25°NW medidos en la estación AG-027.

Entre las estaciones AG-036 y AG-041 la columna corresponde a la zona de falla regional. Litológicamente es un conglomerado polimíctico masivo (caótico) con

presencia de material triturado rodeando los clastos (los cuales alcanzan tamaños hasta de 40 cm) y lentes de arenitas deformados. La disposición general de la falla regional es N18°W/62°SW con estrías de falla, y *plunge* 52°SW; son fallas sintéticas y antitéticas, estructuras anastomosadas y clastos descabezados.

### 3.4.2 Poligonal Flanco Occidental Antidinal (Segmento B)

En este sector la longitud de la poligonal es de 1.857,85 m (Anexo 6.1).

#### Columna Segmento B

Presenta un espesor de 764,18 m en la columna estratigráfica (Anexo 7.2); de los cuales 199,14 m aflorantes y 565,04 m cubiertos.

La columna entre las estaciones AG-041 y AG-124 corresponde al flanco oeste del anticlinal encontrado en la zona y cuyo eje está aproximadamente en la estación AG 124.

Se observa un conglomerado polimíctico clasto soportado que varía de masivo a imbricado, con gradaciones normal a inversa y lentes decimétricos de arenitas y arenitas conglomeráticas; en algunos sectores las arenas conglomeráticas presentan pequeños canales dentro del conglomerado o estratos individuales de varios metros de espesor.

### 3.4.3 Poligonal Flanco Oriental Anticlinal (Segmento C)

La longitud de la poligonal en este sector es de 735,02 m (Anexo 6.1.2) de éste 112,55 m son de roca aflorante y 89,12 m cubiertos.

#### Columna Segmento C "Cantera Galicia"

El espesor total de la columna es 201,66 m (Anexo 7.3); la poligonal fue elaborada desde la estación AG-125 hasta AG-175 (sin incluir las estaciones AG 161 a AG 169).

En la columna se puede observar básicamente un conglomerado clasto soportado imbricado a masivo (posible gradación normal o inversa) con lentes decimétricos que muestran variaciones internas de arenitas, arenitas conglomeráticas y conglomerados matriz soportados; cabe anotar que en esta sección los clastos

están cementados con carbonato de calcio. En algunos sectores las gravas se encuentran definiendo estructuras inclinadas festoneadas o en artesa. Los canales que se encuentra hacia el tope de esta columna están conformados por variaciones de arenita, arenitas conglomeráticas, conglomerado dasto soportado masivo y/o con estratificación inclinada festoneada. Las rocas tienen buzamientos con dirección SE.

#### 3.4.4 Poligonal Segmento D

La longitud de la poligonal en este sector es de 79,29 m (Anexo 6.1).

##### Columna Segmento D

Presenta un espesor total de 11,70 m en la columna estratigráfica (Anexo 7.4). Se tiene un conglomerado clasto soportado masivo a imbricado con lentes y capas de arenitas y arenitas conglomeráticas; las arenitas pueden tener laminación plana paralela

#### 3.4.5 Poligonal Segmento E

La longitud de la poligonal en este sector es de 118,98 metros (Anexo 6.1).

##### Columna Segmento E

Presenta un espesor total de 59,87 m en la columna estratigráfica (Anexo 7.5). Este segmento corresponde principalmente a un conglomerado clasto soportado imbricado a masivo con lentes de arenitas masivas y arenitas conglomeráticas que pueden variar de masivas a tener estratificación inclinada festoneada.

### 3.5 Sección La Uribe - Sevilla

En la sección La Uribe – Sevilla se destaca la presencia de dos estructuras sinclinales y una estructura anticlinal. La vía que conduce de Uribe a Sevilla corta estas estructuras de geometría amplia que también se hacen evidentes en la geomorfología de la zona. (Anexo 8.1).



En esta sección se tomaron 10 muestras para análisis palinológicos, 13 muestras para análisis petrográficos, 16 muestras de conglomerados, 9 muestras de arenas epiclásticas y 2 muestras de paleoflora (Tabla 1 y Anexo 2). Las muestras están ubicadas con georeferencia en el mapa del Anexo 2 y se encuentran relacionadas con coordenadas en el Anexo 3. En detalle se puede ver su posición estratigráfica en las poligonales del Anexo 8 y en las respectivas columnas estratigráficas del Anexo 9.

La longitud total de poligonal levantada es de 1008,73 m. El espesor total de columna levantada en afloramiento es de 2.692,10 m (Anexos 8 y 9).

La poligonal se levantó casi en su totalidad por la vía principal y dos tramos de la misma fueron levantados en terrenos que se encuentran al lado derecho de la vía que conduce de La Uribe hacia Sevilla. Los tramos comprendidos entre d012 y d076 corresponden al flanco oeste del sinclinal A, en este sector predominan los conglomerados polimícticos clasto-soportados levemente imbricados con lentes de arenita y hacia el techo se encuentran arenitas con laminación plana paralela y algunos niveles lodosos buzando hacia el E.

Los tramos comprendidos entre d079 y d111 hacen parte del flanco este del sinclinal A (flanco Oeste del anticlinal B), este sector se encuentra en su mayoría cubierto y afloran arenitas gruesas a ligeramente conglomeráticas y en menor cantidad conglomerados polimícticos clasto-soportados con estratificación inclinada en artesa y masivos en algunos sectores, con lentes de arenita; los estratos en este sector se encuentran buzando hacia el W.

El trayecto entre d111 y d205 hace parte del flanco este del anticlinal B (flanco oeste del sinclinal C), en su mayoría se encuentra cubierto predominando los conglomerados polimícticos clasto-soportados masivos y arenitas de tamaño medio a ligeramente conglomeráticas hacia la base; hacia el techo se encuentran niveles lodosos y arenitas tobáceas intercalados con conglomerados polimícticos clasto-soportados levemente imbricados. Los tramos comprendidos entre d178 - d179, d197 - d198 y d201- 202 fueron levantados con GPS por ser tramos extensos donde no se encontraron afloramientos, el buzamiento en este tramo es hacia el E. Entre d205 y d214 los estratos buzaban hacia el W, predominan hacia la base conglomerados levemente imbricados con lentes de arenita y arenita ligeramente conglomerática, hacia el techo se presentan tobas, lodolitas verdes y arenitas medias ligeramente conglomeráticas, que corresponden al flanco este del sinclinal C.

La longitud total de la poligonal levantada en esta sección es de 3.599,09 m, de los cuales 2.080,49 m son cubiertos y 1.518,6 m son aflorantes. El espesor real total

de la sección levantada es de 1.631,67 m, de los cuales 1.159,89 m corresponden a espesor real perdido y 471,78 m al espesor real de roca aflorante.

La descripción detallada de las columnas se presenta en el Anexo 18 según segmentos que coinciden con los tramos en los que fueron subdivididas las poligonales.

### 3.5.1 Poligonal Segmento A

La sección se levantó en un terreno ubicado al lado derecho de la vía La Uribe – Sevilla. Corresponde al tramo de poligonal entre delta 1 y delta 11; tiene una longitud total de 113,24 m, de los cuales 11,69 m están cubiertos y 101,55 m están aflorando (Anexo 8.1.1).

#### Columna Segmento A

El espesor real es de 72,2 m, 63,99 m aflorantes y 8,21 m cubiertos (Anexo 9.1). En este sector predominan los conglomerados polimícticos clastosoportados de tamaño guijo a guijarro levemente imbricados (facies Gh) con lentes de arenita media a ligeramente conglomerática (facies Sgm). Se encuentran afectados por dos fallas locales.

### 3.5.2 Poligonal Flanco Occidental Sinclinal A (Segmento B)

Esta sección se levantó a lo largo de la vía La Uribe – Sevilla en la “curva del violín” y en un potrero al lado derecho de ésta. Compreendida entre los deltas 12 y 77. Posee una longitud total de 1.334,6 m de los cuales 289,66 m son cubiertos y 878,99 m son aflorantes (Anexo 8.1.2);

#### Columna Flanco Occidental Sinclinal A (Segmento B)

El espesor real total es de 278,51 m donde el tramo cubierto es de 88,67 m y el aflorante es de 189,84 m (Anexo 9.2). Se encuentra afectada por fallas locales, la tendencia general del buzamiento en esta sección es hacia el E y hace parte del flanco oeste del sinclinal A.

Predominan los tamaños gruesos representados por conglomerados clastosoportados levemente imbricados (Gh) que varían de tamaño guijo a guijarro con

lentes de arenita gruesa masiva (Sm) y un lente de gravas con estratificación inclinada (Gt), también se observan en menor cantidad conglomerados clasto-soportados polimícticos masivos (Gcm). En algunos sectores se presentan intercalaciones de conglomerados polimícticos clasto-soportados imbricados (Gh) y masivos (Gcm) con arenitas masivas (Sm). Hacia el final de la sección el tamaño de grano disminuye y se aprecian arenitas conglomeráticas (Sgm), masivas (Sm) y con laminación plana paralela (Sh) intercalada con conglomerados clasto-soportados polimícticos masivos (Gcm).

### 3.5.3 Poligonal Flanco Oriental Sinclinal A (Segmento C)

En este sector se levantó la poligonal por la vía principal La Uribe – Sevilla, corresponde al tramo comprendido entre los deltas 78 y 114. La longitud de esta poligonal es de 569,21 m donde 464,14 m son cubiertos y 105,07 m son aflorantes (Anexo 8.1.3);

#### Columna Flanco Occidental Sinclinal A (Segmento B)

El espesor real es de 382,41 m donde 307,20 m están cubiertos y 75,21 m están aflorando (ver anexo 9.3). Los estratos muestran una disposición hacia el W y hacen parte del flanco este del sinclinal A (flanco Oeste del anticlinal B).

En este tramo de la poligonal predominan los sedimentos arenosos, se encuentran intercalaciones de arenitas masivas (Sm) de tamaño fino a ligeramente conglomeráticas (Sgm) con niveles de arenitas con laminación inclinada festoneada (St), de arenitas con laminación plana paralela (Sh) y de conglomerados polimícticos clasto-soportados masivos (Gcm) y con estratificación inclinada en artesa (Gt).

### 3.5.4 Poligonal Flanco Oriental Anticlinal B (Segmento D)

Este tramo de poligonal se levantó sobre la vía que conduce de La Uribe hacia Sevilla. Se encuentra entre los deltas 115 y 146. La longitud de este tramo es de 763,58 m donde 742,43 m son cubiertos y 2115 m aflorantes (Anexo 8.1.4).

#### Columna Flanco Oriental Anticlinal B (Segmento D)

El espesor real es de 102,5 m de los cuales 98,44 m son cubiertos y 3,61 m están aflorando (Aanexo 9.4). Los estratos buzanan hacia el E y hacen parte del flanco oriental del anticlinal B (flanco oeste del sinclinal C). Se encuentra altamente afectado por fallas.

En este sector se observan intercalaciones de conglomerados polimícticos clasto-soportados masivos de tamaño guijarro (Gcm) con arenitas masivas de tamaño medio (Sm) y arenitas conglomeráticas (Sgm).

### 3.5.5 Poligonal Flanco Oriental Anticlinal B (Segmento E)

Este sector se levantó por la vía principal que conduce de La Uribe hacia Sevilla. Se encuentra ubicada entre los deltas 151 y 205. Gran parte de esta sección se encuentra cubierta, por lo que fue levantada en su mayoría con GPS y fue necesario dividir la sección en 3 secciones adicionales con el fin de mostrar con mayor detalle la litología aflorante (Anexo 8.1).

La longitud de esta poligonal es de 742,38 m, de los cuales 499,36 m son cubiertos y 243,02 m son aflorantes.

#### Columna Flanco Oriental Anticlinal B (Segmento E)

El espesor real es de 678,17 m donde 576,09 m son cubiertos y 102,08 m. (Anexo 9.5) El espesor cubierto en esta sección comprendido entre el delta 205 y el eje del sinclinal C no se halló debido a diferencias muy marcadas en los datos estructurales (se infiere falla regional) lo que puede llevar a errores en el cálculo del mismo.

Segmento E1: En este tramo está comprendido entre los deltas 151 y 178, se observan estratos de arenita masiva (Sm) de tamaño medio, arenita conglomerática (Sgm) y conglomerados polimícticos clasto-soportados masivos de tamaño guijo y guijarro (Gcm) y en menor proporción conglomerados levemente imbricados (Gh). (Anexo 8.1.5 y 9.5).

Sección E2: Está entre los deltas 179 y 197, predominan los conglomerados polimícticos clasto soportados levemente imbricados de tamaño guijarro (Gh) intercalados con lodolitas masivas (Fsm) verdes con materia orgánica. (Anexo 8.1.5 y 9.5).

Sección E3: Se encuentra entre los deltas 198 y 205, en este sector se observan conglomerados polimícticos clasto-soportados levemente imbricados de tamaño guijo y guijarro (Gh) con lentes de arenitas intercalados con lodolitas masivas (Fsm) y algunos niveles tobáceos (Svf) (Anexos 8.1.4 - 9.5).

### 3.5.6 Poligonal Flanco Oriental Sinclinal C (Segmento F)

Este tramo se levantó por la vía principal La Uribe – Sevilla, está ubicado entre los deltas 206 y 214. La longitud de este sector es de 242,03 m donde 73,21 m son cubiertos y 168,82 m están aflorando (Anexo 8.1.6).

### Columna Flanco Oriental Sindinal C (Segmento F)

El espesor real es de 118,33 m de los cuales 81,28 m están cubiertos y 37,05 m se encuentran aflorando (Anexo 9.6).

Esta sección se caracteriza por tener niveles tobáceos (Svf), conglomerados polimícticos clasto-soportados levemente imbricados de tamaño guijarro (Gh) algunos con lentes de arenita, arenitas masivas (Sm), arenitas conglomeráticas (Sgm), arenitas con laminación inclinada festoneada con concreciones de carbonatos e intraclastos de arcilla (St) y lodolitas masivas (Fsm).

### 3.5.7 Poligonal Sección Cerca a La Uribe

Cerca al peaje de La Uribe aflora una unidad geológica de morfología suave (Figura 1), los afloramientos son limitados ya que en su mayoría esta unidad se encuentra cubierta por pastos y arbustos, sin embargo la continuidad de sus estratos puede inferirse por amplios sectores debido a su disposición en estratos tabulares. Está compuesta principalmente por tobas, seguidas de arenitas, arenitas conglomeráticas con componentes volcánicos y en menor proporción lodolitas. Esta unidad presenta una disposición estructural N80E/35W con poca variación en la zona.

Se tomaron 9 muestras para análisis palinológicos, 13 muestras para análisis petrográficos y 11 muestras de tobas y arenas epiclásticas (Tabla 1 y Anexo 2). Las muestras están ubicadas con georreferencia en el mapa del Anexo 2 y se encuentran relacionadas con coordenadas en el Anexo 3. En detalle se puede ver su posición estratigráfica en la columna estratigráfica del Anexo 9.7.

El espesor total de columna levantada en afloramiento es de 25.82 m (Anexos 8 y 9).

#### Columna Sección cerca a La Uribe

Se levantó una columna de 23,7 metros de espesor (Anexo 9.7). Esta columna resultó del levantamiento de dos segmentos así:

Segmento inferior (Sección inferior de la Columna). Desde los puntos de GPS N4 15. 303 W76 05.986 a la base y N4 15.317 W76 05.990 al tope. Con una base cubierta por la vegetación, se presentan 10 metros de tobas de color habano, grises o blanquecinas, (Figura 3.1) de diferentes tamaños de grano, desde finas hasta gruesas y en sectores con tamaños lapilli y pómez (0-15%); macizas, gradadas inversa o normalmente o con niveles lenticulares de lapilli y pómez. Estratos tabulares de espesores decimétricos (Figura 3.2). En el techo se continúan con la base del segmento 2.

Segmento superior (Sección superior de la columna). Desde los puntos de GPS N4 15.326 W76 05.958 a la base y N4 15.337 W76 05.953 al tope (Figura 3.3). La base de este segmento se encuentra a una distancia aproximada de 60 m del tope del segmento inferior, separados por un pequeño drenaje. La continuidad de la columna se determinó mediante proyección visual de los estratos. Este segmento presenta un espesor de 13,7 metros compuesto por tobas de grano medio a fino y color gris a habano, arenitas conglomeráticas con estratificación en artesa con intraclastos de arcilla, arenitas líticas con laminación plana paralela y lodolitas pardas a grises, macizas con marcas de raíces y en ocasiones moteadas. Estratos de espesores decimétricos (columna Anexo 9.7). El techo se encuentra cubierto por vegetación, sin embargo geomorfológicamente se puede determinar la continuidad de la sucesión.

Tobas. Tobas de grano fino a tobas de lapilli (entre 1/16 y 4 mm), tobas de cristales y tobas vítreas, de color habano gris o blanquecino, macizas, gradadas (gradación normal o inversa), con laminación inclinada en artesa (Figura 3.4) o con estratificación ondulosa. Estratos tabulares de espesores decimétricos. Están compuestas de cristales de anfíboles, feldspatos, cuarzo y biotitas en una matriz fina (vítrea). La laminación inclinada y la laminación ondulosa está definida por fragmentos tamaño lapilli. Los contactos son planos e irregulares. Las tobas de grano fino pueden contener fósiles de plantas (hojas) bien preservadas y de manera poco frecuente moluscos de agua dulce.

Arenitas. Arenitas de tamaño de grano medio a conglomeráticas. Pueden presentar estratificación inclinada en artesa o laminación plana paralela. Estratos





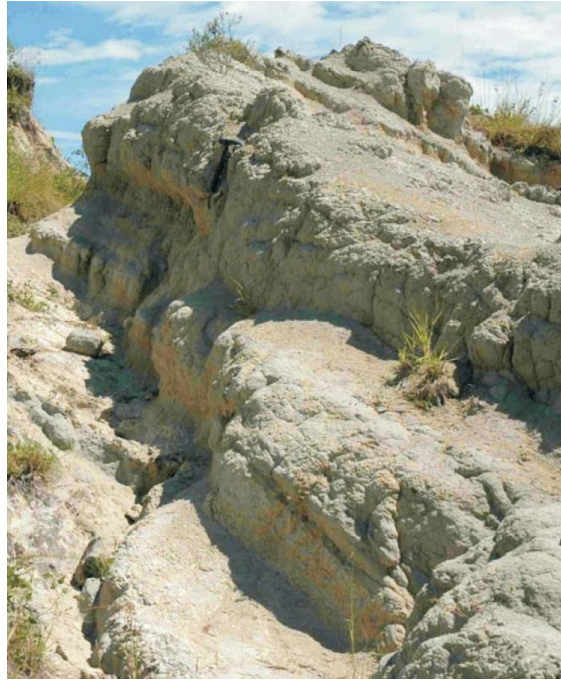
**Figura 3. 1** Segmento inferior de la sección levantada en el sector de La Uribe. En primer plano tobas de color habano a blanco, en estratos de espesores decimétricos.

de espesores decimétricos, granos sub-angulares a sub-redondeados con alta esfericidad; pobremente seleccionada, compuesta por cuarzo, chert y líticos (Figura 3.5). Pueden contener de manera ocasional finísimos cristales de cuarzo bipiramidal. Las arenitas con estratificación inclinada en artesa presentan de manera frecuente intradastos de arcilla.

**Conglomerados.** Conglomerados arenosos de gránulos (con guijos ocasionales), clasto-soportados, muy mal seleccionados, granos subredondeados a subangulares, pueden presentar estratificación inclinada en artesa representada por niveles de clastos, clastos de arcilla o magnetita (color oscuro). Entre los componentes se tienen pumitas, cherts, arenitas, granos de cuarzo y cristales de anfíboles y feldespatos.

**Lodolitas.** Arcillolitas limosas color pardo, amarillo o de tonos rojizos, macizas o con una incipiente laminación, con frecuentes marcas de raíces. Puede presentar moteados de colores variados. Se presenta en espesores métricos a decimétricos, puede asociarse a niveles decimétricos de tobas (Figura 3.6)





**Figura 3.2** Tobas en estratos tabulares de espesores decimétricos. Segmento inferior de la unidad descrita cerca a La Uribe.



**Figura 3.3** Segmento superior de la Sección de La Uribe. Obsérvese los estratos en disposición tabular.



**Figura 3.4** Tobas de cristales y lapilli con láminas inclinadas, en el segmento superior de la sección La Uribe.



**Figura 3.5** Arenitas conglomeráticas en estratos de espesores decimétricos, presentes en el segmento superior de la sección de La Uribe.





**Figura 3.6** Lodolitas macizas interestratificadas con tobas de grano fino (parte superior). Sección de La Uribe. La longitud total de poligonal levantada con afloramiento es de 3.148,53 m.

### 3.6 Sección La Paila – Sevilla

En esta sección se obtuvieron datos de geomorfología y geología a lo largo del carretable que de Sevilla conduce a La Paila (Anexo 1). Se levantaron poligonales con GPS y con cinta y brújula en seis (6) tramos señalados con rutas y puntos del GPS en los Anexos 1 y 10.1.

Se tomaron 14 muestras para análisis palinológicos, 4 muestras para análisis petrográficos, 6 muestras de conglomerados y 6 muestras de arenas epiclásticas (Tabla 1 y Anexo 2). Las muestras están ubicadas con georreferencia en el mapa del Anexo 2 y se encuentran relacionadas con coordenadas en el Anexo 3. En detalle se puede ver su posición estratigráfica en las poligonales del Anexo 10 y en las respectivas columnas estratigráficas del Anexo 11.

Las poligonales se levantaron por tramos aprovechando afloramientos en terrenos, caminos y a lo largo del carretable que de Sevilla conduce a La Paila (Anexo 10). La poligonal del tramo Q. C. La Bamba corta el lado occidental del Sinclinal A, la poligonal del tramo C. Potrero La Bamba corta su lado oriental. Las poligonales de los tramos Potrero Artesa, Carretable Los Alcázares-Martillo y Potrero Totoro

cortan el lado occidental del Sinclinal A. La poligonal del tramo Carreteable Cantera La Esperanza se encuentra en un bloque limitado por fallas. La poligonal del tramo Potrero Quebrada del Negro se encuentra al sur del río La Paila (Anexo 10).

El espesor total de columna levantada en afloramiento es de 720,21m. (Anexos 10 y 11).

Los datos muestran en el extremo oriental una estructura sinclinal (Anexo 1.1 y Anexo 10.1) que no se encuentra en la cartografía reciente del INGEOMINAS (Nivia, 2001), pero que había sido identificada previamente en los trabajos de Keith et al. (1988a). En este sector no existe ningún indicio de la Falla Quebrada Nueva trazada en el mapa del departamento del Valle por Nivia (2001).

Hacia el occidente los datos definen un anticlinal que concuerda parcialmente con el cartografiado por Keith et al. (1988), pero en este trabajo se infiere con base en datos geomorfológicos, que está truncado en el sur por una falla de dirección NNE, inversa y paralela a la estratificación (Anexo 1.1). En el extremo occidental de la sección geomorfológicamente se infiere otro Sinclinal que se trunca contra una falla de dirección NNW paralela al río La Paila. Esta falla presenta una estructura en cola controlando parte del curso del río La Paila alrededor de la cantera de la Hacienda La Esperanza. El Anticlinal de la Paila está en el extremo occidental del piedemonte y es tomado del INGEOMINAS (Nivia et al., 1992). En el límite con la llanura aluvial y bordeando el piedemonte se infiere la existencia de una falla de cabalgamiento, falla ciega que se extiende desde Cartago hasta Amaime (López, 2006) (Anexo 1).

### 3.6.1 Poligonal flanco Occidental Sinclinal A (Q. C. La Bamba)

Esta poligonal se levantó en tres tramos discontinuos del flanco occidental del Sinclinal de La Paila: en un afluente de la Quebrada La Bamba, en un camino hacia la quebrada y en un terreno hacia el carreteable de la Hacienda La Bamba (Anexo 1.1 y 10.1). Los dos primeros tramos se levantaron con GPS y el último con cinta y brújula.

La poligonal corta el flanco occidental del sinclinal A. El tramo de la quebrada La Bamba tiene una longitud de 21,15 m, el tramo del camino tiene una longitud de 49,29 m y el tramo del terreno tiene una longitud de 467,71 m. El inicio de la poligonal está en el punto GPS 145 y su fin en el punto GPS 197 (Anexo 10.1.1).

## Columna Flanco occidental Sindinal A (Q. C. La Bamba)

Esta columna se levantó con los tres tramos de la poligonal (Q. C. La Bamba) (Anexo 1.1 y Anexo 10.1.1). EL espesor de columna levantado es de 109,7 m. El espesor de columna cubierto calculado entre los tres tramos es de 199,93 m y el espesor cubierto calculado hasta el eje del Sinclinal A es de 25,46 m (Anexo 1.1 y Anexo 11.1). El espesor total de columna levantado y calculado en el flanco occidental del Sinclinal A es de 311,50 m.

Coordenadas de la Base: 387909.0000 E, 477657.0030 N, Coordenadas del Techo: 388138.0010 E, 477203.0040 N.

De base a techo, se pueden diferenciar tres segmentos así:

Segmento I: Caracterizado por predominio de arenitas tobáceas en la base.

Entre delta 1 (punto GPS 145) y delta 2. El espesor de columna levantado con afloramiento es de 10,17 m.

En la base existen paquetes tabulares de arenitas tobáceas (Facies Sm/Svf) de color gris claro, con algunas intercalaciones de arenitas lodosas (Facies Sh) suprayacidas por un nivel delgado de arenitas muy finas laminadas (Facies Sm). En contacto erosivo continúan hacia el techo arenitas masivas (Facies Sm) suprayacidas por intercalaciones delgadas de conglomerados (GP y Gcm) y arenitas con estratificación inclinada (Facies St, Sh). En el techo existe un paquete tabular delgado de arenitas (Facies Sm/Svf) de color gris. En la parte alta de este intervalo se tomó muestra para polen P-145M2 (ver Anexo 15) y muestra de tobas Lmt-09 (Anexo 14).

Entre delta 2 y el punto GPS 146, el espesor cubierto calculado es de 72,18 m.

Entre los puntos GPS 146 a 147. El espesor de columna levantado en afloramiento es de 10,34 m. Aquí predomina en la base un paquete de lodolitas laminadas (Facies Fl), suprayacido por un paquete tabular de arenitas tobáceas (Facies Svf) homogéneo, color gris pardo, con marcas de raicillas. En la parte alta de este intervalo se tomó la muestra Lmt-08 para análisis petrográfico (Anexo 14). En la parte baja se tomó la muestra para análisis de polen P-146 M3 (Anexo 25).

Entre los puntos de GPS 147 a 148. El espesor de columna cubierto calculado es de 23,34 m.

Segmento II. Caracterizado por el predominio de conglomerados. Entre los puntos GPS 148 y 149, existe un paquete tabular de conglomerados (Facies Gh) con matriz arenosa, mal calibrada, de color gris amarillento, con líticos de rocas volcánicas, sedimentarias y cuarzo ocasional.

Entre ptos GPS 149 a 150, el espesor cubierto medido es de aproximadamente 6 m. Entre ptos GPS 150 y 151 predominan paquetes tabulares de arenitas (Facies Sh) de espesores delgados interestratificados con paquetes tabulares de conglomerados (Facies Gh), de espesores muy gruesos con esporádicos niveles de arenitas. Entre Ptos GPS 151 y 144, en contacto gradual acentuado y ondulado suprayacen paquetes tabulares de conglomerados de espesores muy gruesos con estratificación dada por la orientación de algunos clastos. Los clastos son de pórfidos dacíticos y al parecer arenitas. Algunos clastos de color claro pueden provenir de diques aplíticos y otros de cuarcitas.

Segmento III. Caracterizado por el predominio de arcillolitas y arenitas finas tobáceas (paquete ignimbrítico). Entre los puntos GPS 144 y 152 existe un paquete de capas delgadas a muy gruesas de arcillolitas con laminación plana paralela (Facies Fl) y marcas de raíces, de color gris claro. Entre los puntos GPS 152 y 154 se calcula un espesor cubierto de 84,24 m. Entre los puntos GPS 154 y 155 existe un paquete tabular de espesor medio a muy grueso de arenitas finas (Facies SvF/Sm) tobáceas (Figura 3.8), color gris claro, interestratificadas con arenitas finas con marcas de raíces y restos de troncos (Facies Fr). Hacia el techo en contacto ondulado existe un paquete tabular de más de 20 m de espesor de arenitas de grano medio (Facies Sm/SvF), tobáceas de color gris claro. En la parte basal de este el intervalo se tomó la muestra Lmt35, en la parte media la muestra Lmt41 y en la parte alta la muestra Lmt44.

### 3.6.2 Poligonal flanco oriental Sinclinal A (C. Potrero La Bamba)

Esta poligonal se levantó con cinta y brújula desde el filo de un pequeño cerro hacia abajo, de oriente a occidente (Anexo 1.1 y Anexo 10.1). Los afloramientos existen en los lados del camino cuyos taludes no superan los 2 m de altura y en el piso del camino formado principalmente por la erosión debida al paso del ganado.

Este tramo con alternancia de conglomerados y arenitas, sobresale en el paisaje porque el pequeño cerro está formado por superficies escarpadas definidas por la disposición estructural de las capas de conglomerados que alternan con capas finas cuya continuidad se observa también en los cerros vecinos del sur y del norte (Figura 3.9).



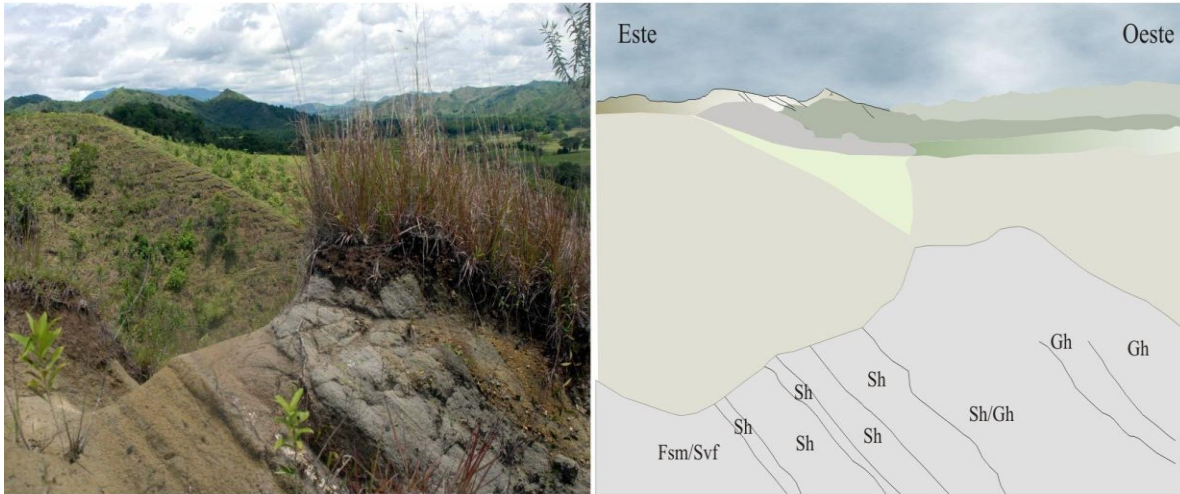


**Figura 3.7** Expresión morfológica del Sinclinal de La Paila, el eje pasa aproximadamente por la Quebrada La Bamba. A la izquierda en segundo plano el Potrero La Bamba donde se levantó la poligonal respectiva (Anexo 1.1 y Anexo 10).



**Figura 3.8** Aspecto de los paquetes ignimbríticos (Facies Sv<sub>f</sub>) en el Segmento III de la columna Flanco Occidental Sinclinal (Q. C. La Bamba) (Anexos 10.1 y Anexo 11.1).





**Figura 3.9** Alternancia de conglomerados (Facies Gh), arenitas (Facies Sh) y arenitas tobáceas (Facies Sv) en la Poligonal Flanco Oriental Sinclinal (C. Potrero La Bamba) Segmento (Anexo 10.1). Observe como esta alternancia de capas controla la morfología de este flanco del sinclinal.

La poligonal corta el flanco oriental del sinclinal A, tiene una longitud de 222,82 m. El inicio de la poligonal está en el punto GPS 176 y su fin en el punto GPS 197 (Anexo 10).

#### Columna Flanco oriental Sinclinal A (C. Potrero La Bamba)

Esta columna se levantó con la poligonal (C. Potrero La Bamba) (Anexo 10.1.2). El espesor cubierto calculado hasta el eje del sinclinal es de 75,84 m. El espesor de columna levantada es de 132,9 m (Anexo 11.2).

Coordenadas de la Base: 388.347,0093 E, 476.977,0248 N, Coordenadas del Techo: 388.160,0000 E, 476.947,3800 N.

De base a techo, se pueden diferenciar cinco segmentos así:

Segmento I. Segmento basal con predominio de arenitas tobáceas entre delta 0 (punto GPS 197) y delta 2, con un espesor de 22,01 m.

Este segmento se caracteriza por paquetes tabulares de espesores gruesos a muy gruesos de arenitas tobáceas (Facies Sh/St/Sm/Svf) caracterizadas por el alto contenido de cuarzo bipiramidal y feldespatos. En la base predomina la laminación

plana paralela seguida por estratificación en artesa, hacia el techo las capas son homogéneas. Existen algunas variaciones en el tamaño grano desde arena gruesa a media, con un nivel arcilloso en su parte media (delta 1). En general presenta marcas de raicillas. La porosidad de estos paquetes tobáceos es modera a buena y el color característico en muestra de mano es gris claro en seco y gris rosáceo en húmedo. En el techo de esta porción se tomó de la foto 222 a 227.

Hacia el techo de este segmento, entre delta 2 y delta 3, se presentan en contacto gradual acentuado arenas gruesas a muy finas (Facies Sl, Sh y Sr) en estratos tabulares y cuneiformes de espesor medio, algunas con laminación ondulada inclinada, algunas con lentes de conglomerados, otras intercaladas con conglomerados en estratos canaliformes de espesor medio. En el techo un estrato tabular homogéneo de arenita de grano grueso (Facies Sm/Svf) tobácea con contactos netos y marcas de raíces.

En las arenas se tomaron las muestras (PM2 y PM3) para palinología (Anexo 15). La muestra PM1 dio 1 cutícula, 94 material vegetal y 5 de black debris y TAI NA y 1 Psilatrilletes < 25 de abundancia. La muestra PM2 dio 1 cutícula, 1 resina y 98 de material vegetal y TAI NA y – abundancia.

Segmento II. Caracterizado por el predominio de conglomerados en el techo separados del Segmento I por un paquete tabular de lodolitas.

Entre delta 3 y delta 4 un paquete tabular de aproximadamente 7 m de espesor de arcillolitas de color pardo con laminación plana paralela (Facies Fl) en capas de espesores laminares (de esta capa se tomó la muestra P192-M1 para análisis palinológico), hacia el techo en contacto gradacional suave a arcillolitas homogéneas (Fsm/Svf) de espesores delgados, color gris pardo (fresca) y amarillo café (meteorizada) (Figura 3.10) (de esta capa se tomaron las muestras P192-M2 y PARCI2 para análisis de palinología). En muestra de mano se observan cristales de cuarzo, feldspato y anfíboles. Suprayaciendo en contacto ondulado se encuentra un estrato tabular de espesor medio de arenas gruesas con laminación inclinada (facies Sp), bien seleccionado.

La muestra P192-M1 dio 100 material vegetal y TAI NA. – de abundancia. La muestra Parci2 dio 1 madera, 99 material vegetal y TAI NA. – abundancia (ver Anexo 15).

Hacia el techo, entre delta 4 y delta 5, se presenta en la base un estrato tabular de espesor medio de arenitas medias a gruesas (Facies Sm) (de esta capa se tomaron fotos 4 y 5 de los últimos 40 cm) suprayacidas en contacto ondulado por conglomerados (Facies Gt) en paquetes de geometría ondulosa muy gruesos con estratificación inclinada en artesas con algunas intercalaciones de estratos



**Figura 3.10** Intercalaciones de conglomerados clastosoportados con imbricación de clastos (Facies Gh) y arenitas con laminación en artesas (Facies St). Segmento II de la Columna Flanco Oriental Sinclinal (C. Potrero La Bamba) (Anexo 11.2).

tabulares de conglomerados homogéneos (Facies Gcm) (Figura 11) y esporádicas intercalaciones de paquetes de arenitas (Facies St) de geometría ondulosa, delgados con estratificación en artesas (Figura 3.11) (de esta capa se tomaron fotos 6 y 7 de la base. Fotos 9 y 10 del centro con estratificación en artesa y foto 11 del metro superior). En el techo en contacto neto una capa cuneiforme de arenita con estratificación en artesa (Facies St) (fotos 12, 13 y 19 de laminación en artesas). Continúa (entre deltas 5 y 6) un conglomerado matriz soportado (Facies Gmg) con intradastos de arenitas. Los dastos pequeños de los conglomerados son de gabros y los más grandes son de basaltos y arenas verdosas (Figura 3.12). En el techo de este intervalo existe un paquete tabular muy grueso y homogéneo de arenitas de grano medio (Facies Sm) color gris verdoso.

Segmento III. Caracterizado por intercalaciones de conglomerados y arenitas, separado del segmento anterior por una línea de piedra y capa de arcillolitas.

Separando el segmento anterior, entre delta 6 y delta 7, existe una línea de piedra o nivel muy delgado de guijos suprayacido en contacto neto por un paquete tabular homogéneo de arcillolita (Facies Fsm), delgado, color pardo verdoso, suprayacido en contacto neto por arenitas de grano medio (Facies Sm) de color gris claro, y arenitas de grano grueso (Facies Sh) de color gris verdoso. Hacia el techo un paquete tabular muy grueso de conglomerados (Facies Gp), pobremente





**Figura 3.11** Izquierda: Conglomerados (Facies Gcm), Segmento II. Derecha: Facies Gh donde sobresalen clastos de rocas volcánicas, Segmento II. Poligonal Flanco Oriental Sinclinal (C. Potrero La Bamba) Segmento IV (Anexo 11.2).



**Figura 3.12** Arenitas tobáceas (Facies Svf) con caliches laminares y nodulares. Derecha: Facies Gcm donde sobresale un clasto de andesita anguloso y aislado.

seleccionado, los clastos son subredondeados a redondeados de color amarillo. Los clastos son de andesitas, dacitas y rocas sedimentarias, presentan variaciones abruptas en el tamaño de grano, localmente se ven niveles arenosos (de esta capa se tomó la foto 18, clastos muy blandos de andesita hasta de 25 cm).

Segmento IV. Caracterizado por intercalaciones de arenitas y conglomerados, separado del segmento anterior por una línea de piedra y arenitas finas lodosas con niveles de calcretas y/o cementadas por procesos secundarios.

Separando el segmento anterior se encuentra un nivel muy delgado de guijarros y un paquete tabular de arenitas de grano fino (Facies Sp) con niveles locales de guijos y acumulaciones de calcreta (de esta capa se tomaron las fotos 19 y 20 de los clastos y niveles de caliche). Continúa en contacto gradual acentuado un estrato tabular de arenita muy fina lodosa (Facies Fl) con placas de caliche paralelas a la estratificación, continúan hacia el techo en contacto gradual acentuado un paquete tabular de arena media a muy fina (Facies Sp), con gradación normal, con estratificación inclinada en la base y predominio de caliches en el techo.

Suprayaciendo en contacto ondulado un paquete tabular de conglomerados de gránulos con matriz de arena gruesa localmente clastosoportados y estratificados (Facies Gp). Continúa hacia el techo en contacto neto ondulado un paquete tabular de arenitas tobáceas (Facies Sv<sub>f</sub>) con niveles locales de conglomerados, laminación inclinada hacia el techo (Figura 3.13) (de esta capa se tomó la foto 22 en la base y la foto 23 en el techo. Las fotos 24 y 25 transición a delta 10). Este nivel está afectado por una falla de cabalgamiento. Suprayaciendo en contacto ondulado (Pto GPS 195) una capa tabular de conglomerado matriz soportado (Facies G<sub>cm</sub>), en éste nivel sobresale un clasto aislado y anguloso de andesita (Figura 3.13). Hacia el techo (Sobre deltas 9 y 10) predominan arenitas de grano grueso a medio, tobáceas (Facies Sv<sub>f</sub>/Sp) de color gris claro con intercalaciones de arenitas gruesas (Facies Sp) a conglomeráticas (Facies S<sub>gm</sub>). Como carácter secundario resalta que estas arenitas se encuentran cementadas con carbonato. De esta capa se tomó la muestra ANH-5 para análisis petrográfico (Anexo 14).

Sobre el camino de la Poligonal Flanco Oriental Sinclinal (C. Potrero La Bamba) intercalaciones de arcillolitas con laminación plana paralela (Facies Fl), arcillolitas homogéneas tobáceas (Facies F<sub>sm</sub>/Sv<sub>f</sub>) y arenas gruesas con laminación inclinada (Facies Sp). Segmento II (Anexo 11.2). Estratificación N10E/40W.

Segmento V. Caracterizado por paquetes muy gruesos de conglomerados separados del segmento inferior por un nivel de arenita muy fina lodosa.





**Figura 3.13** Arenitas de tamaño de grano grueso con laminación en artesas (Facies St) en Segmento II de la Columna Potrero Artesa (Anexo 11.3).

Separando el segmento subyacente se encuentra un paquete tabular de arenita muy fina lodosa con laminación plana paralela (Facies Fl) (de esta capa se tomó la muestra PM3 para análisis de polen), suprayacida (entre deltas 11 y 13) en contacto ondulado por un paquete muy grueso de conglomerado clastosoportado (Facies Gh/Gp) con estratificación marcada toscamente por la orientación de los clastos.

En este conglomerado predominan los clastos de andesitas, rocas sedimentarias, basaltos y diques aplíticos. Hacia el techo (sobre delta 13) en contacto erosivo existe un paquete de arenitas de grano medio con laminación inclinada (Facies Sr) en capas de espesores delgados, con intercalaciones lenticulares de conglomerados con estratificación inclinada (Facies Gt). Hacia el techo hay un estrato tabular delgado de conglomerado estratificado (Facies Gh) suprayacido en contacto neto por un estrato tabular de arenita con concentraciones locales de gránulos, tobáceas, con laminación inclinada (Facies Sp/Svf); como característica secundaria esta arenita se encuentra cementada (de esta capa se tomaron las fotos 20 a 22). La muestra PM3 no marcó nada en el análisis palinológico (Anexo 15).



Segmento VI. Caracterizado por el predominio de niveles de arcillolitas y algunas arenitas.

En la base (Sobre delta 14) existe un paquete de arcillolitas con laminación plana paralela (Facies Fl), en capas delgadas, suprayacido en contacto ondulado por intercalaciones de arenitas finas (Facies Sp) con intercalaciones lenticulares de conglomerados arenosos con imbricación (Facies Gh). Como carácter secundario, este conglomerado se encuentra cementado y con niveles de caliche en el techo. Continúan en contacto gradual acentuado a un paquete de arenitas de grano fino (Facies Sh) en capas de espesor grueso que pasan en contacto gradual suave a un paquete de arcillolitas laminadas (Facies Fl) de espesores gruesos y colores rojizos (entre deltas 15 y 16). Como carácter secundario este paquete presenta niveles de caliche en el techo.

Poligonal Flanco Oriental Sinclinal (C. Potrero La Bamba) Segmento IV (Anexo 11.2).

Segmento VII: Caracterizado por predominio de conglomerados.

Entre delta 17 y pto GPS 197 existe un paquete tabular muy grueso de conglomerados estratificados (Facies Gh) con intercalaciones esporádicas de arenitas conglomeráticas (Facies Sgm) en la base y arenitas tobáceas (Facies Sm/Svf) hacia el techo.

### 3.6.3 Poligonal Potrero Artesa

Esta poligonal se levantó con GPS de occidente a oriente a lo largo de un terreno de la Hacienda Los Alcázares (Anexo 1.1 y Anexo 10.1.3). Los afloramientos existen en los taludes de la parte baja del terreno y en el piso en la parte alta.

La poligonal corta el flanco occidental del sinclinal A (Figura 3.14), tiene una longitud de 521,69 m. El inicio de la poligonal está en el pto GPS d0 y su fin en el pto GPS 198 (Anexo 10).

### Columna Potrero Artesa

Esta columna se levantó con la poligonal (Potrero Artesa). El espesor de columna levantado en afloramiento es de 190,24 m (Anexo 11.3). El espesor de columna cubierto calculado es de 240,94 m.

Coordenadas de la Base: 386.356,0000 E, 476.141,0040 N, Coordenadas del Techo: 386.603,0000 E, 476.071,0000 N.

De base a techo, se pueden diferenciar tres segmentos así:

Segmento I. Caracterizado por predominancia de conglomerados en la base de la columna.

Entre los ptos de GPS d0 y d4. De base a techo se encuentran: Arenitas masivas, de espesor medio (facies Sm); conglomerados de guijos, en contacto ondulado con las arenitas subyacentes, masivos y de espesor medio. Hacia la base se observa una capa tabular de arenita de grano fino, masiva (Facies Sm), de espesor medio y suprayacida en contacto ondulado por un paquete tabular de conglomerado de guijos, masivo (Facies Gcm) en contacto neto hacia arriba con un estrato tabular de arenitas tobáceas, masivas (Facies Svff), de color gris blancuzco, las cuales a su vez están suprayacidas (en contacto ondulado) por un paquete tabular de conglomerados con estratificación (Facies Gh), pobremente seleccionado, con clastos subredondeados y de espesor potente. Entre los puntos Gps d4 y GPS d5, hay un espesor cubierto de 6.7 m. Hacia el techo de nuevo se encuentran estratos muy gruesos, tabulares de conglomerados con estratificación incipiente (Facies Gh). Entre ptos Gps d7 y d8 hay un espesor cubierto calculado de 29,08 m.

Segmento II. Caracterizado por arenitas con estratificación en artesa interestratificadas con arenitas homogéneas, arenitas tobáceas y en menor proporción conglomerados.

La base de este segmento entre los puntos GPS d8 y d9 está conformada por un intervalo de 15.7 m de espesor de capas tabulares gruesas a muy gruesas de arenitas finas con estratificación en artesas (Facies St) (Figura 3.15), color gris crema, en contactos graduales acentuados con intercalaciones de arenitas finas homogéneas (Facies Sm), color gris verdoso y con arenitas finas a muy finas homogéneas de composición tobácea (Facies Svff), algunas con fragmentos de pómez, color gris claro. En la base de d9 se tomó la muestra Stb-2ANH-7 para análisis petrográfico de tobas (Figura 3.14).

Entre los pto GPS d9 y 208 y en contacto neto con las arenitas tobáceas continúan hacia arriba paquetes tabulares de conglomerados crudamente estratificados (Facies Gh), pobremente seleccionados, con clastos subredondeados de andesitas, dacitas y basaltos. Estos conglomerados presentan en algunos casos bases erosivas y están interestratificados con arenitas muy finas con estratificación en artesa (Facies St), de espesores medios a gruesos e internamente laminares, de geometría ondulosa. Estas arenitas se encuentran intercaladas con arenitas finas homogéneas (Facies Svff), de espesores medios a gruesos, de color gris claro.



**Figura 3.14** Arenitas tobáceas con laminación inclinada. Muestra Stb-2 ANH-7 para análisis petrográfico tomada del Segmento II de la Columna Potrero Artesa (Anexo 11.3).



**Figura 3.15** Aspecto de la Cantera La Esperanza. Los paquetes tobáceos en la base corresponden al Segmento I y los conglomerados en el techo corresponden al Segmento II de la Columna (Anexo 10.1 y Anexo 11.6).

Hacia el techo de este segmento se encuentran conglomerados matriz-soportados homogéneos (Facies Gmm) donde al parecer parte del material fino es retrabajado de las tobas. En el tope existe un paquete tabular de espesor medio a grueso de conglomerados con estratificación cruzada (Facies Gp) interestratificado con niveles de espesores delgados de arenitas finas.

Segmento III. Caracterizado por espesos paquetes de arenitas tobáceas.

Entre los pto GPS 208 y d11, existe un paquete de unos 9 m de espesor, de arenitas finas tobáceas, homogéneas (Facies Sv<sub>f</sub>), en capas de espesor muy grueso de color gris claro. Entre los pto GPS d11 y 201 se calcula un espesor cubierto de 50,02 m. Hacia el techo entre pto GPS 201 y 199 de nuevo se presentan arenitas finas tobáceas, homogéneas (Facies Sv<sub>f</sub>). Entre los pto GPS 199 y 198 se calcula un espesor cubierto de 38,32 m.

En el tope de la columna en el pto GPS 198 se reconoce de nuevo una capa tabular de la Facies Sv<sub>f</sub>.

En esta capa se recolectó la muestra Lmt-45 para análisis petrográfico (Anexo 14). El análisis petrográfico define una arenita de grano fino, de color habano claro, constituida de matriz de ceniza y cristales de anfíboles y feldespatos y un 5% de fragmentos de pómez.

Adicionalmente en este sitio se determinaron sistemas de diadasas (N20W/70E), N58W/70N, N26E/84W, N72W/90 y N84E/58S) donde el N26E/84W corta a los demás.

#### 3.6.4 Poligonal Carreteable Los Alcázares

Esta poligonal se levantó con GPS y con cinta y brújula, de oriente a occidente a lo largo del carreteable que de Sevilla conduce a La Paila. (Anexo 1.1 y Anexo 10.1.4). Los afloramientos existen en el talud y en el canal de aguas del lado norte del carreteable.

La poligonal corta el flanco occidental del sinclinal A (Figura 3.16), tiene una longitud de 117,59 m. El inicio de la poligonal está en el pto GPS 157 y d0 y su fin en el pto GPS d5 (Anexo 10.1.4).

#### Columna Carreteable Los Alcázares

Esta columna se levantó con la poligonal Carreteable Los Alcázares. EL espesor de columna levantado con afloramiento es de 117,59 m (Anexo 11.4).

Coordenadas de la Base: 385.893,8812 E, 475.731,65200 N, Coordenadas del Techo: 385.973,0000 E, 475.674,0030 N.

De base a techo, se pueden diferenciar tres segmentos así:

Segmento I. Caracterizado por 11 m de espesor de conglomerados en la base de la columna.

Entre Ptos GPS d5 y d3 existe un paquete tabular de conglomerados con estratificación inclinada planar (Facies Gp), en capas de espesores gruesos a muy gruesos, con moderada selección y con clastos subredondeados a subangulares.

Segmento II. Caracterizado por 17 m de espesor de un paquete de arcillolitas.

Desde el Pto GPS d3 existe un paquete tabular de arcillolitas con laminación plana paralela (Facies FI), de color gris verdoso, que se presenta en capas de espesores gruesos en contacto neto con los conglomerados infrayacentes del Segmento I.

En este nivel (Pto GPS D2) se tomó la muestra ANH-05 para análisis palinológico (Anexo 15). Para la muestra ANH-05, los resultados del STRI dieron 1 cutícula, 99 material vegetal y TAI NA. – abundancia.

Segmento III. Caracterizado por 20 m de espesor de intercalaciones de arenitas y conglomerados.

Suprayaciendo a las arcillolitas del segmento II se encuentra en contacto neto un paquete tabular muy grueso de arenitas de tamaño de grano grueso, aparentemente sin estructura (Facies Sm), con buena selección. Hacia la parte superior continúan conglomerados clastosoportados (Facies Gp) que varían en contacto gradual abrupto a un paquete tabular muy grueso de conglomerados matriz soportados con algunos lentes de arenitas (Facies Gmm). Suprayaciendo en contacto neto se encuentra una capa tabular de arcillolitas con laminación plana paralela (pto GPS 158). A partir del Pto GPS hacia arriba se encuentran en contacto neto ondulado intercalaciones de paquetes tabulares muy gruesos de conglomerados con estratificación definida por algunos clastos elongados (Facies Gp) y por la existencia de lentes de arenitas de grano medio con laminación inclinada (Facies Sr) dada por nivelillos de gravas.



Segmento IV. Caracterizado por un depósito cuaternario de conglomerados matrizsoportados (Facies Gmm) sin estructura que suprayace en discordancia las unidades de la Formación la Paila.

### 3.6.5 Poligonal Potrero Río Totoro

Esta poligonal se levantó con GPS, de nororiente a suroccidente a lo largo de una pequeña colina en la margen derecha (aguas abajo) del río Totoro (Anexo 1.1 y Anexo 10.1.5). Los afloramientos están distribuidos hacia los filos de la pequeña colina y cerca a la orilla del río.

La poligonal corta el flanco occidental del sinclinal A, tiene una longitud de 573,79 m en afloramiento y 148,53 m cubierta. El inicio de la poligonal está en el pto GPS 115 y su fin en el pto GPS 121 (Anexo 10.1.5).

### Columna Potrero Río Totoro

Esta columna se levantó con la poligonal Potrero Río Totoro. El espesor de columna levantado en afloramiento es de 30,83 m (Anexo 11.4) y el espesor cubierto calculado es de 34,04 m.

Coordenadas de la Base: 386.714,0000 E, 475.683,0030 N, Coordenadas del Techo: 386.699,0010 E, 475.580,0030 N.

De base a techo, se pueden diferenciar tres segmentos así:

Segmento I. Caracterizado por intercalaciones de conglomerados y arenitas. Desde la base, entre los Ptos GPS 121 y 118, se observan estratos tabulares de espesores medios de arenitas de grano fino con gradación normal (Facies Sh/Svf), líticas, de composición tobácea, color gris, hacia una arcillolita homogénea (Facies Fsm). Hacia el techo se presentan arenitas gruesas homogéneas (Facies Sm) mal calibradas con guijos de cuarzo lechoso y líticos, suprayacidas por un nivel de arenitas conglomeráticas sin estructura (Facies Sgm) suprayacidas por un paquete tabular de espesor muy grueso de conglomerados crudamente estratificados (Facies Gh) con una matriz de arena gruesa, con guijos de rocas volcánicas, chert, pórfidos, rocas verdes, rocas ácidas, el contacto superior es erosivo.

Segmento II. Caracterizado por un espesor de unos 20 m de arenitas tobáceas.



En la base de este segmento, entre los ptos GPS 118 y 115, en contacto erosivo con el Segmento I se encuentra un paquete tabular grueso de arenitas de grano fino (Facies Sv<sub>f</sub>), homogéneas, bien calibradas, de color gris claro, habano a gris y composición tobácea. Entre los ptos GPS 115 y NAH02 se calcula un espesor cubierto de 30,64 m. Continúa hacia el techo un paquete tabular de espesor grueso a muy grueso de arcillolitas con laminación plana paralela (Facies Fl), con niveles carbonosos menores de 2 mm, suprayacido por un paquete tabular muy grueso de arenitas de grano muy fino con algunos lentes de arcillolitas laminadas (Facies Sh/Sv<sub>f</sub>), de color gris y composición tobácea, hacia el techo se vuelven más homogéneas.

En la base de este intervalo se tomó la muestra ANH-002 para análisis palinológico (Anexo 15). Para la muestra ANH-002 los resultados del STRI muestran 5 cutículas, 90 de material vegetal, 5 de black debris y TAI NA. El análisis de abundancia muestra 1 *Chomotriletes* minor (Anexo 15).

En el intervalo de la base de este segmento (entre los ptos GPS 118 y 115) se tomaron las muestras Lmt-03 y Lmt-05 para análisis de tobas (Anexo 14). Las tobas se caracterizan por estar endurecidas, constituidas por biotita, feldespatos, anfíboles, cuarzo y variaciones en el contenido de fragmentos de pómez hasta del 10%. En el techo de este intervalo (Pto GPS 120) se tomó la muestra Lmt-06, cuya composición es muy similar de las tobas basales con un contenido de poméz del 5% (Anexo 14).

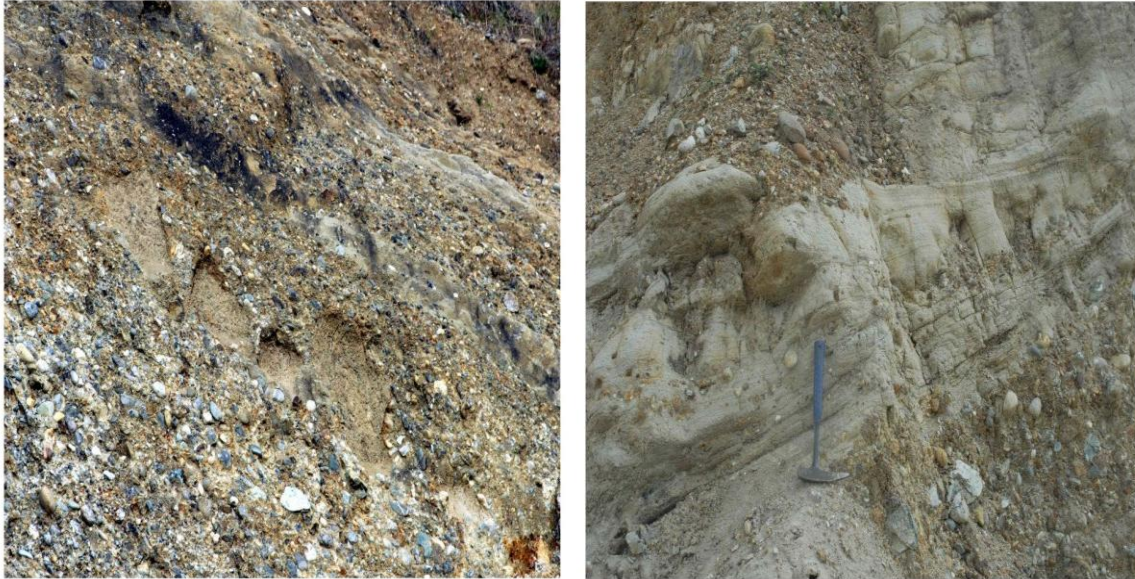
Segmento III. Caracterizado por un paquete de conglomerados.

Entre ptos GPS 120 y 119 existe un paquete de conglomerados crudamente estratificados (Facies Gh), con contenido de guijos de cuarzo lechoso, basaltos, rocas intrusitas ácidas, pórfidos dacíticos, gabros y chert.

### 3.6.6 Poligonal Carreteable Cantera La Esperanza

Esta poligonal se levantó con GPS, de oriente a occidente en dos tramos, a lo largo del carreteable que de Sevilla conduce a la Paila y en la Cantera de la Hacienda La Esperanza (Anexo 1.1 y Anexo 10.1.6). Los afloramientos existen en el lado norte de la carretera y en las paredes de la cantera.

La poligonal se encuentra en un sector limitado por fallas NW que forman la terminación en cola de una falla principal de dirección NNW (Figura 3.16). El primer tramo a lo largo del carreteable tiene una longitud de 428,34 m, su inicio está en el pto GPS Y0 y su fin en el pto GPS H4 (Anexo 10.1.6). El segundo tramo



**Figura 3.16** Izquierda: moldes de clastos de arcilla (intraclastos) que sobresalen en los conglomerados clastosoportados con leve imbricación (Facies Gh) en Segmento II. Derecha: Interestratificaciones de conglomerados estratificados (Facies Gh) y arenitas con laminación plana paralela tobáceas (Facies Sh/Svf) en Segmento I de la columna Carreteable Cantera La Esperanza (Anexo 11.6).

en la cantera tiene una longitud de 334,22 m, su inicio está en el pto GPS 166 y su fin está en el pto GPS 224.

#### Columna Carreteable Cantera La Esperanza

Esta columna se levantó con la poligonal Carreteable Cantera La Esperanza. El espesor de columna levantado con afloramiento es de 119,72 m (Anexo 11.5) y el espesor cubierto calculado es de 37,66 m.

Coordenadas de la Base: 384.699,0010 E, 475.142,0040 N, Coordenadas del Techo: 384.236,0010 E, 475.273,0030 N.

De base a techo, se pueden diferenciar cuatro segmentos así:

Segmento I. Caracterizado por un paquete de unos 50 m de espesor de arenitas tobáceas.

Entre los ptos GPS Y0 y Y1 existe un paquete tabular de aproximadamente 12 m de espesor de arenitas de grano medio a fino, sin estructura aparente (Facies Sv<sub>f</sub>), con selección moderada, en capas muy gruesas, caracterizadas por su color gris claro, con cristales de anfíboles, feldespatos y cuarzo. Entre los ptos GPS Y1 y Y2 aproximadamente 7 m de espesor de arenitas de grano medio (Facies Sh) color gris verdoso. A partir de Y2 se calcula un espesor cubierto de 37,66 m.

En la base de este segmento se tomó la muestra Lmt49 (ver Anexo 14).

Segmento II. Caracterizado por un paquete de unos 47 m de espesor de conglomerados.

Entre los Ptos GPS Y11 hasta Y12 existe un paquete de conglomerados clastosoportados crudamente estratificados con imbricación de cantos (Facies Gh), con guijos orientados en matriz arenosa mal calibrada, los clastos son de rocas volcánicas, gabros, pórfidos. Hacia el techo hay variación hacia un paquete muy grueso de gravas dasto soportado (Facies Gcm) con moldes de clastos de arcillas intraclastos hasta de 25 cm de diámetro, cantos de rocas ígneas básicas, granitoides, gabros orientados y milonitas (Figura 3.17).

Segmento III. Caracterizado por intercalaciones de conglomerados y arenitas con esporádicos niveles de lodolitas con restos de plantas.

En la base de este segmento, existen intercalaciones de paquetes tabulares de espesores delgados a medios, de arenitas de grano medio con laminación inclinada de bajo ángulo (Facies Sl), con conglomerados clastosoportados (Facies Gh), de gránulos, guijos y guijarros, en capas de espesores delgados a medios, interestratificados con arenitas en contactos difusos (Sh) (Pto GPS 220). Continúan hacia el techo intercalaciones de conglomerados con algo de imbricación (Facies Gh) y arenitas tobáceas (Sv<sub>f</sub>) de espesores medios y algunos niveles de espesores delgados de arenitas lodosas con restos de plantas (Facies Fr). En los niveles tobáceos existen costras de caliches, paralelas a la estratificación y a lo largo de fracturas. Estos niveles están afectados por una falla de rumbo de dirección N30E.

En este intervalo se tomaron las muestras ANH-220 y P-162 M2 para análisis de palinología (ver Anexo 15) y la muestra ANH-222 para análisis petrográfico (ver Anexo 14).

Para la muestra ANH-220 los análisis del STRI muestran 1 resina, 98 de material vegetal, 1 black debris y TAI NA. Abundancia no marcó. Para la muestra P-162 M2 los análisis marcaron 100 de material vegetal y TAI NA. No marcó abundancia (ver Anexo 15).





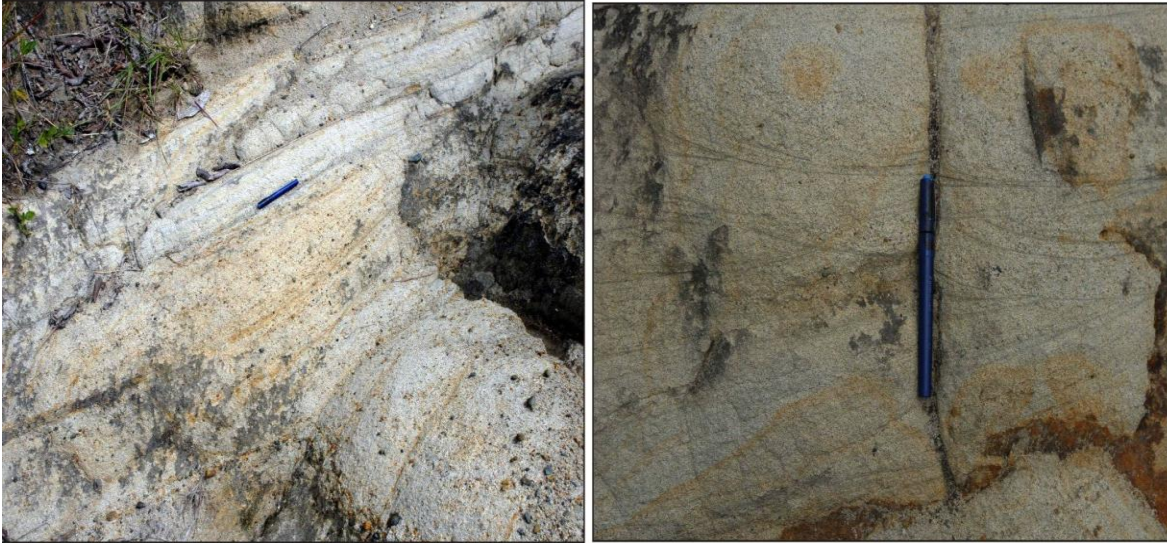
**Figura 3.17** Detalle de la Columna Potrero Q. del Negro, Segmento II (ver Anexo 11.7). Niveles canaliformes de conglomerados (Facies Gh) intercalados con niveles lenticulares de arenitas de grano medio (Facies Sh). Observe el predominio de clastos de chert.

Cerca al tope de la columna se tomó la muestra Lmt50 para análisis petrográfico (Anexo 14).

### 3.6.7 Poligonal Potrero Q. del Negro

Esta poligonal se levantó con GPS, de norte a sur a lo largo de un potrero en la margen izquierda (aguas abajo) del río La Paila, cerca a la Quebrada del Negro (Anexo 1.1 y [Anexo 10.1.7](#)). Los afloramientos existen en el piso del camino generado por la erosión debida al paso del ganado.

La poligonal corta el flanco oriental del Antidinal de La Paila, justo al occidente de una falla de dirección NNW ([Figura 3.18](#)), tiene una longitud de 260,28 m con afloramiento y 138,36 m cubierta. El inicio de la poligonal está en el pto GPS 235 y su fin en el pto GPS 245 ([Anexo 10.1.7](#)).



**Figura 3.18** Detalles de la Columna Potrero Q. del Negro (ver Anexo 11.7). Izquierda: Arenitas conglomeráticas (Facies Sgm) con laminación plana paralela, en Segmento III. Derecha. Arenitas de grano fino con laminación en artesas (Facies St). Pto GPS 243 en Segmento III.

#### Columna Potrero Q. del Negro

Esta columna se levantó con la poligonal Potrero Q. del Negro. El espesor de columna levantado en afloramiento es de 49,79 m (Anexo 11.7) y el espesor cubierto calculado es de 74,67 m.

Coordenadas de la Base: 383.317,0010 E, 476.604,0040 N, Coordenadas del Techo: 383.413,0010 E, 476.640,0040 N.

De base a techo, se pueden diferenciar tres segmentos así:

Segmento I. Caracterizado por un paquete de Arenitas de 8 m de espesor.

Entre los Ptos GPS 238 y 246 existe un paquete tabular de arenitas de grano medio con estratificación incipiente (Facies Sh) en capas de espesores gruesos, moderada selección, porosidad moderada. En la base se existen costras de caliche.

Entre los Ptos GPS 246 y 237 hay un tramo cubierto con espesor calculado de 8,66 m.

Segmento II. Caracterizado por un paquete de conglomerados de 17 m de espesor.

Entre los Ptos GPS 237 y 236 existe un paquete tabular de conglomerados clastosoportados con estratificación incipiente (Facies Gh), en capas de espesores muy gruesos, intercalados con niveles de arenas. Los clastos del conglomerado son de chert, rocas ácidas, cuarzo lechoso, rocas metasedimentarias deformadas, gabros.

Entre los puntos GPS 236 y 239 existen paquetes canaliformes de conglomerados clastosoportados con imbricación (Facies Gp), de espesores gruesos a muy gruesos interestratificados con lentes de arenitas de grano medio

Segmento III. Segmento de 9,20 m de espesor caracterizado por intercalaciones de arenitas y conglomerados.

Entre los Ptos. GPS 239 y 235 existe un paquete de arenitas conglomeráticas (Facies Sgm) con variaciones graduales en el tamaño de grano (Figura 3.19). Entre los Ptos GPS 239 y 243 se calcula un espesor cubierto de 74,67 m. Hacia el techo entre los ptos GPS 243 y 245 existen arenitas de grano medio con estratificación en artesas (Facies St) en contacto gradual suave a arenitas de grano medio con estratificación inclinada (Facies Sp) e intercalaciones con guijos y guijarros hacia base, en este nivel es abundante el cuarzo lechoso. En el techo existen arenitas con laminación plana paralela (Facies Sh) y nivel de gravas en la base.

### 3.7 Sección Armenia – Zarzal

En esta sección se recolectó información geomorfológica y geológica a lo largo de la carretera principal Armenia – Zarzal (Anexo 1.2), por medio de poligonales levantadas con GPS en ocho tramos señalados con rutas y puntos del GPS en los Anexos 1 y 2.

La longitud total de poligonal levantada en esta sección es de 1282,49 m (Anexo 12).

En total se tomaron 30 muestras para análisis palinológicos (Anexo 15), 3 muestras para análisis petrográficos (Anexo 14), 2 muestras de arenas epiclásticas y 17 de paleoflora (Tabla 2).





**Figura 3.19** El nivel Svf corresponde a un horizonte de caída de cenizas volcánicas masivo, tamaño de arena grueso (lapilli). El nivel infrayacente F1 corresponde a lodolitas verdes con abundantes restos de plantas, allí se tomó la muestra AZ-1-1a para análisis de polen. Fotografía tomada en la poligonal Flanco Oriental Anticlinal A (AZ-1) alrededor estación GPS 36.

Las muestras están ubicadas con georreferencia en el mapa del Anexo 2 y se encuentran relacionadas con coordenadas en el Anexo 3. En detalle se puede ver su posición estratigráfica en las poligonales del Anexo 12 y en las respectivas columnas estratigráficas del Anexo 13.

El espesor total de columna levantado y calculado en el flanco oriental del Anticlinal A es de 854,06 m.

El espesor total de columna levantado y calculado en el flanco occidental del Anticlinal A es de 417,63 m.

El espesor total de columna levantado y calculado en el flanco oriental del Sinclinal B es de 1334,48 m.

El espesor total de columna levantado y calculado en el flanco occidental del Sinclinal B es de 186,90 m.

Hay que tener en cuenta que estos no son los espesores reales puesto que el lado oriental del Sinclinal B está atravesado por fallas.

Los datos muestran dos anticlinales y un sinclinal apretado (Anexo 1.2 y 12) cerca a la desembocadura del río Quindío en el río la Vieja. Al oeste de estas estructuras se infiere la existencia de una falla principal de rumbo general NNE y coincide con una falla de la cartografía del INGEOMINAS que va paralela al río La Vieja, (Hubach y Alvarado, 1934). También existe un sinclinal en el extremo suroccidental de la sección, que al parecer corresponde con la prolongación del Sinclinal de Miravalles (Ríos Alzate y Aranzazu Hernandez, 1989), antes de su eje sobre la carretera Armenia Zarzal se encuentra el contacto entre unidades cretácicas y terciarias.

La expresión geomorfológica en campo así como en fotografías aéreas e imágenes de satélite permite inferir que existe un sistema compresivo tipo "pop up" en los alrededores de la Inspección de Policía Quebrada Nueva, de la antigua estación del ferrocarril "Estación Sevilla", cabeceras de la Quebrada Las Cañas.

### 3.7.1 Poligonales Oriente Anticlinal A (AZ-1) y (AZ-2)

Ambas poligonales se levantaron cerca a la desembocadura del río Quindío (Anexo 1.2 y Anexo 12.1) en el río La Vieja. La poligonal AZ-1 se levantó al norte del río la Vieja, la poligonal AZ-2 se levantó al sur del río la Vieja. Estas secciones cortan el flanco oriental de un anticlinal que en vista de planta no supera los 2 km de longitud (Anticlinal A y Anticlinal B en Anexo 1.2). La poligonal AZ-1 tiene una longitud total de 134,76 m, su inicio está en el pto GPS 36 y su fin en el pto GPS 40. La poligonal AZ-2 tiene una longitud total de 14,57 m, su inicio está en el pto GPS 42 y el fin en el pto GPS 43 (Anexos 12.1.1 y 12.1.2).

### Columna Oriente Anticlinal A (AZ-1 y AZ-2)

Esta columna se levantó con las poligonales (AZ-1) y (AZ-2). El espesor de columna levantado es de 36,46 m. El espesor de columna cubierto calculado entre las poligonales AZ-1 y AZ-2 es de 160,47 m y el espesor cubierto calculado desde AZ-2 hasta el eje del Anticlinal A es de 657,12 m (Anexo 13.1). El espesor total de columna levantado y calculado en el flanco oriental del Anticlinal A es de 854,06 m.

Coordenadas de la Base: 402922.5350 E, 487458.1630 N, Coordenadas del Techo: 403879.5460 E, 488091.1700 N.

De base a techo, se puede diferenciar un segmento conformado por intercalaciones de conglomerados, lodolitas y arenitas tobáceas.

Segmento I. En el intervalo inferior de este segmento (entre los puntos GPS 42 y 43) el espesor de columna levantado con afloramiento es de 11,33 m. Este intervalo está constituido por lodolitas laminadas (Facies Fl) con restos de plantas, de espesores laminares y muy delgados. Estas lodolitas están intercaladas con capas muy gruesas a gruesas de conglomerados clastosoportados masivos (Facies Gcm) y con estratificación incipiente (Facies Gh). Los clastos del conglomerado son de basaltos, cuarcitas grises, rocas metasedimentarias. También hay intercalaciones de arenitas de grano fino sin estructura y de composición tobácea (Facies Svf/Sm), de color gris claro y arenitas de grano medio con estratificación en artesas (Facies St), algunas con restos de plantas.

En la parte inferior de este intervalo se tomó la muestra AZ-2-1-0 y en el techo se tomaron las muestras AZ-2-1-b y AZ-1-a para análisis de polen (Ver Anexo 15).

Continuando hacia arriba, entre los pts GPS 43 y 40, se tiene un espesor cubierto calculado de 160.47 m.

En el intervalo superior entre los puntos GPS 40 y 36 el espesor de columna levantado con afloramiento es de 25,13 m. En este intervalo se presentan paquetes de espesores gruesos a muy gruesos de conglomerados clastosoportados con imbricación de cantos y matriz arenosa (Facies Gh), con abundancia de clastos de basaltos. En contacto neto se encuentra una capa de espesor medio de arenitas de grano medio con estratificación en artesas (Facies St). Continúa en contacto neto un nivel de lodolitas laminadas (Facies Fl) con restos de plantas.

En la porción media de este intervalo se encuentra una capa de arenas gruesas y tamaño lapilli de composición tobácea (Facies Svf) (Figura 3.20) suprayacida en contacto neto ondulado por arenitas de grano medio (Facies Sh). En contacto erosivo continúa un paquete canaliforme de conglomerados clastosoportados con imbricación (Facies Gh) y con estratificación inclinada (Facies Gp), cuyo espesor varía de muy grueso a medio. Hacia el techo los conglomerados están intercalados con niveles lenticulares y cuneiformes de arenitas de grano grueso (Facies Sh).

Los conglomerados se caracterizan por el contenido de clastos de basaltos, gabros, cuarzo lechoso.



**Figura 3.20** Detalle del nivel Fl de la Figura 3.20. Lodolitas con restos de plantas donde se tomó la muestra AZ-1-1a. Poligonal Flanco Oriental Anticlinal A (AZ-1) alrededor estación GPS 36.

Del nivel de Lapilli se tomó muestra para análisis petrográfico (ver AZ-1-1b y AZ-1-1c, en Anexo 14) (Figura 20). Del nivel de lodolitas laminadas se tomó muestra para análisis polen (ver AZ-1-1 a en Anexo 15) (Figura 3.21).

### 3.7.2 Poligonales Occidente Antidinal A (AZ-3 y AZ-5)

Estas poligonales se levantaron sobre la carretera Armenia – Zarzal, desde el oriente hacia el occidente en el lado occidental del Anticlinal A (ver Anexo 1.2 y Anexo 12.1.1). La poligonal AZ-3 tiene una longitud total de 84,33 m, su inicio está en el pto GPS 46 y su fin en el pto GPS 50. El primer tramo de la poligonal AZ-5 tiene una longitud total de 84,33 m; su inicio está en el pto GPS 51 y su fin en el pto GPS 53. El segundo tramo tiene una longitud total de 53,024 m; su inicio está en el pto GPS 54 y su fin en el pto GPS 55 (Anexo 12.1.4).

### Columna Occidente Anticlinal A (AZ-3 y AZ-5)





**Figura 3.21** Tramo de poligonal Flanco Occidental Antidinal A (AZ-3) alrededor estación GPS 49 (Anexo 12.1.3). La capa donde se tomó la muestra AZ3-4 corresponde a la facies Svf (Arenita de grano fino tobácea). La muestra AZ3-3 corresponde a una arcillolita con laminación plana paralela (facies FI). Segmento II y III de la columna (Anexo 13.2).



Esta columna se levantó con las poligonales AZ-3 y AZ-5. El espesor total levantado es de 82,52 m y el espesor cubierto calculado es de 248,52 m. El espesor de columna cubierto calculado entre el eje del Sinclinal A y AZ-5 (pto GPS 55) es de 86,59 m.

El espesor de columna cubierto y calculado entre el eje del Antidinal A y AZ-3 es de 139,33 m. El espesor total de columna levantado y calculado en el lado occidental del Anticlinal A es de 417,63 m (Anexo 13.2).

De base a techo, se pueden diferenciar cuatro segmentos así:

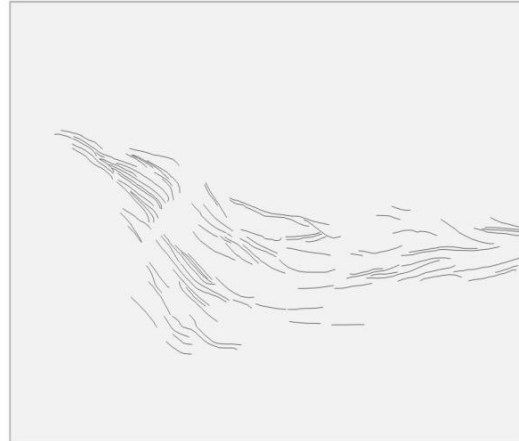
Segmento I. Este segmento tiene 23 m de espesor, se caracteriza por el predominio de conglomerados.

Entre los Ptos GPS 46 y 48. En la base existen paquetes de espesores gruesos a muy gruesos de conglomerados clastosoportados (Facies Gh) y conglomerados matrizsoportados (Facies Gh) separados por una capa muy delgada de arenitas tobáceas (facies Sv<sub>f</sub>). Suprayaciendo los conglomerados en contacto neto se encuentra un nivel de arcillolita limosa con laminación plana paralela (Facies F<sub>sm</sub>) en capas de espesores muy delgados a laminares (en este nivel, Pto GPS 47, se tomó la muestra AZ-3-1 para análisis de polen, ver Anexo 15). Continúan hacia el techo en contacto erosivo paquetes canaliformes de conglomerados clasto soportados con imbricación de cantos (Facies Gh) intercalados con niveles lenticulares de arenitas conglomeráticas (Facies S<sub>gm</sub>).

Segmento II. Este segmento tiene 14 m de espesor, se caracteriza por el predominio de arenitas tobáceas.

En la base existen niveles de arenitas de grano medio a grueso con nivelillos de gravas paralelos a estratificación (Facies S<sub>h</sub>), en capas de espesores delgados, suprayacidas en contacto neto por un nivel muy delgado de lodolitas negras con laminación plana paralela con restos de plantas (Facies F<sub>l</sub>) (en este nivel se tomó la muestra AZ-3-2 para análisis de polen, ver Anexo 15). Continúan hacia el techo en contacto neto paquetes de arenitas de grano medio, estratificadas y de composición tobácea (Facies S<sub>m</sub>/S<sub>v<sub>f</sub></sub>) (en este nivel, Pto GPS 49, se tomó la muestra AZ-3-4 para análisis petrográfico (Anexo 14 y Figura 3.22). Los paquetes de arenitas tobáceas se presentan en capas de espesores delgados a gruesos. Hacia la parte media de las tobas existe un nivel muy delgado de arcillolitas negras con laminación plana paralela (Facies F<sub>l</sub>) (en este nivel se tomó la muestra AZ-3-5 para análisis de polen, ver Anexo 15).

Segmento III. Este segmento tiene 7 m de espesor medido de conglomerados con algunas intercalaciones de arenitas.



**Figura 3.22** Arriba, tramo de poligonal Occidente Anticlinal A (AZ-5), Segmento IV de la columna estratigráfica (ver Anexo 13.2). En este tramo se tomó la muestra AZ-5-2 correspondiente a una arena tobácea. Abajo detalle de nivel con estructuras de *slump*.

Suprayaciendo en contacto erosivo a las tobas del Segmento II, se encuentran paquetes muy gruesos canaliformes de conglomerados dastosoportados con clastos toscamente orientados (Facies Gh), y niveles lenticulares de arenitas muy gruesas. Los clastos del conglomerado son de cuarzo lechoso, milonitas, basaltos,

pórfidos, gabros, cuarcitas, dacitas (en este nivel se tomó la muestra AZ-3-6, clasto de dacita, para análisis petrográfico, ver Anexo 14).

Entre los Segmentos III y IV se halla un segmento cubierto de espesor calculado de 89 m.

Segmento IV. Este segmento tiene 11 m de espesor medido de conglomerados con algunas intercalaciones de arenitas.

En la base hay un paquete tabular de espesor muy grueso de conglomerados clastosoportados con algo de matriz arenosa (Facies Gh/Gmm). Los clastos son de cuarzo lechoso, milonitas (metasedimentarias), cuarcitas. El contacto superior es gradual ondulado hacia un paquete tabular de arenitas de grano grueso con gradación normal (Facies Sm) a arenitas arcillosas con estratificación en artesas (Facies St). En contacto neto continúa un nivel de espesor delgado de lodolitas negras con laminación plana paralela (Facies Fl) suprayacido en contacto ondulado por un nivel de espesor medio de arenitas de grano medio con estratificación en artesas (Facies St). (En este nivel se tomó la muestra AZ-5-1 para análisis de polen, ver Anexo 15). En el techo existe un paquete tabular de espesor muy grueso de conglomerados matrizsoportados (Facies Gmm) que yace en contacto neto sobre un nivel de conglomerados clastosoportados (Facies Gh), la base es más arenosa. Los clastos son de cuarcitas, milonitas, metasedimentarias, cuarzo lechoso, algunos gabros.

El espesor de columna cubierto calculado entre los segmentos IV y V (ptos de GPS 53 y 54) es de 20,06 m.

Segmento V. Este segmento tiene 27 m de intercalaciones de arenitas de grano grueso con esporádicos niveles de arenitas tobáceas y lodolitas.

En la base se presenta un paquete de espesores delgados de arenitas de grano grueso con gradación normal hacia arenitas de grano muy fino en el techo, sin estructura interna aparente (Facies Sm/Sh) suprayacidas en contacto neto por un nivel muy delgado de lodolitas negras con laminación plana paralela. En contacto neto continúan arenitas de grano grueso tobáceas (Facies Svf) con laminación convoluta (Figura 3.23) con contactos graduales hacia una arenita lodosa y esta a su vez en contacto neto con un nivel muy delgado de arcillolita de color negro a gris claro (cuando están oxidadas) con restos de plantas (Facies Fsm) (en este nivel se tomó la muestra AZ-5-3 para análisis de polen, ver Anexo 15).

Hacia la parte media continúan intercalados en contacto neto con las arcillolitas (Facies Fsm), paquetes de geometría ondulosa de arenitas de grano medio con estratificación en artesas (Facies St), en capas de espesores medios a gruesos y esporádicos niveles de arenitas muy finas con laminación flaser (Facies Sr). En general los contactos de estas arenitas son netos con las lodolitas infrayacentes, en la parte media existe un nivel con óxidos de hierro y base erosiva. Adicionalmente son de color gris rosáceo y friable.

En los dos niveles de lodolitas intermedios se tomaron las muestras AZ-5-4 y AZ-5-5 para análisis de polen (ver Anexo 15).

Hacia el techo se observa un leve incremento en los niveles de arcillolitas de color negro a gris, bioturbadas, con restos de plantas (Facies Fsm). En estos niveles se tomaron las muestras AZ-5-6, AZ-5-7 y AZ-5-8 para análisis de polen (Anexo 15).

En el techo de la columna existen niveles de arenitas sin estratificación aparente, tobáceas (Facies Sm/Svf), de color verde a gris.

### 3.7.3 Poligonal Occidente Sinclinal A (AZ-6)

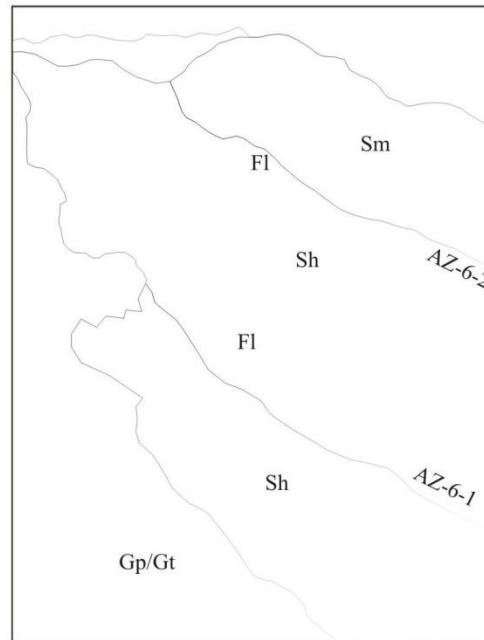
Esta poligonal se levantó sobre la carretera Armenia – Zarzal de oriente a occidente en el lado occidental del Sinclinal A (Anexo 1.2 y Anexo 12.1). La poligonal tiene una longitud total de 193,48 m, su inicio está en el pto GPS 56 y su fin unos metros después del pto GPS 58 (Anexo 12.1.5).

Nota: Para facilitar la presentación gráfica y salida de impresión en escala y tamaño de papel adecuados, En el Anexo 12.1.5 donde se representa esta poligonal (AZ-6) también se representa la poligonal del pto GPS-59 levantada al occidente del Anticlinal B.

### Columna Occidente Sinclinal A (AZ-6)

Esta columna se levantó con la poligonal Occidente Sinclinal A (AZ-6) cerca al peaje Corozal (Figura 3.24). El espesor total de columna levantado con afloramiento es de 23.7 m. El espesor de columna cubierto es de 29,4 m. El espesor calculado de columna cubierto desde el eje del sinclinal A hasta pto GPS 58 es de 166,29 m. El espesor calculado de columna cubierto desde el pto GPS 58 hasta el eje del Anticlinal B es de 12,21 m (Anexo 13.3). Hay que tener en cuenta que los espesores no son reales puesto que hay afectación por fallas.





**Figura 3.23** En la fotografía de arriba se observa a la izquierda el Peaje Corozal y a la derecha el sector donde se levantó la Poligonal Occidente Sinclinal A (AZ-6) (ver Anexo 12.1.5). Abajo detalle de la parte derecha de la fotografía de arriba. En este sitio se tomó la muestras AZ-6-1 de arenitas de grano medio (Facies Sh) y la Columna Oriente Sinclinal B (Pto GPS 59, AZ-8 b y AZ-9)



Coordenadas de la Base: 399.630,5704 E, 487.311,8370 N, Coordenadas del Techo: 400.161,3143 E, 487.229,8629 N.

De base a techo (pto GPS 56) se diferencian dos segmentos y uno cubierto:

Segmento I: Este segmento tiene 7 m de espesor de arenitas.

Desde el pto GPS 58 existe un paquete tabular de arenitas de grano medio con variaciones en contactos graduales suaves hacia arenitas lodosas (Facies Sh), en capas de espesores gruesos a medios. En la base de este paquete se tomó la muestra AZ-7-1 para análisis de polen (Anexo 15). Entre este segmento y el segmento II existe un segmento cubierto con espesor calculado en 29,4 m.

Segmento II. Este segmento tiene 9.1 m de espesor y está compuesto por un paquete basal de arenitas de grano medio homogéneas (Facies Svf), color gris, de espesor grueso a muy grueso. Continúan en contacto ondulado conglomerados clastosoportados con guijarros en la base y estratificación plana inclinada (Facies Gp), que varían hacia el techo en contacto gradual suave a conglomerados de guijos con estratificación inclinada (facies Gt), en capas de espesores medios a gruesos. Continúa hacia el techo en contacto gradual suave un paquete de arenitas de grano grueso con laminación plana paralela y algunos guijos (Facies Sh), de color gris pardo en capas de espesores medios .

Segmento III. Este segmento tiene 7,5 m de espesor y está compuesto de arenitas con intercalaciones de lodolitas.

En contacto neto con el segmento anterior se encuentra un paquete de lodolitas con laminación plano paralela (Facies Fl), de color gris con capas de espesores laminares suprayacido en contacto erosivo por un paquete de arenitas de grano medio, de espesores gruesos a muy gruesos. En las lodolitas se tomaron las muestras para análisis de polen AZ-6-2 y AZ-6-1 (Anexo 15 y Figura 3.24).

Poligonales Oriente Sinclinal B (Pto GPS 59) (AZ-8) y (AZ-9)

Estas poligonales se levantaron de oriente a occidente sobre la carretera Armenia – Zarzal al oriente del Sinclinal B (Anexo 1.2 y Anexo 12.1), este sinclinal al parecer es la prolongación del Sinclinal de Miravalles. El primer tramo alrededor del pto GPS 59 (ver Anexos 12.1.6 y 12.1.7) tiene una longitud total de 19,21 m y se encuentra al oriente de la zona de Falla A. El segundo tramo, AZ-8, se encuentra al occidente de la zona de Falla A, tiene una longitud total de 144,9 m, su inicio está



**Figura 3.24** Tramo de la Poligonal Oriente Sinclinal B (AZ-8), cerca a la Estación Meteorológica Ideam Corozal. Segmentos II y III de la columna estratigráfica (Anexo 13.4).

en el pto GPS 60 y su fin en el pto GPS 70, cerca a la estación meteorológica IDEAM Corozal (Figura 25). El tercer tramo, AZ-9, se encuentra al occidente de la Falla B, tiene una longitud total de 277,88 m, su inicio está en el pto GPS 79 y su fin en el pto GPS 81. En este último tramo se levantó la columna que corresponde a variaciones laterales de las capas que se encuentran entre los ptos GPS 60 a 79.

Nota: Para facilitar la presentación gráfica de la salida de impresión en escala y tamaño de papel adecuados, la poligonal del Pto GPS 59 se representa en el Anexo 12.1.5.

#### Columna Oriente Sinclinal B (Pto GPS 59, AZ-8 b y AZ-9)

Esta columna se levantó con las poligonales del Pto GPS 59, AZ-8 y AZ-9. El espesor de columna levantado es de 141,86 m. En la base de la columna se calculó un espesor cubierto de 334,86 m desde el eje del Anticlinal B hasta el inicio

de la columna del pto GPS 59. Entre las columnas AZ-8 y pto GPS 59 el espesor cubierto calculado es de 260,31 m. El espesor cubierto calculado entre AZ-8 y AZ-9 es de 714.07 m. El espesor cubierto calculado entre Pto GPS 78 y el eje de sinclinal es de 171 m. El espesor total de columna levantado y calculado en el lado oriental del Sinclinal B es de 1470 m. (Anexo 13.4). Hay que tener en cuenta que este no es el espesor real, puesto que este lado del sinclinal está atravesado por fallas.

Coordenadas de la Base: 399.630,5704 E, 487.311.8370 N, Coordenadas del Techo: 396.847,8817 E, 485.629,3671 N.

De base a techo, se pueden diferenciar cinco segmentos así:

Segmento I. Caracterizado por 20 m de espesor de intercalaciones de arenitas gruesas y conglomerados.

En la base se encuentra un paquete tabular de arenitas con algunas intercalaciones de lodolitas arenosas (Facies Sh), en capas de espesores gruesos a delgados. En contacto neto irregular suprayace un paquete canaliforme de arenitas y gravas de 1 cm (Facies Sm/Gh). Continúan hacia el techo paquetes tabulares de arenitas con intercalaciones de guijos (Facies Sh) en contactos erosivos, en capas de espesores medios, con imbricación. En contacto erosivo existe un paquete grueso de conglomerados clastosoportados con imbricación (Facies Gh), con guijos de cuarzo lechoso. Hacia el techo en contacto neto se encuentra un paquete cuneiforme de arenitas de tamaño de grano grueso a medio, con estratificación en artesa y laminación inclinada (Facies St), en capas de espesor delgado. En el techo del segmento existen intercalaciones de conglomerados clastosoportados con imbricación (Facies Gh) y arenitas de grano medio (Facies Sh) en contactos erosivos y en capas de espesores gruesos a medios.

Entre los Segmentos I y II existe un tramo o segmento cubierto con un espesor calculado aproximado de 260 m. Este sector está atravesado por dos fallas (zona Falla A determinada en la cartografía de la región y en la interpretación de imágenes de satélite) de dirección NE, que continúan subparalelas al río La Vieja.

Segmento II. Este segmento tiene 15 m de espesor y se caracteriza por el predominio de arenitas tobáceas.

En la base de este segmento (entre los puntos GPS 61 y 60) se presenta un paquete de espesor muy grueso de conglomerados matrizsoportados homogéneos (Facies Gmm) con matriz arenosa, mal calibrados, los clastos son de rocas metasedimentarias, cuarzo lechoso, basaltos, milonitas. En contacto neto suprayace un paquete de arenitas de tamaño de grano grueso a medio, con estratificación tosca (facies Sh/Svf), de color gris y composición tobácea.

Continúan en contacto neto capas gruesas de arenitas de grano grueso a fino, con gradación normal, con predominio de arenitas líticas gruesas en la base y estratificación plana paralela en el techo (Facies Sh). En contacto gradual suave continúan arenitas finas con estratificación ondulosa (Facies Sr), arcósicas. Suprayacen en contacto neto arcillolitas con laminación plana paralela (Facies Fl) en capas delgadas (en la base de este nivel se tomó la muestra AZ-8-1 para análisis de polen, Anexo 15). Continúa una arenita de grano muy grueso, con estratificación inclinada (Facies Sp), en capas muy delgadas, mal calibrada suprayacida por un paquete de arcillolitas aparentemente homogéneas (Facies Fsm), de color gris a chocolate, con restos de plantas (en este nivel se tomaron las muestras AZ-8-2 y AZ-8-3 para análisis de polen, Anexo 15). En el tope de este segmento hay un paquete de arenitas de grano medio, homogéneas, de composición tobácea (Facies Sm/Svf), de espesor muy grueso, color gris claro, con algunos restos vegetales.

Segmento III: Este segmento tiene 45 m de espesor y se caracteriza por la presencia de lodolitas intercaladas con arenitas y algunos niveles de gravas y conglomerados.

El intervalo inferior (entre ptos GPS 63 y 65) inicia con un paquete tabular de arenitas muy finas, lodosas, con laminación ondulosa suave (Facies Sr) en capas de espesor medio, suprayacidas en contacto neto por un paquete cuneiforme de arenitas de grano medio con laminación inclinada a gran escala hacia la base (Facies Sp) en contacto gradual suave a arenitas de grano medio sin estructura aparente, homogéneas (Facies Sm), en capas de espesor medio, color gris, suprayacidas también en contacto gradual suave por arenitas de grano medio con laminación inclinada (Facies SP), friables.

En el intervalo medio continúan intercalaciones de arcillolitas y lodolitas con arenitas en contactos netos. Las arcillolitas tienen laminación plana paralela y pasan en contacto gradual suave a lodolitas de colores grises oscuros, algunos niveles presentan restos de plantas (Facies Fl) en general son de geometría tabular, pocas veces se observa geometría cuneiforme, los espesores de las capas son láminas. Las arenitas son de grano medio, presentan gradación normal y estratificación inclinada (Facies Sp) pocas veces con estratificación plana ondulosa (Facies Sp), el espesor de las capas varía de grueso a medio. En el techo de este intervalo hay un paquete de geometría ondulosa, de arenitas de grano medio, con variaciones entre laminación indinada a gran escala (Facies Sp) y en la parte media laminación ondulosa (Facies Sr) con niveles de lodo negro. En este intervalo se tomó la muestra AZ-8-5 para análisis de polen (Anexo 15 y Figura 3.25).





**Figura 3.25** Horizonte de arenitas de grano medio sin estructura visible (Facies Sm) con desarrollo de pedogénesis (nódulos de calcreta). En este nivel se tomó la muestra AZ-10-1 para análisis petrográfico. Segmento I de la columna Occidente Sinclinal B (AZ-10 (Anexo 13.5).

En el intervalo superior (entre ptos GPS 67 y 69) aumenta la frecuencia de niveles lodosos y niveles de espesores muy delgados de gravas (pueden interpretarse como stone lines). Desde la base se presentan en contactos graduales suaves intercalaciones de arenitas de grano grueso, masivas (Facies Sh), tipo grauvaca, con cuarzo, Feldespatos y líticos, con lodolitas arenosas sin estructura (Facies Sm), arenitas finas con laminación ondulosa (ripples) (Facies Sr) y limos con laminación plana paralela (Facies Fsm). Continúan intercalaciones de arenitas de grano fino a medio con estratificación inclinada y en artesas de escala métrica (Facies St) en contactos graduales acentuados con arcillolitas (facies Fsm/FI). Hacia el techo se presentan niveles de espesores delgados de conglomerados con matriz de arena gruesa (Facies Gh) que pasan en contacto gradual acentuado hacia arenitas de grano medio, con estratificación inclinada (facies Sp) arcósicas, friables. En el techo de este intervalo hay un paquete de arenitas de grano grueso sin



estratificación aparente (Facies Sm) con niveles discontinuos de gravas, dispersos y ligeramente orientados (Stone lines).

Para análisis de polen se tomaron las muestras AZ-8-6 en la base de este intervalo, AZ-8-7 en la parte media y en la parte superior la muestra AZ-8-8 (Anexo 15).

Segmento IV. Este segmento tiene aproximadamente 15 m de espesor y se caracteriza por la presencia de conglomerados con un espeso paquete de lodolitas en su parte media.

Suprayaciendo en contacto neto irregular a las arenitas del segmento IV hay un paquete tabular de conglomerados matriz soportados con matriz arenosa, mal calibrados (Facies Gmg), de espesor muy grueso, con clastos de cuarzo lechoso, rocas metasedimentarias. Hacia el techo continúa en contacto neto un paquete de arcillolitas sin estratificación aparente (Facies Sm), grises, en capas de espesores muy gruesos, suprayacidas en contacto neto por un paquete de arenitas de grano muy fino, estratificadas (Facies Sh), en capas de espesores medios a delgados. En el techo existe en contacto erosivo un conglomerado matriz soportado con imbricación de clastos (Facies Gh).

Entre el Segmento IV (Columna AZ-8) y V (Columna AZ-9) existe un tramo cubierto de 714.07 m de espesor calculado. Este tramo está atravesado por la Falla B.

Segmento V. Este segmento de 8.5 m de espesor, comienza con un paquete homogéneo de arenitas de grano medio (Facies Sh), en capas de espesor medio con niveles de espesor delgado de chert. Continúan en contacto gradual acentuado arenitas (sal y pimienta) de grano medio con laminación inclinada (Facies Sp), en capas de espesor medio a muy grueso (en este nivel se tomó la muestra AZ-9-3 para análisis petrográfico), suprayacidas en contacto gradual acentuado por lodolitas arenosas con laminación plana paralela (Facies Fl), en capas de espesores delgados a muy delgados, de color amarillo pálido.

Segmento VI. Este segmento tiene 21 m de espesor y se caracteriza por un paquete de conglomerados en la parte baja y arenitas en el techo.

En la base se encuentra un paquete de 14 m de conglomerados con estratificación inclinada y algo de imbricación (Facies Gp), en capas de espesores muy gruesos. En este intervalo (entre pts GPS 76 y 77) se midió un plano de falla N7E/62E con desplazamiento aparente normal (puede ser de rumbo). En el techo existe un paquete homogéneo de arenitas de grano medio estratificadas (facies Sh) en contacto erosivo sobre los conglomerados, en capas de espesores gruesos.

Variaciones laterales del Segmento VI. Lateralmente se identifican variaciones en las capas de este segmento en un espesor de 16 m que se encuentran entre los ptos de GPS 77 a 79.

En la base existe un paquete de intercalaciones de lodolitas (Facies Fl), arenitas grano medio con estratificación, homogéneas (Facies Sh), y arenitas con niveles lenticulares que poseen estratificación interna inclinada (Facies Sp) y geometría canaliforme, suprayacidas por un paquete de arenitas de grano grueso a conglomeráticas, con estratificación inclinada de escala métrica (Facies Sp), con guijos de chert y cuarzo sobre las láminas de arena.

Continúa un paquete con base erosiva de conglomerados clastosoportados estratificados (Facies Gh), de espesor medio a muy grueso, con clastos de cuarzo lechoso, chert, rocas metasedimentarias silíceas, líticos de rocas ígneas ácidas. Continúan en contacto gradual acentuado arenitas gruesas con niveles discontinuos de gravas asociados a frentes de estratificación inclinada a gran escala (Facies Sp/Gh), de espesores delgados. Los clastos del conglomerado son de chert y metasedimentarias silíceas. En este intervalo (ptos GPS 79 y 80) se midió un plano de falla principal N80E/80S con estría horizontal y plano relleno de óxidos, también se midieron planos principales de fracturas: N48W/82W y N80E/80S.

En contacto neto continúa un paquete de arenitas de grano medio estratificadas (Facies Sh), intercaladas en contactos graduales suaves con niveles de lodolitas arenosas sin estructura, homogéneos (Facies Fl), de color gris, en capas de espesores delgados. Hacia el techo en contacto erosivo existe un paquete de conglomerados clastosoportados con estratificación inclinada (Facies Gp), en capas de espesores muy gruesos a medios, con clastos de chert, cuarzo, rocas metasedimentarias. El techo de este segmento está conformado por un paquete tabular de arenitas de grano muy fino lodosas estratificadas (Facies Sh), en capas de espesor grueso a muy grueso, con venas de caliche y chert disperso en bandas. En este intervalo (ptos GPS 77 y 78) se midió el plano de falla N70W/32E (pto GPS 78).

#### 3.7.4 Poligonal Occidente Sindinal B (AZ-10)

Esta poligonal se levantó de oriente a occidente sobre la carretera Armenia – Zarzal en el lado occidental del Sinclinal B (Anexo 1.2 y Anexo 12.1). La poligonal tiene una longitud total de 276,1 m, su inicio está en el pto GPS 82 y su fin en el pto GPS 92 (Anexo 12.1.8).

## Columna Occidente Sinclinal B (AZ-10)

Esta columna se levantó con la poligonal Occidente Sinclinal B (AZ-10). El espesor total de columna levantado y calculado en el lado occidental del Sinclinal B es de 186,90 m. (Anexo 13.5).

Coordenadas de la Base: 396.270,4572 E, N 485.158,1350 N, Coordenadas del Techo: 396.409,8359 E, 485.191.0751 N.

De base a techo, se pueden diferenciar cinco segmentos así:

Segmento I. Este segmento tiene 28 m de espesor y se caracteriza por intercalaciones de arenitas, lodolitas y algunos conglomerados.

En el intervalo inferior existe un paquete tabular de arenitas de grano medio intercaladas con niveles de gránulos (Facies Sh), en capas de espesores muy gruesos a medios. Estos niveles se encuentran fallados. Suprayaciendo en contacto erosivo se encuentra un paquete de conglomerados dastosoportados de gránulos a guijos (facies Gt) de geometría ondulosa, con estructuras de corte y relleno. Continúa en contacto neto un paquete de arenitas de grano medio, sin estructura visible (Facies Sm), de espesores muy gruesos a gruesos, con nódulos de calcreta y arenita (de este nivel se tomó la muestra AZ-10-1 para análisis petrográfico) (Figura 3.26). En contacto erosivo suprayace un paquete de arenitas de grano grueso con artesas de escala métrica (Facies St), de geometría ondulosa, en capas de espesores delgados a medios. Continúa un paquete de intercalaciones de lodolitas arenosas masivas (de este nivel se tomó la muestra AZ-10-2 para análisis de polen) y calcretas (Facies Fsm/Sh) con inclinación hacia el occidente, en capas de espesores delgados.

El intervalo intermedio inicia con un nivel de gravas, consta de intercalaciones de arenitas de grano grueso (sal y pimienta) con niveles de conglomerados, con clastos tamaño guijo, de cuarzo y chert y rocas metasedimentarias (Facies Sh/Gh), en capas de espesores gruesos a delgados. Continúan niveles cuneiformes de conglomerados de gránulos en contacto gradual acentuado a arenitas de grano medio (sal y pimienta) con estratificación en artesa (Facies St/Gt) en capas de espesores gruesos a delgados.

El intervalo superior consta en la parte inferior de un paquete de arenitas de grano muy fino a lodo, homogéneas, sin estructura visible (Facies Sm), de espesor muy grueso a grueso, color gris. Continúa en contacto neto un paquete de lodolitas, arcillosas hacia el techo, homogéneo, con laminación plana paralela (facies Fl), de color gris oscuro, en capas de espesores muy delgados (en la base de este nivel se



**Figura 3.26** Horizonte con pedogénesis conformado por intercalaciones de lodolitas arenosas con estratificación inclinada (Facies Fsm/Sp) y niveles laminares de calcretas (ch). En este nivel se tomó la muestra AZ-10-2 para análisis de polen. Sh/Gh: arenitas de grano grueso intercaladas con conglomerados. Sm: facies de arenitas de grano medio sin estructura visible con nódulos de calcreta. Segmento I de la Columna Occidente Sinclinal B (Anexo 13.5).

tomó la muestra AZ-10-3 para análisis de polen), suprayacido en contacto erosivo por un paquete de arenitas de grano medio con laminación inclinada de escala métrica, con geometría ondulosa (Facies Sp).

Segmento II. Este segmento tiene 33 m de espesor y se caracteriza por el predominio de arenitas y esporádicos niveles de conglomerados.

En el intervalo inferior (entre ptos GPS 87 y 86) hay un paquete tabular de arenitas de grano grueso a medio, con gradación normal y niveles ocasionales de guijos (Facies Sh/Gh), en capas de espesores muy gruesos a delgados. En el intervalo

medio continúa en contacto erosivo un paquete de conglomerados de guijos con estratificación cruzada (Facies Gt), de geometría ondulosa. En contacto gradual

acentuado continúa un paquete de arenitas de grano medio con laminación inclinada (Facies St) hacia la base y laminación plana paralela (Facies Sh) hacia el centro, y con laminación ondulosa hacia el techo (Facies Sr) en capas de espesores muy gruesos a gruesos.

Segmento III. Este segmento tiene 53 m de espesor y se caracteriza por el predominio de conglomerados.

La base del segmento está conformada por un paquete tabular de 35 m de conglomerados clastosoportados con estratificación inclinada (Facies Gp), continúa en contacto neto un paquete tabular de arenitas de grano grueso con guijos (Facies Sm). Continúa en contacto erosivo un paquete de conglomerados clastosoportados (Facies Gh) con moldes de troncos carbonizados hasta de 30 cm de diámetro, atravesados por fallas. En este sitio una pequeña zona de falla.

En contacto neto continúa un paquete de arenitas de grano medio, homogéneas sin estructura aparente (Facies Sm). En contacto erosivo existe un paquete de conglomerados matriz soportado (Facies Gcm) con guijos de chert, de geometría ondulosa. En el tope del segmento se encuentra en contacto erosivo un paquete conglomerados de guijos, dasto soportado con matriz arenosa, con estratificación inclinada a gran escala (Facies Gp), con clastos de rocas metasedimentarias.

En este segmento se midieron planos de fracturas principales N62E/28N y N5W/68E.



#### 4. INTERPRETACIÓN, ASOCIACIÓN DE FACIES Y AMBIENTE DE DEPÓSITO.

Para entender el ambiente de depósito de la Formación La Paila se muestran los conceptos en los cuales se basa un análisis facial, iniciando con la definición de litofacies y las posibles interpretaciones documentadas en la literatura existente; luego se ilustra un modelo metodológico de un análisis facial aplicado a una pequeña porción de la Formación La Paila en la Cantera El Vínculo; y por último se presenta el análisis facial de dos secciones representativas de la región de estudio, la Sección Cerca a La Uribe y la Sección Armenia – Zarzal junto con la interpretación del ambiente de depositación de la Formación La Paila.

La descripción de litofacies sigue las definiciones de Miall (1996) sin cambios fundamentales en la codificación con excepción de las litofacies volcánicas y volcanoclásticas para las cuales se tuvieron en cuenta los conceptos presentados por Borrero et al. (2008). En la Tabla 1 se muestran las facies utilizadas en las columnas estratigráficas, su posterior interpretación y asociación.

En los códigos de litofacies (*sensu* Miall) la primera letra indica el tamaño de grano (en inglés) y los subíndices representan la presencia o no de estructuras sedimentarias, por ejemplo Gmm y Gmg son gravas con ausencia de fábrica en los clastos. Para resaltar el aporte volcánico en la Formación La Paila, en las diferentes litofacies se conservó el código original de Miall y se adicionó, separado por una barra, el código Sv<sub>f</sub>, por ejemplo Facies Sh/Sv<sub>f</sub> son arenas con laminación plana paralela y contenido de material volcánico.

De acuerdo con Miall (1996) son cinco facies principales las que ocurren en ambientes fluviales, diferenciadas con base en la textura y la estructura interna. En general se registra el tamaño de grano de los clastos y los cambios verticales. Estos cambios reflejan variaciones en los esfuerzos de cizalla sobre el lecho, mientras que los cambios a escalas mayores, en varias unidades litológicas, indican cambios progresivos en el sistema del canal.

**Tabla 4.1** Códigos de litofacies utilizados en este estudio. Tomados de la Tabla 4.1 de Miall, (1996). Se adiciona el código facial para facies con componentes volcánicos siguiendo los conceptos establecidos en Borrero et al. (2008).

Código Facies	Facies	Estructuras Sedimentarias
Gmm	Gravas matriz soportadas, masivas	Gradación débil
Gmg	Gravas matriz-soportadas	Gradación normal a inversa
Gci	Gravas clastosoportadas	Gradación inversa
Gcm	Gravas clastosoportadas masivas	-
Gh	Gravas clastosoportadas crudamente estratificadas	Estratificación horizontal, imbricación
Gt	Gravas , estratificadas	Estratificación inclinada en artesas
Gp	Gravas, estratificadas	Estratificación inclinada planar
St	Arena fina a muy gruesa, puede tener cantos	Estratificación inclinada en artesas solitarias o agrupadas
Sp	Arena fina a muy gruesa, puede tener cantos	Estratificación inclinada planar solitarias o agrupadas
Sr	Arena muy fina a gruesa	Laminación inclinada de rizaduras u ondulitas
Sh	Arena muy fina a gruesa, puede tener cantos	Laminación horizontal con alineación de granos o lineación de corriente
Sl	Arena muy fina a gruesa, pueden tener cantos	Laminación inclinada de bajo ángulo (<15°)
Ss	Arena fina a muy gruesa, puede tener cantos	Huellas superficiales y amplias
Sm	Arena fina a gruesa	Laminación masiva o desvanecida
Svf	Arena fina a gruesa con contenido de material	Laminación masiva o desvanecida

Código Facies	Facies	Estructuras Sedimentarias
	volcánico (< 65%)	
Fl	Arena, limo, lodo	Laminación fina de rizaduras muy pequeñas
Fsm	Limo, lodo	Masiva
Fm	Lodo, limo	Grietas de desecación, masiva
Fr	Lodo, limo	Bioturbación, raíces, masiva

#### 4.1 Descripción e interpretación de facies

##### 4.1.1 Litofacies de conglomerados

Litofacies Gmm y Gmg. La litofacies Gmm corresponde a gravas matriz soportadas masivas, con gradación débil. En general las capas tienen geometría tabular, espesores gruesos a muy gruesos. La variación del tamaño de grano en estas facies usualmente está entre bloque (25 a 30 cm) y gránulos (4 mm), o sea mal calibrados. La esfericidad de los cantos varía de angular a subredondeados. Los contactos a la base son netos, abruptos y de carácter erosivo.

Interpretación: Esta facies se interpreta como producida por flujos de detritos. En los cuales el sedimento y el agua están completamente mezclados y donde la estructura original de las partículas y del sedimento intersticial se preserva cuando el flujo se detiene (*freezing*). Cuando la matriz es la que domina (*cohesive debris flow*) se sugiere dominio de las fuerzas de cohesión (Reading, 1996).

El tamaño de clastos que puede transportar un flujo de detritos depende del nivel de resistencia (*yield strength*), la cual está relacionada con la viscosidad y el espesor del flujo. Por esta razón, el tamaño máximo del clasto en depósitos de flujos varía.

Los flujos de detritos se forman en todos los regímenes climáticos y ocurren en laderas a nivel subaéreo y subacuático. A menudo se acumulan rellenando valles fluviales y canales fluviales preexistentes.

El soporte de los clastos se debe a la flotabilidad que es controlada por la densidad de la matriz y también por las colisiones que se dan entre los granos (Pierson, 1981). El proceso de formación de esta litofacies se ha relacionado con flujos de

detritos pseudoplásticos, de baja resistencia, depositados por flujos viscosos o laminares (Pierson, 1981).

Este tipo de sedimentos puede ser transportado por grandes distancias y en razón a la resistencia producida por la viscosidad y la densidad media de la matriz, estos flujos son capaces de transportar grandes clastos, algunos de los cuales tienden a flotar muy cerca de la superficie del flujo (Reading, 1996).

El núcleo de estos flujos generalmente se mueve como un cuerpo rígido de sedimento y se pueden desplazar con gradientes muy bajos. Cuando el flujo se detiene y en razón a su comportamiento reológico plástico, la estructura interna del flujo se congela preservando su pobre calibrado (Miall, 1996).

Litofacies Gcm: Gravas dastosoportadas, masivas. El espesor de las capas varía entre muy grueso a medio. Los contactos son netos ondulados con las unidades infrayacentes. El tamaño de los cantos varía desde bloques (media de los diámetros 8 cm) hasta guijarros, son pobremente calibradas, clastos redondeados a subredondeados.

Interpretación: Esta litofacies se interpreta como producida por flujos de detrimentos pseudoplásticos con baja resistencia, depositados a partir de flujos laminares o turbulentos (Miall, 1996).

Litofacies Gh: Gravas clastosoportadas, con estratificación cruda, con imbricación discontinua y a veces continua a lo largo del estrato. Contiene clastos tamaño guijarro y guijo. En general contienen matriz arenosa con moderada calibración. Los contactos son netos ondulados con las unidades infrayacentes y entre las capas son graduales suaves, en general difusos. La geometría de las capas es tabular. El espesor de las capas varía entre delgado a muy grueso, en un paquete se pueden presentar diferentes capas que alcanzan varios metros de espesor. Los clastos son subredondeados.

Interpretación: Esta litofacies se relaciona con el transporte por tracción en corrientes (acreción lateral). Los granos de tamaño granulo o mayor se detienen cuando la competencia de la corriente solamente es capaz de transportar arena, por lo tanto se produce un depósito de rezago de canal (*lag deposit*). Los dastos de lodo se originan por erosión y desprendimiento de las paredes del canal.

Según traducción de la página 101 de libro de Miall (1996) "los dastos más gruesos se depositan bajo condiciones de alta cizalla en el lecho del río, lo que da lugar a gravas clastosoportadas. Los clastos más finos y las arenas infiltran la fábrica de los clastos a bajas velocidades. Cuando hay imbricación los clastos son depositados por corrientes de tracción. La imbricación es una orientación de cada clasto de tal forma que el plano formado por el eje largo e intermedio del clasto se

inclina corriente arriba. Esta es la posición más estable que alcanza el clasto y es una característica de los ríos de gravas que usualmente se preserva en conglomerados clastosoportados, constituyéndose en un indicador útil de paleocorrientes”.

Litofacies Gp: Gravas estratificadas, capas con estratificación inclinada planar.

Interpretación: Esta litofacies se interpreta como formas de fondo transversales, crecimientos deltaicos a partir de antiguos remanentes de barras.

Litofacies Gt: Gravas con estratificación inclinada y en artesa. Contienen dastos tamaño guijo a guijarro (entre 4 y 25,6 centímetros). La calibración es moderada a baja. Los contactos son netos ondulosos y erosivos. La geometría de las capas es tabular a lenticular. El espesor de las capas varía entre delgado a medio. Los clastos son redondeados a subredondeados.

Interpretación: Esta litofacies se relaciona con el relleno de canales menores, aunque según Miall (1996) en general es difícil diferenciar claramente las litofacies Gt o Gp. Una de las variaciones más importantes en gravas clastosoportadas, observando a una escala capa a capa, es la que se presenta entre las gravas con una cruda estratificación (Facies Gh), y las gravas con estratificación inclinada (Gt y Gp). Hein and Walter (1977 en Miall, 1996 pg. 101) explican que se debe a un proceso donde una porción de gravas proveniente de la erosión del banco del río se transporta como un rezago en el canal activo que luego se vuelve somero y por tanto disminuye la velocidad del flujo. La lámina se acreciona dentro de la forma de fondo (*bedform*) por acreción lateral y vertical. Y es el balance entre las dos direcciones de acreción lo que determina la estructura (combinación de gravas con estratificación horizontal e inclinada). Cuando el flujo es más rápido la lámina se elonga corriente abajo más rápido que la acreción y el resultado es una lámina de bajo relieve con estratificación plana o inclinada muy suave.

Cuando se desarrolla el frente de avalancha puede resultar la separación de un torbellino, que sirve para amplificar los procesos generadores de formas de fondo. En ambos casos la disminución de las profundidades de agua sobre la acreción vertical puede conducir a la disminución del esfuerzo de cizalla y a la reducción hacia arriba del tamaño de los clastos. En algunos casos los depósitos de gravas y arenas se segregan dentro de la misma forma de lecho. Las capas superiores están compuestas por arenas bien calibradas, usualmente con lineaciones en las láminas (*parting lineation*) y las de fondo por gravas con estratificación inclinada (Tomado de Miall, 1996).

La estratificación inclinada continúa desde las gravas hacia arriba en las arenas conllevando a una reducción en la pendiente. La segregación se presenta donde la



mezcla de sedimento es bimodal, y donde los clastos de gravas son bien redondeados, facilitando el calibrado por rodamiento sobre el lecho. En donde las capas superiores están en condiciones críticas de flujo, se desarrollan dunas, equivalentes a la condición de capa plana de la teoría de flujo (Figura 4.1). Los clastos de grava ya han rodado sobre esta superficie suave, y acumulado en el barlovento de la duna, como una cubierta de acreción. El proceso se denomina "*gravel overpassing*" (Allen, 1983 en Miall, 1996).

Los experimentos de modelamiento llevados a cabo por Carling and Glaister (1987 en Miall, 1996) y Carling (1990 en Miall, 1996) han mostrado que los procesos de *overpassing* pueden explicar casos donde grupos de gravas con estratificación inclinada muestran variaciones considerables en la textura. Los clastos de gravas muestran una disminución hacia arriba en el tamaño de grano, como un resultado del calibrado en la ladera de la avalancha. La matriz de relleno y la matriz de soporte de las gravas que forman la base de estos grupos resultan de una depositación simultánea de los clastos de gravas que ruedan hacia abajo al frente de la ladera, y la arena puesta en suspensión en la separación del torbellino. Este componente de arena está ausente en la pendiente de la capa frontal (*foreset*), de tal manera que la grava retiene una textura de trama abierta.

El techo del grupo de infiltración ocurre por la suspensión intermitente de la carga de arena bajo el flujo de separación, resultando en una matriz de relleno de gravas finas. Bluck (1979, 1980 en Miall, 1996) mostró que en algunos casos las mesoformas están cubiertas por gravas gruesas, las cuales pueden interdigitarse con gravas más finas o frentes de arenitas guijosas (*pebbly*), resultando en pequeñas secuencias que se engrosan hacia arriba.

Litofacies Gci. Arenitas con gradación inversa. Arenitas que gradan inversamente hacia conglomerados finos, o arenitas finas que gradan hacia arenitas gruesas.

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).

#### 4.1.2 Litofacies de arenitas

Litofacies St. Arenas de grano fino a muy grueso, pueden tener gránulos dispersos. Presenta agrupación de niveles con estratificación tangencialmente inclinada (*trough cross beds*) en una dirección dominante. Los contactos son erosivos. La geometría es ondulosa. El espesor de las capas varía entre muy delgado a medio.

Interpretación: Esta facies se origina por transporte de tracción de arena que forma dunas (3-D) de cresta lingüoide y sinusoides. La arena se transporta por saltación durante fases de flujo turbulento generando acumulaciones que corresponden a la longitud de onda de la forma del fondo (rizaduras y dunas). Los gránulos son transportados por rodamiento sobre las superficies de arena (Leeder, 1999) (Figura 4.1).

Litofacies Sp. Arenas de grano fino a muy grueso, puede tener cantos. Presenta laminación inclinada planar. Los contactos son netos a ondulados. La geometría de las capas es ondulosa a cuneiforme. El espesor de las capas varía entre delgado a grueso. El calibrado es bueno a moderado.

Interpretación: Esta litofacies se forma por la migración de dunas en 2D. En esta litofacies la arena es transportada arriba de los flancos del fondo por tracción y suspensión intermitente usualmente formando una capa de ondulitas (*ripples*) de pequeña escala y depositados en la cresta, donde el esfuerzo de cizalla del fondo cae al punto de separación del flujo (Figura 4.1).

Litofacies Sgm. Arenitas conglomeráticas macizas. Arenitas de grano fino a grueso con gránulos y guijos (máx. 3 cm), en estratos tabulares o lenticulares de espesores centimétricos a métricos, clastosoportadas, macizas o con estratificación levemente marcada por niveles de gránulos y guijos. Los clastos son sub-angulares a sub-redondeados de alta esfericidad, mal seleccionados, pueden encontrarse interestratificados con lentes de arenitas macizas (facies Sm) o con facies de conglomerados (Gh), en contacto erosivo o transicional.

Interpretación. Esta facies 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, los cuales sumados a la corta distancia de transporte impidieron una efectiva calibración textural (Reading, 1996). Indican depositación rápida por suspensión y por tracción, donde la turbulencia y la interacción entre los granos son los mecanismos responsables del soporte, transporte y depositación del material.

Litofacies Sr. Arenas de grano muy fino a grueso. Presenta laminación inclinada de u ondulosa. Los contactos son netos ondulados o erosivos. La geometría es lenticular a tabular. El espesor de las capas varía desde muy delgado a medio.

Interpretación: Esta facies se origina por corrientes unidireccionales de tracción en condiciones de flujo bajo. A bajas tasas de sedimentación los trenes de ondulitas se erosionan mutuamente o producen superficies de erosión entre ellas. Cuando las tasas de sedimentación son altas se generan estructuras de escalonamiento (*climbing*) de los trenes de ondulitas.

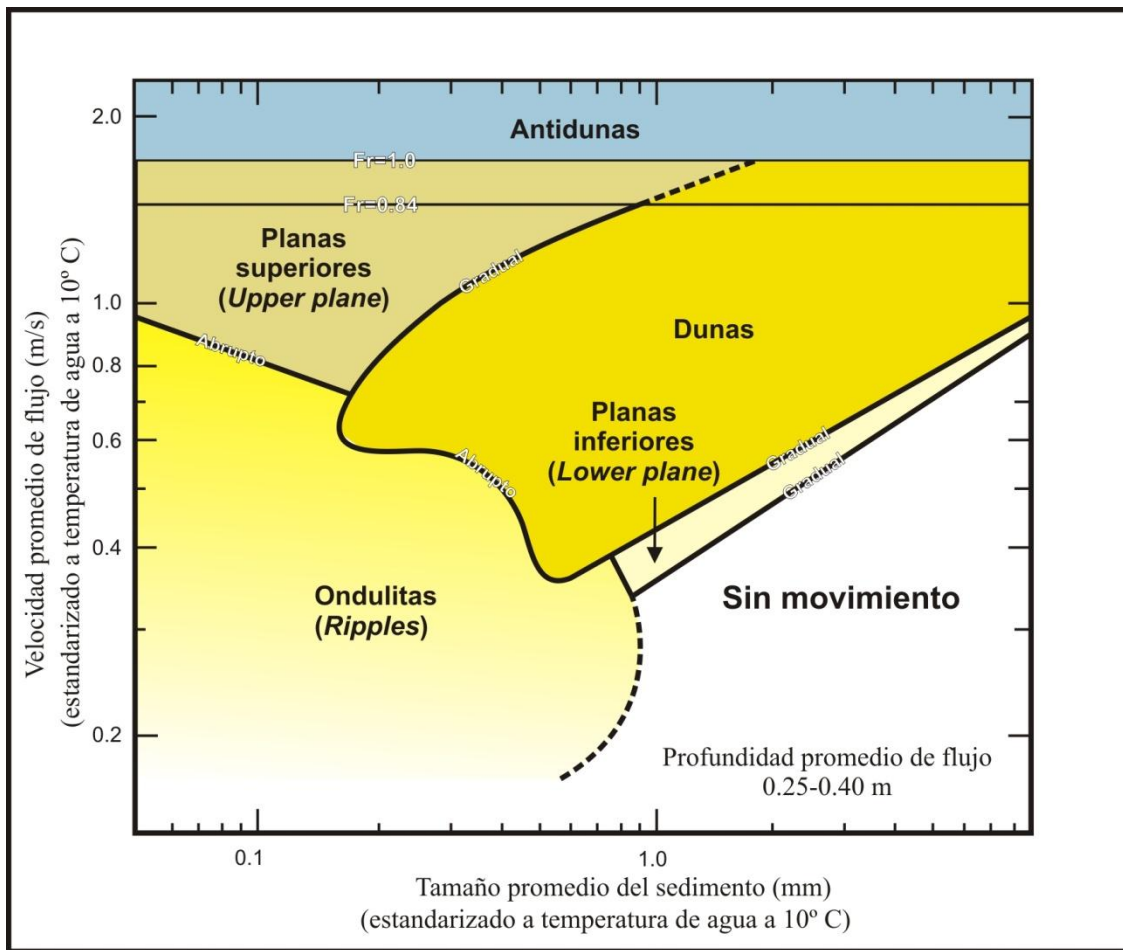
Litofacies Sh. Arenas de grano muy fino a grueso, horizontalmente laminada, puede tener gránulos y guijos. Presenta laminación plana paralela, con alineación de granos o lineación de corriente. La geometría de los estratos es tabular, los contactos son netos, ondulosos a erosivos. El espesor de las capas varía de delgado a muy grueso.

Interpretación: Esta litofacies ocurre bajo dos condiciones muy diferentes. Cuando son arenas finas, se considera que los estratos representan el rango de capas planas del estado superior de flujo (*upper-stage plane beds*), formadas a velocidades de flujo altas (Miall, 1996) (Figura 4.1). Las láminas paralelas en arenas son generadas por tracción. Para este tipo de sedimentos (arenas finas y medias) en condiciones de profundidad estables, el incremento de velocidad de flujo produce una sucesión de estructuras sedimentarias así: no movimiento, ondulitas, olas de arena (*sand waves*), dunas y capas planas superiores (*upper flat bed*) (Harms et al., 1975).

Sin embargo para arenas más gruesas (> 0.6 mm) las estructuras son diferentes: la primera estructura que aparece a bajas velocidades (entre 30 y 35 cm/seg aproximadamente) cuando las profundidades de flujo están alrededor de los 20 cm, son capas planas inferiores (*lower flat bed*). En estas condiciones no se generan ondulitas (Harms et al., 1975) (Figura 4.1).

Cuando los granos de grava aparecen y no son muy abundantes en el fondo son transportados en el estado superior de flujo debido a que: ellos sobresalen en el sedimento de grano más fino exponiéndose a las fuerzas de arrastre del fluido y crean un campo de flujos que erosionan el sedimento alrededor facilitando el transporte en la corriente principal (Leeder, 1999).

Litofacies Sl. Arenas de grano muy fino a grueso, puede tener cantos. Presenta laminación inclinada de bajo ángulo (< 15°). La estratificación inclinada usualmente es asintótica con referencia a las superficies límite inferior y superior. La geometría de las capas es tabular, algunas veces cuneiforme y lenticular.



**Figura 4.1** Diagrama esquemático de formas de fondo producidas en profundidades de flujo entre 25 y 40 cm. La velocidad media de flujo se trazó contra el tamaño promedio del sedimento. La viscosidad y densidad del agua son tomadas a una temperatura de 10°C. Gráfico según modificaciones de las fuentes originales por Leeder (1999).

Interpretación: Esta litofacies es similar a la litofacies Sh y usualmente se encuentran asociadas. Puede formarse como producto del lavado de dunas en condiciones de transición entre flujo supercrítico y subcrítico. También pueden representar capas planas formadas sobre superficies inicialmente inclinadas o también pueden estar asociadas a antidunas. Cuando están asociadas a la facies Sh indican condiciones cercanas a las de capas planas del estado superior de flujo (*upper-stage plane beds*) (Figura 4.1).

Litofacies Ss. Arenas de grano fino a muy grueso, pueden tener cantos. Formadas sobre surcos de erosión someros y amplios.

Interpretación: Sobre las superficies de erosión fluvial usualmente existen arenas pobremente calibradas de unos pocos centímetros a un metro de espesor, que muestran estratificación inclinada pobremente definida y contienen abundantes intraclastos y materiales de rezago (waterlog plant debris). Las características de esta litofacies Ss indican una rápida depositación de material pobremente calibrado, con una carga gruesa (*coarse bed load*).

Litofacies Sm. Arenas masivas. Presenta laminación masiva o desvanecida. La geometría de las capas usualmente es tabular, Los contactos son erosivos a ondulados. El espesor de las capas varía desde delgado a grueso.

Interpretación: Cuando la textura masiva es primaria se interpreta como producto de depósitos de flujos de gravedad y rápida depositación. Ocurren con frecuencia en pequeños canales resultantes del colapso de los bancos.

Cuando la textura masiva es secundaria ha sido resultado de modificaciones por pérdida de agua (puede ser por licuación) o por bioturbación. Potencialmente algunas de las capas masivas descritas en esta facies podrían haber estado estratificadas internamente.

Litofacies Sv<sub>f</sub>. Este término se utiliza aquí en el sentido de Borrero et al. (2008) para referirse a depósitos de tamaño de grano arena gruesa a fina, masivos compuestos de ceniza y pómez (hasta en un 65%). La geometría de las capas es tabular, los contactos son generalmente netos a ondulados. El espesor de las capas varía desde delgado a muy grueso. Sin embargo dado que existe material volcánico en muchas de las litofacies arenosas y finas (horizontes con pedogénesis), la descripción de litofacies se conserva de acuerdo con los códigos de Miall y se adiciona, separado por una barra, el código Sv<sub>f</sub>.

El término Sv<sub>f</sub> generaliza la mayor parte de depósitos de origen volcánico. En la Sección Cerca a La Uribe (Anexo 1) se discriminaron dentro de este grupo facial las facies T<sub>m</sub> y T<sub>ng</sub>. La Facies T<sub>m</sub> se refiere a tobas macizas con contenido de anfíbol, biotita, feldespatos y cuarzo en matriz vítrea. La Facies T<sub>ng</sub> se refiere a tobas de lapilli, vítreas, con gradación normal.

Interpretación: Las litofacies de arenitas masivas con contenido de material volcánico (Sm/Sv<sub>f</sub>) pueden interpretarse como depósitos de flujos de escombros e hiperconcentrados que removilizan un depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza (Herrera y López, 2003).



Las Facies Tm se interpretan como el producto de oleadas y caídas piroclásticas asociadas a flujos piroclásticos. La Facies Tng se interpreta como depósitos de caída durante fases menguantes de la actividad eruptiva.

Litofacies Svft. Arenitas tobáceas con laminación inclinada en artesa, de grano fino, color crema, con laminación inclinada en artesa definida por cristales de anfíboles, estratos de espesores centimétricos a métricos, granos sub-angulares de alta esfericidad, bien seleccionadas, compuestas por granos de cuarzo vítreo, feldespatos, anfíboles y fragmentos líticos. Los contactos son básicamente netos erosivos.

Interpretación: Las artesas se desarrollan por la migración de dunas 3-D (Miall, 1996). Ellas ocurren en arenitas de granos finos a muy gruesos. Los guijarros pueden estar presentes y esto es común en arenitas pobremente seleccionadas con intraclastos de arcilla o lodolita hacia la base de la artesa.

Para Collinson (1996), Las arenitas con estratificación cruzada muestran un volumen significativo de arenitas de canal, en ocasiones todo el canal. Los *ripples* en las arenitas con laminación cruzada usualmente ocurren hacia el tope de los canales, son de grano fino y más micáceo y carbonáceos que las arenitas infrayacentes. Reflejan relativamente corrientes débiles.

Las arenitas con estratificación inclinada es la facies más abundante en las arenitas fluviales de canal. El rango de tamaño de grano varía de grueso, arenita guijosa a arenitas finas. El espesor de los sets de estratificación cruzada varía de unos pocos centímetros a varios metros. Los sets deprimidos son más abundantes y tienen comúnmente unos pocos decímetros de espesor. Ellas son el producto de la migración de dunas 3-D.

#### 4.1.3 Litofacies clásticas de grano fino

Litofacies Fl. Arena, limo y lodo. Presenta laminación ondulosa muy fina. El espesor de las capas individuales es de láminas (<10 mm), el espesor de un depósito continuo alcanza varios metros.

Interpretación: La interlaminación de lodo, limo y arenas muy finas es común en áreas de desborde, y representa la depositación a partir de suspensión y de corrientes de baja tracción.

Los sedimentos clásticos de grano fino son depositados fundamentalmente a partir de la carga en suspensión de los ríos. No ocurre en canales activos, debido a que

los esfuerzos de cizalla y la turbulencia son tales que la carga permanece en suspensión.

Los depósitos de lodo, limo y arenas muy finas sugieren depositación en planicies de inundación, en canales abandonados, y en áreas abandonadas de canales normalmente activos. En esta litofacies la laminación puede ser preservada si las condiciones del fondo son anóxicas lo que previene la perturbación del sedimento por organismos.

Litofacies Fsm. Lodolitas; limolitas y arcillolitas. Esta litofacies se distingue de la Fl, por la ausencia de capas de arena. En este trabajo se utilizó además para lodolitas masivas. El espesor típico es de unos pocos milímetros a centímetros.

Interpretación: La superficie límite inferior de la capa se ajusta a la forma de cualquiera de las capas subyacentes, como por ejemplo un tren de ondulitas. Cuando se trata de lodolitas masivas esta representa la facies más distal de la llanura de inundación, incluyendo la depositación en charcas.

Esta litofacies se utiliza para las cubiertas de lodo que usualmente ocurren dentro de sedimentos arenosos y gravosos trenzados, donde representan los depósitos de charcas estancadas durante los niveles bajos del abandono del canal (Miall, 1977).

Litofacies Fr. Estratos de arcillolitas-limosas, sin estructura, con huellas de raíces.

Interpretación: Los sedimentos fueron transportados como carga en suspensión por corrientes débiles (sin carga de tracción) y depositados por asentamiento (acreción vertical) luego de la detención del flujo. Las estructuras sedimentarias primarias han sido destruidas por el emplazamiento de raíces.

Litofacies Fm. Lodolitas macizas de espesores centimétricos, de color pardo amarillento, en estratos de espesores centimétricos (máx. 25 cm). Los contactos son netos a la base y erosivos al techo.

Interpretación. Miall (1996) propone esta litofacies para los lodos de asentamiento que comúnmente ocurren en sedimentos de gravas y arenas, donde ellos representan los depósitos de aguas tranquilas durante etapas bajas de canales abandonados. El espesor típico es de unos pocos milímetros a unos pocos centímetros.

#### 4.1.4 Litofacies no clásticas

Según Miall (1996) sólo un rango limitado de sedimentos químicos se presenta en sedimentos fluviales, principalmente en la llanura de inundación. Los más importantes son los suelos, que se forman en climas semiáridos.

Carbonatos pedogénicos. Se desarrollan donde las llanuras de inundación están expuestas durante largos períodos (de miles de años) a procesos de meteorización superficial (Miall, 1996). La infiltración de la lluvia disuelve iones hacia abajo (eluviación), mientras que la evaporación y la capilaridad del agua subterránea durante períodos áridos concentra los mismos iones cerca a la superficie. El resultado es un desarrollo gradual de cemento carbonático que coalesce en nódulos y en sustratos carbonáticos más o menos continuos, usualmente con un patrón de fracturas en bloques.

En este estudio, no se hizo una separación de la litofacies correspondiente, sin embargo se menciona la existencia de los horizontes de caliche y/o calcretas como un rasgo característico en algunos sectores de la Formación La Paila.

#### 4.2 Asociación de facies y ambiente de depósito de la Formación La Paila

De acuerdo con Miall (1996) los principales factores que controlan el transporte de sedimentos son: la condición del flujo (laminar o turbulento) y la concentración del sedimento. Este autor establece la diferencia entre los dos tipos de procesos: 1) los flujos turbulentos con bajas concentraciones de sedimentos. En estos el transporte y la depositación ocurren por tracción y muy poca suspensión, y 2) los flujos en los cuales la turbulencia disminuye debido a la combinación de altas viscosidades y altas concentraciones de sedimentos, da lugar a un flujo laminar y al soporte de los clastos por flotabilidad.

El entendimiento de los procesos de transporte de gravas y formación de los estratos de gravas es menor que el de las arenas, debido sobre todo a razones de seguridad en el momento de las observaciones. Sin embargo los modelos de laboratorio se han hecho escalando todos los parámetros físicos de las observaciones hechas con modelos de arenas (Miall, 1996, pg. 100).

Los patrones de estratificación y las características de litofacies, son el reflejo de los procesos de evolución que gobiernan el desarrollo de los "elementos arquitecturales" en el depósito final (Miall, Pg. 100). Su entendimiento surge del análisis a dos escalas, a la escala de la interface agua-sedimento, variaciones en los patrones de turbulencia, tasa de transporte, velocidad de flujo, y control en la profundidad de las texturas y estructuras del fondo (Figura 4.1).

El término “elemento arquitectural” en el sentido de Miall (1996) se define como un componente de un sistema depositacional equivalente en tamaño, o más pequeño que un relleno de canal y más grande que una unidad de facies individual, caracterizado por un arreglo de facies, geometría interna y forma externa definidos. El término se usa para unidades enmarcadas por superficies límite de diferente orden.

Hay que entender que la preservación de cualquier estructura depositacional se debe al cambio, abandono y enterramiento. Así, las variaciones en la textura y estructura en los depósitos de gravas por corrientes de tracción reflejan la extrema inestabilidad de las tasas de flujo y de transporte de sedimentos (Miall, 1996).

Para una clasificación descriptiva de los elementos arquitecturales Miall (1985) propuso los siguientes componentes:

1. Naturaleza de las superficies límite superior e inferior: erosivas o gradacionales, planares, irregulares, curvadas (cóncavas o convexas).
2. Geometría externa: láminas, lentes, cuñas.
3. Escala: espesores, extensión lateral paralela y perpendicular a la dirección del flujo.
4. Litología: arreglo de litofacies y secuencia vertical.
5. Geometría interna: naturaleza y disposición de las superficies límite internas; relaciones de esas superficies (paralelas, truncadas, sobrelapadas).
6. Patrones de paleocorrientes: orientación de los indicadores de flujo con relación a superficies límite internas y formas externas del elemento.

Los detalles de la interpretación ambiental dependen de la asociación facial y se relacionan con el nivel del elemento arquitectural del análisis (Miall, 1996). Aunque la descripción de la geometría basal de las superficies límite no debería formar parte de la definición de litofacies, debe serlo de la descripción de elementos arquitecturales y superficies límite. Con base en las revisiones hechas hasta los años 80s, Miall (1985) sugirió que hay ocho (8) elementos arquitecturales en depósitos fluviales (Tablas 4.2 y 4.3).

**Tabla 4.2** Elementos arquitecturales en depósitos aluviales (traducido de la Tabla 4.3 de Miall, 1996)

Elemento	Símbolo	Asociación principal de facies	Geometría y relaciones
Canales	CH	Cualquier combinación	Lentes o láminas; base erosiva cóncava hacia arriba; escala y forma

Elemento	Símbolo	Asociación principal de facies	Geometría y relaciones
			altamente variable
Barras de gravas y formas de fondo	GB	Gm, Gp, Gt	Lentes, blanket: cuerpos usualmente tabulares; usualmente interestratificados con SB
Formas de fondo arenosas	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes, láminas o capas, blanket, cuñas, ocurren como rellenos de canales, rupturas de canal, barras menores
Macroformas de acreción-corriente abajo	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes sobre bases planas o bases canalizadas, con superficies internas de erosión de 3er orden convexas hacia arriba, y superficies externas (and uppr) superficies límite de 4to orden
Macroformas de acreción lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl, Se, Ss, menos comunes Gm, Gt, Gp	Cuñas, láminas o capas, lóbulos; caracterizados por superficies de 3er orden de acreción lateral interna
Depresiones de lavado de corriente. Depresiones de desgaste ( <i>Scour Hollows</i> )	HO	Gh, Gt, St, Sl	Depresiones en forma de cuchara con relleno asimétrico
Flujos de sedimentos por gravedad	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Lóbulos, láminas o capas, típicamente interdigitados con GB,
Láminas o capas de arenas laminadas	LS	Sh, Sl; menos comunes Sp, Sr	Láminas, mantos
Finos de desborde	FF	Fm, Fl	Mantos delgados o gruesos, usualmente interestratificados con SB; pueden llenar canales abandonados.



**Tabla 4.3** Clasificación de elementos arquitecturales de un ambiente de desborde (traducido de la Tabla 7. 1 de Miall, 1996)

Elemento	Símbolo	Litología	Geometría	Interpretación
Dique	LV	Fl	Cuña hasta de 10 m de espesor, 3 km de amplitud	Desborde de inundación
Canal de desborde (Chanel crevasse)	CR	St, Sr, Ss	Cordón de pocos centenas de m de amplitud, 5 m de profundidad, 10 km de longitud	Ruptura en la margen del canal principal
Abanico de desborde ( <i>crevasse splay</i> )	CS	St, Sr, Fl	Lentes hasta de 10 x 10 km, 2 a 6 m de espesor	Progradación similar a un delta desde un canal de desborde dentro de la llanura de inundación
Finos de llanura de inundación	FF	Fsm, Fl, Fr, Fm	Laminas, que pueden alcanzar km en dimensiones laterales, decenas de m de espesor	Depósitos de desborde del flujo laminar, encharcamientos de la llanura de inundación y pantanos.
Canal abandonado	CH (FF)	Fsm, Fl, Fm, Fr	<i>Ribbon</i> similar en escala a un canal activo	Producto de corte de un canal. <i>chute o neck cutoff</i> .

#### 4.2.1 Modelo de un análisis facial en la Formación La Paila, Cantera El Vínculo

A continuación se muestra un ejemplo metodológico de análisis facial aplicado a una porción de la Formación La Paila, localizada en la Cantera El Vínculo cerca de la Población de Sonso al sur de Buga (Valle del Cauca).

Las facies deben estar limitadas a descripciones objetivas de datos obtenidos en el campo. De la misma manera, la interpretación de las facies debe ceñirse a los

procesos (físicos, químicos o biológicos) que pueden ser deducidos de las descripciones faciales.

Es importante recordar que las facies individualmente no indican ambiente, y éste solamente puede deducirse de una asociación facial. Indicaciones de posibles ambientes en la interpretación de una facies delata ideas preconcebidas en el investigador (Harms et al., 1975).

Teniendo en cuenta la clasificación de facies de Miall (1996), a continuación se describen las facies que se presentan en una porción de la Cantera El Vínculo (Figura 4.2).

Análisis de la sucesión de Facies. A partir de la asociación de las facies Gh, Sh, Gt, St y Fr podemos concluir:

El contacto abrupto entre Fr y Gh implica erosión que originó un canal en el fondo, los clastos de lodo caían en él a medida que las orillas eran erosionadas. El paso desde Sh hasta Fr sugiere una reducción en la velocidad de flujo. Gt indica el avance de una barra de gravas hacia el centro del canal y St indica la dirección del flujo principal. La facies Fr indica que el área fue cubierta por corrientes que trajeron limo y lodos que se asentaron en un cuerpo de agua quieta que luego se secó formando un paleosuelo. El color claro de las sedimentitas indica exposición sub-aérea. Las raíces y la bioturbación en general indican que el área se transformó en un suelo donde se asentó una vegetación permanente.

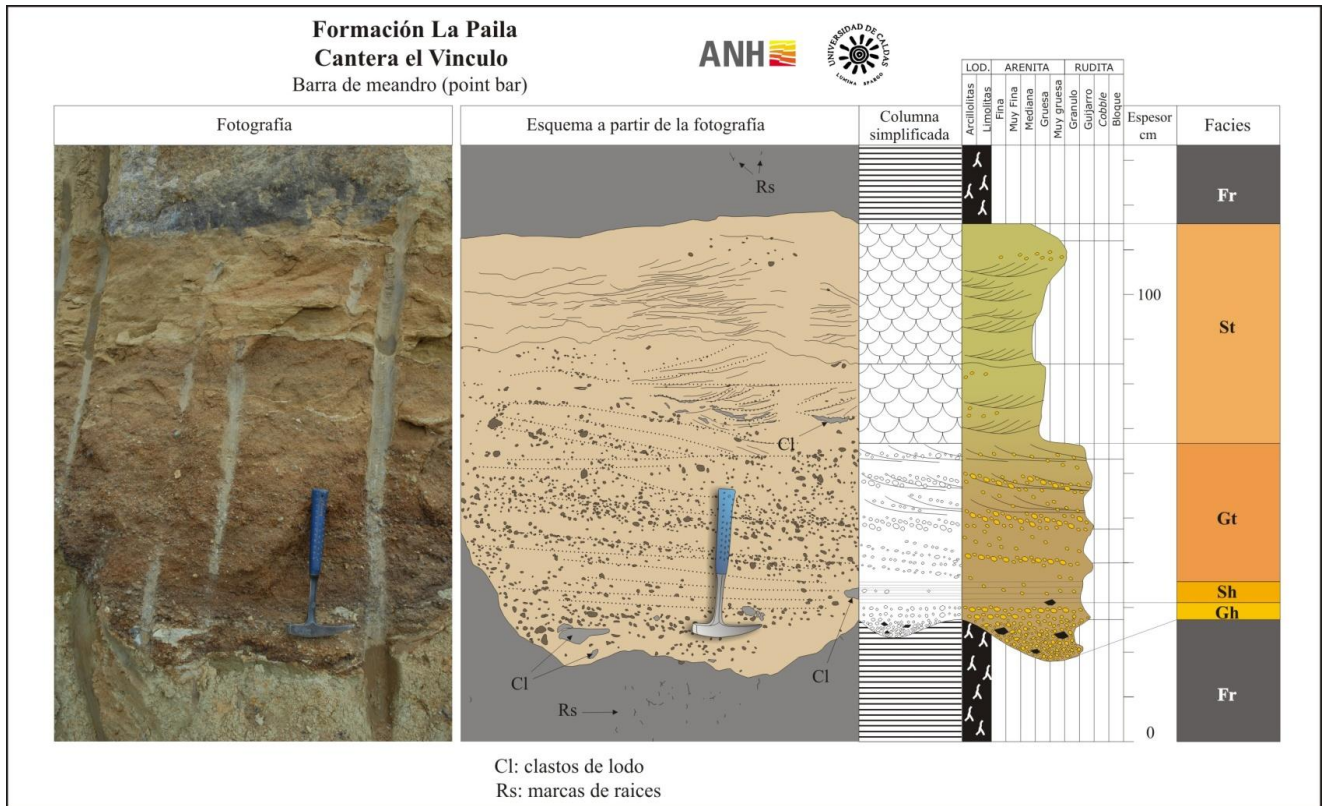
En resumen podemos reconocer los siguientes aspectos relacionados con elementos arquitecturales (Figura 4.2):

Una superficie que se inunda y luego se transforma en un suelo que podemos interpretar como una llanura de inundación (Figura 4.3).

Un canal que erosiona los depósitos de llanura, y cuyo fondo fue sometido a erosión y acumulación de gravas de rezago de corriente.

Acción de corrientes unidireccionales que transportaban arena y guijos. A velocidades altas de flujo se formaron capas planas (zonas más profundas del canal), y a velocidades más bajas de flujo se formaron dunas y ondulitas (en zonas someras o durante caída de la velocidad de flujo).

La combinación de estos aspectos ineludiblemente sugiere un ambiente fluvial, más específicamente un canal de río donde se formó una estructura de meandro (*point bar*) o elemento arquitectural (en el sentido de Miall, 1996).



**Figura 4.2** Procedimiento metodológico para un análisis facial. Un ejemplo en una porción de la Formación La Paila en el sitio conocido como La Cantera El Vínculo, cerca a la población de Sonso, Valle del Cauca.

#### 4.2.2 Facies e interpretación ambiental de la Sección cerca a La Uribe

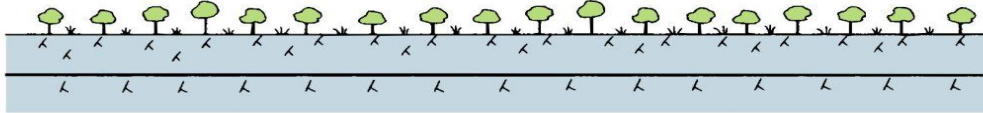
La Sección Cerca a La Uribe (Anexo 1), cuya descripción se hizo en el Capítulo 3, en la cual aflora una unidad litológica compuesta por tobas, arenitas, conglomerados y lodolitas.

##### 4.2.2.1 Litofacies.

Se levantó una sección detallada de 25,8 m de espesor (Anexo 1) en la que se determinaron las siguientes litofacies.

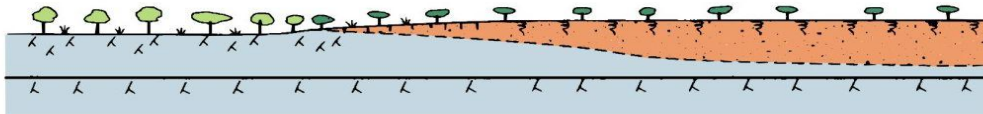
1) Sedimentación persistente en pantanos aluviales.

Nivel freático permanente en o encima de la superficie del sedimento

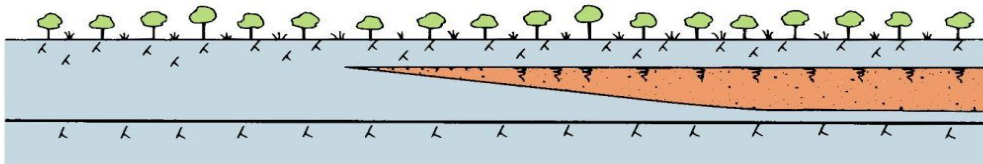


2) Progradación de pantanos bien drenados y una llanura aluvial.

El nivel freático cae inducido por evaporación en áreas bien drenadas

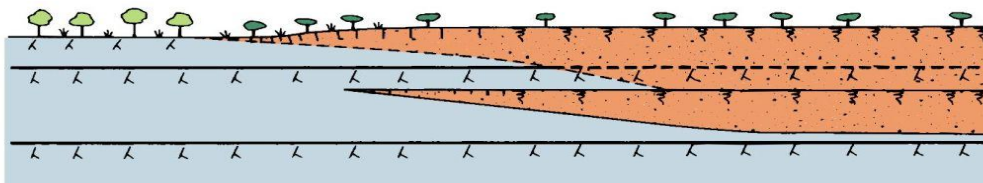


3) Resurgimiento de condiciones de pantanos aluviales formadores de carbón después de la disminución en aporte de sedimentos y/o incremento en tasa de subsidencia



4) Progradación renovada de pantanos bien drenados y llanura de inundación.

Caída prolongada del nivel freático permite la oxidación del sedimento previamente acumulado rico en materia orgánica



— — — — — Carbón y depósitos yacentes (paleosuelos de pantano)

- - - - - Carbón y depósitos yacentes: oxidados después del enterramiento

— — — — — Paleosuelo bien drenado de pantano

— — — — — Paleosuelo maduro

**Figura 4.3** Modelo que explica el desarrollo de suelos enrojecidos dentro de una sucesión de pantanos aluviales como resultado de la migración del nivel freático. Modificado ligeramente de Collinson (1996).

Litofacies Tm. Tobas macizas. Tobas de grano muy fino a medio, color habano, gris o blanco, macizas, con cristales de anfíboles, biotita, feldespatos y cuarzo en una matriz vítrea fina (Anexo 1). Se presenta en estratos de espesores decimétricos (Figura 4.4). Puede contener niveles milimétricos de lapilli y pómez con láminas onduladas o inclinadas de ángulo medio. Algunos estratos de tobas de grano muy fino y fino contienen abundantes restos de plantas, se ha identificado *Thelypteris* subg. *Meniscium* (Monilophyta) (Figura 4.5); determinado por David Sanín-Robayo (comunicación personal) de manera ocasional pueden encontrarse moluscos de agua dulce (Figura 4.6).

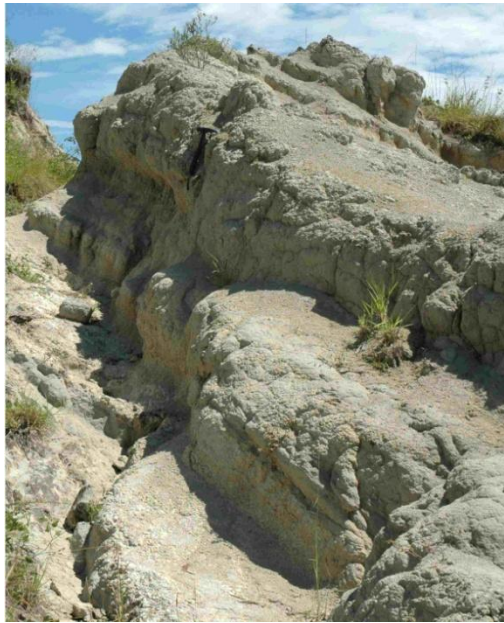
Interpretación: La abundancia de cristales; feldespatos, anfíboles, biotita y cuarzo, en una matriz vítrea permiten ubicar esta facies dentro de tobas volcánicas. Análisis granulométricos realizados a 16 muestras de esta sección, permiten ubicar estos depósitos dentro del campo de oleadas y caída piroclástica y cercanos al campo de los flujos piroclásticos (diagrama de clasificación de Walker 1971). Los análisis geoquímicos permiten determinar una sucesión de rocas piroclásticas intermedias formadas por magmatismo de carácter calco-alkalino en un ambiente de arco continental.

Litofacies Tng. Tobas con gradación normal. Tobas de grano fino a tobas de lapilli (entre 1/16 y 4 mm), tobas de cristales y tobas vítreas, de color habano, gris o blanquecino, con gradación normal, estratos tabulares de espesores decimétricos. Están compuestas de cristales de anfíboles, feldespatos, cuarzo y biotitas en una matriz fina (vítrea). Los estratos tienen contactos netos e irregulares.

Interpretación: Tobas con gradación normal o inversa se presentan de manera frecuente en los depósitos volcánicos y son debidos a las fluctuaciones en la intensidad de la erupción. La gradación normal indicaría un descenso en la intensidad eruptiva.

Litofacies Gt. Conglomerados arenosos de gránulos y guijos. Conglomerados arenosos, de gránulos y escasos guijos, clastosoportados, muy mal seleccionados, (Figura 4.7) granos subredondeados a subangulares, presentan estratificación inclinada en artesa representada por niveles de clastos o finos cristales de magnetita. Entre los componentes se tienen pumitas, cherts, arenitas, granos de cuarzo y en la matriz arenitas con cristales de anfíboles y feldespatos. Presentan clastos de arcillas, que en ocasiones definen los estratos inclinados.

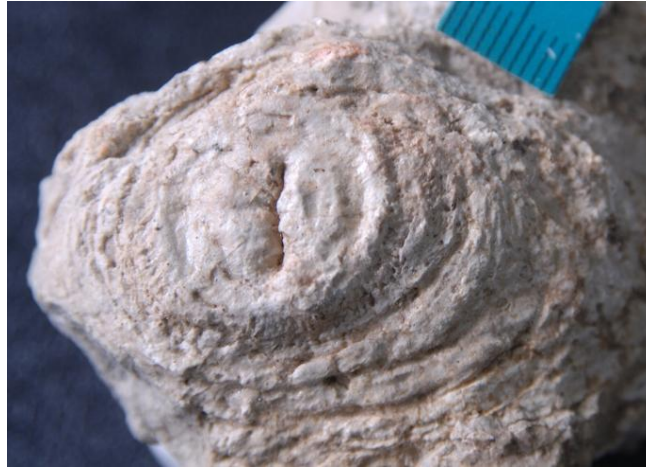




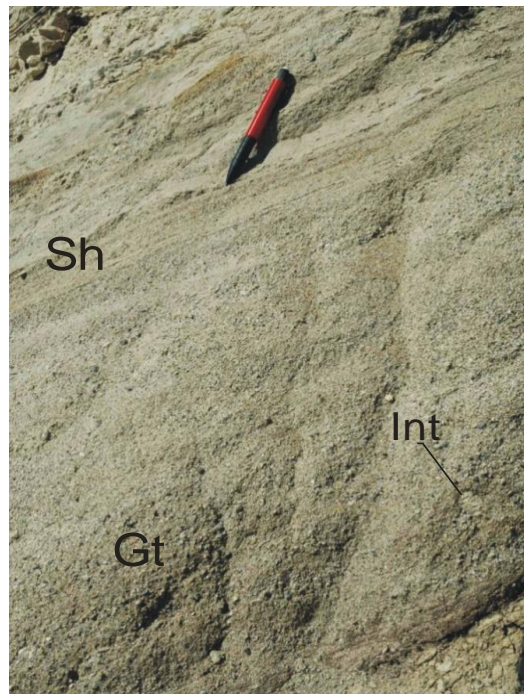
**Figura 4.4** Tobas de cristales de la facies Tm, cerca a La Uribe. Obsérvese su presentación en estratos tabulares de espesores decimétricos



**Figura 4.5** *Thelypteris* subg. *Meniscium* (Monilophyta) presente en la sección de La Uribe. Muestra U2-10. Escala en milímetros.



**Figura 4.6** Bivalvo de agua dulce de la sección de La Uribe. Nivel U2-10. Escala en milímetros.



**Figura 4.7** Arenitas gruesas a conglomeráticas de la facies Gt, con intradastos (int) y arenitas de la facies Sh. Segmento superior de la sección de La Uribe.

Interpretación: Conglomerados de gránulos y guijos con laminación inclinada pueden formarse mediante el transporte en un medio acuoso donde la laminación indicaría corrientes canalizadas, de alta energía.

Litofacies Sh. Arenitas de grano fino a gruesos, de color gris, con laminación plana paralela o levemente ondulosa (Figura 4.7). Estratos de espesores centimétricos con láminas finas. Granos subredondeados, de alta esfericidad, pobremente seleccionados, compuestos de cuarzo, chert y líticos (lodolitas negras).

Interpretación: Arenitas con laminación plana paralela se presentan bajo condiciones de régimen de flujo alto, alta carga y alta velocidad.

Litofacies St. Facies de arenitas con estratificación inclinada en artesa. Arenitas de tamaño de grano medio a ligeramente conglomeráticas, con estratificación inclinada en artesa, en estratos de espesores decimétricos, granos sub-angulares a sub-redondeados con alta esfericidad; pobremente seleccionada, compuesta por cuarzo, chert y líticos. Puede presentar intradastos de arcilla.

Interpretación: Arenas en estratos inclinados se forman como migración de dunas tridimensionales asociadas a crestas sinuosas. Representan transporte de arena en el fondo de una corriente por procesos de tracción, en un régimen de flujo inferior.

Litofacies Fr. Facies de arcillolitas limosas macizas. Limolitas, limolitas arcillosas, arcillolitas, arcillolitas limosas y ocasionalmente lodolitas arenosas; de color negro, pardo o verde oliva, en estratos centimétricos a métricos, macizas o levemente laminadas, con marcas de raíces y en ocasiones bioturbadas, puede presentar un moteado de diversos tonos, el contacto a la base es neto paralelo de manera frecuente y al techo es neto erosivo cuando se presenta con arenitas o conglomerados. Puede presentar finísimos cristales de anfíboles y cuarzo bipiramidal.

Interpretación: Sedimentos de grano fino se presentan por la precipitación vertical de lodos en aguas quietas. Limolitas macizas pueden ser el resultado de intensa actividad biológica, la presencia de marcas de raíces evidencia una actividad vegetal importante. Esta facies puede representar estratos que fueron sometidos a exposición subaérea.

En la tabla 4.4 se muestra un resumen de las principales características faciales (facies dominantes y facies subordinadas en la sección La Uribe cerca al peaje).

#### 4.2.2.2 Asociación facial.

##### Asociación 1. Facies Tm y Tng.

Según la clasificación propuesta por Borrero et al. (2008) y debido al alto porcentaje de componentes volcánicos, estos depósitos pueden corresponder a depósitos volcanoclásticos primarios, en cuyo caso harían parte de flujos piroclásticos, depósitos de caída y/o oleadas. Las tobas finas con moluscos y restos de plantas corresponderían a depósitos de caída depositados en un medio acuoso.

##### Asociación 2. Facies Gt, Sh y St (Figura 4.7) .

Esta asociación se presenta en forma de capas lenticulares con un contacto inferior erosivo (con tobas de lapilli) y en estratos de espesores decimétricos.

La presencia de estratificación inclinada en esta asociación indica flujos de corrientes canalizadas de alta energía. La presencia de gránulos y escasos guijos, la ausencia de facies conglomeráticas gruesas, permiten considerar canales menores, en zonas distales de canales fluviales o abanicos aluviales. Los intraclastos indicarían erosión de la base del canal por acción de las corrientes.

##### Asociación 3. Facies Tm y Fr.

Estas facies se encuentran casi de manera constante interestratificadas y alternantes, en estratos de espesores decimétricos.

La facies Fr se puede producir a partir de procesos de depositación en suspensión o acreción vertical y se interpreta como el material de decantación sedimentado en aguas quietas, medios lagunares (*Botryococcus* y *Pediastrum* se considera indicativo de medios lagunares) (Anexo 15). Su carácter macizo se puede deber a depositación rápida o una intensa actividad biológica, homogenizadas por bioturbación. Los cristales de anfíboles y cuarzo bipiramidal indicarían un aporte de material volcánico. Las marcas de raíces, la bioturbación y su carácter moteado indican exposición subaérea con formación de procesos pedogénicos. Las facies de tobas tm representan una fuerte actividad volcánica, con procesos de flujos piroclásticos y procesos de caída.

La alternancia de la facies Fr y la facies Tm representa la alternancia de periodos de "calma volcánica" con formación de suelos en cercanías a medios lagunares, que permite el crecimiento de una intensa vegetación y periodos de una "intensa actividad volcánica", con eventos de flujos piroclásticos y procesos de caída, que en muchos casos producen el "sepultamiento" de la vegetación, bajo la ceniza.



#### 4.2.2.3 Interpretación ambiental.

*Botryococcus* y *Pediastrum* se encuentran frecuentemente asociados a palinomorfos de la Formación La Paila (Anexo 15). Estos son los más comunes palinomorfos de algas en lagunas y sedimentos lacustres (Medeanic, 2006). Formas modernas de *Botryococcus* prosperan en lagos de aguas dulces (Limaye et al., 2007); *Botryococcus* se ha usado para la interpretación de ambientes lacustres (Guy-Ohlson, 1996). La ausencia de acritarcos y dinoflagelados, descartan la influencia de medios marinos. Estos palinomorfos se encuentran en las facies finas con características pedogénicas, por lo que indican depositación en medios lacustres cerca a suelos con abundante vegetación, son muy frecuentes los fósiles de gramíneas (formas de cañas), formas de hojas anchas y helechos (*Thelypteris* es común). La presencia de plantas en tobas indicaría sepultamiento de la vegetación por procesos de caída volcánica.

La facies Tm interestratificada con la facies Fr sugeriría una alternancia en los procesos volcánicos y sedimentarios; presentando periodos de "baja o nula actividad volcánica" con formación de suelos y en zonas de lagunas, con alta vegetación (Figura 4.8 b), seguidos de una "intensa" actividad volcánica con depósitos producidos por flujos piroclásticos y/o caída de ceniza, con sepultamiento *in situ* de la vegetación existente.

La asociación facial 3 indicaría corrientes de tracción de arenas y gravas finas con formación de barras menores en corrientes que desembocarían a los lagos, representados en las facies Fr (Figura 4.8 b).

#### 4.2.3 Asociación facial de la Sección Armenia – Zarzal

El análisis de la sección Armenia Zarzal (Anexo 2), cuya descripción se hizo en el Capítulo 3, se basa en la columna estratigráfica Oriente Sinclinal B (AZ-8 y AZ-9); adicionalmente la tabla 4.6. muestra un resumen de las principales características faciales, facies dominantes y facies subordinadas.

##### Asociación 1. (Segmento I). Facies Sh, Sm, Sh/Gh, St y Gh/Sh

La facies Sh representa un estado de velocidad de flujo en el canal cortado por una superficie de erosión de orden desconocido, subordinada a la superficie de erosión principal. A partir de este momento se desarrolla una barra longitudinal de arenas y gravas (Facies Sh/Gh).



**Tabla 4.4** Segmentos, facies dominantes (FD), facies subordinadas (FS), el tipo de contacto a la base de cada segmento, espesor de la columna y el espesor aflorante de la sección detallada en el peaje de La Uribe (Anexo 9).

SECCIÓN LA URIBE - COLUMNA LEVANTADA CERCA AL PEAJE				
SEG MEN TO	FACIES DOMINANTES (FD) Y SUBORDINADAS (FS)	CONTACTO INFRAYACENTE	UBICACIÓN (m)	ESPE SOR  AFLO RANT E (m)
2	<i>FD:</i> Limolitas, limolitas arcillosas, arcillolitas, arcillolitas limosas y ocasionalmente lodolitas arenosas, de color negro, pardo o verde oliva, en estratos centimétricos a métricos, macizas o levemente laminadas, con marcas de raíces y ligeramente bioturbadas (Fr). Tobas de grano muy fino a medio, macizas, con cristales de anfíboles, biotita, feldespatos y cuarzo en una matriz vítrea fina. Puede contener niveles de lapilli y pómez con láminas onduladas o inclinadas de ángulo medio. Los estratos de tobas de grano fino pueden contener restos de plantas y moluscos (Tm). <i>FS:</i> Arenitas de tamaño de grano medio a ligeramente conglomeráticas, con estratificación inclinada en artesa, en estratos de espesores decimétricos (St). Arenitas de grano fino a grueso, con laminación plana paralela continua o discontinua, estratos tabulares de espesores centimétricos a métricos (Sh). Conglomerados polimícticos de guijos a guijarros, clasto soportados, con estratificación inclinada en artesa, estratos de espesores decimétricos y ocasionalmente métricos (Gt).	Neto-irregular	13,1-25,8 12,7	12,7
1	<i>FD:</i> Tobas de grano muy fino a medio, macizas, con cristales de anfíboles, biotita, feldespatos y cuarzo en una matriz vítrea fina. Puede contener niveles de lapilli y pómez con láminas onduladas o inclinadas de ángulo medio. Los estratos de tobas de	Cubierto	0-13,1 13,1	13,1

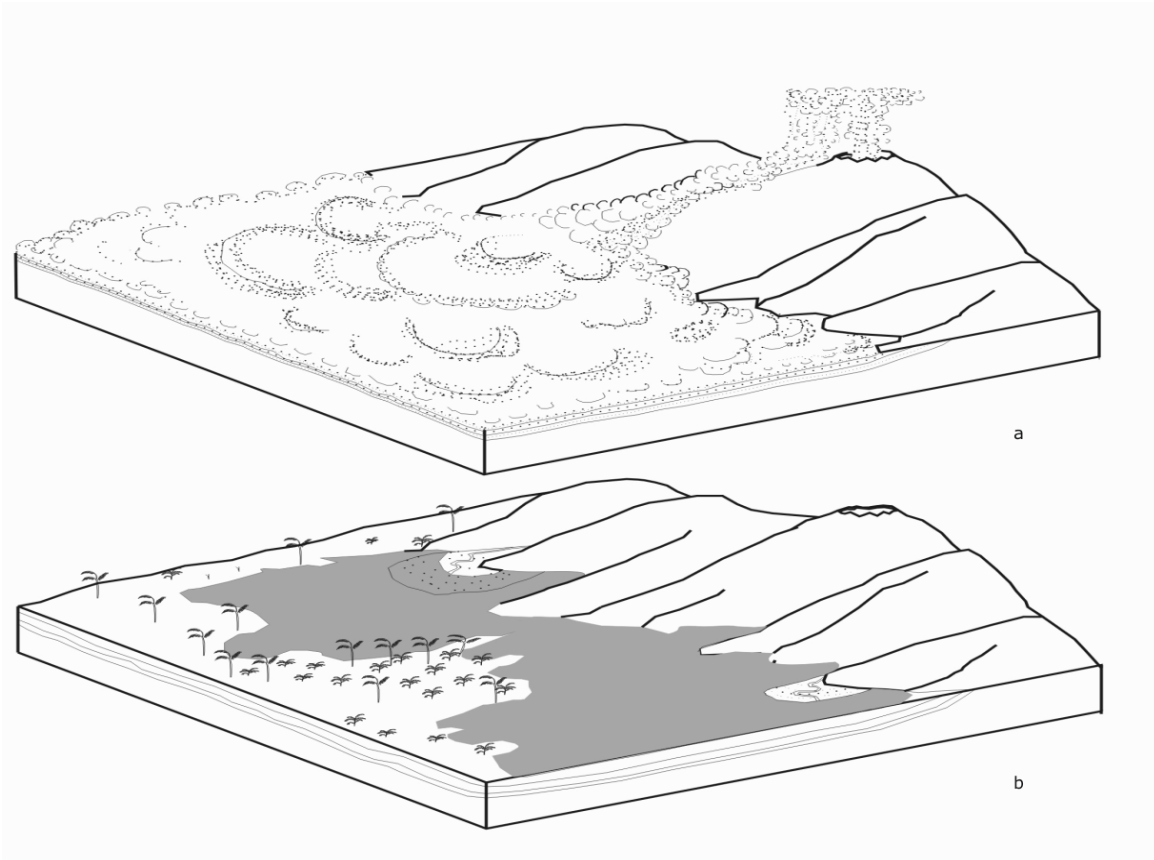
	<p>grano fino pueden contener restos de plantas y moluscos (Tm). <i>FS</i>: Tobas de grano fino a tobas de lapilli (entre 1/16 y 4 mm), tobas de cristales y tobas vítreas. Con gradación normal, estratos tabulares de espesores decimétricos (Tng). Limolitas, limolitas arcillosas, arcillolitas, arcillolitas limosas y ocasionalmente lodolitas arenosas; de color negro, pardo o verde oliva, en estratos centimétricos a métricos, macizas o levemente laminadas, con marcas de raíces y ligeramente bioturbadas (Fr).</p>			
--	---	--	--	--

#### 4.2.3.1 Asociación facial.

Continúa una nueva superficie de erosión sobre la cual la depositación inicia con barras longitudinales de gravas y arenas (Facies Sg) seguidas por el avance de dunas (Facies St) de arena. Sobre éstas se forma una nueva barra longitudinal conformada por la asociación de facies Gh/Sh.

Las frecuentes superficies de erosión, los cambios rápidos en la cantidad de material transportado y su granulometría indican variaciones frecuentes en la capacidad (tasa de carga de fondo en movimiento) y competencia de la corriente (poder de transporte de partículas de determinado tamaño).

La combinación de estas litofacies junto con varias superficies de erosión indica un ambiente fluvial, específicamente un canal con historia múltiple, característico de un río trenzado.



**Figura 4.8** Modelo de depósito propuesto para la sucesión presente en el área de La Uribe; a, representación de un flujo piroclástico, rocas volcánicas predominantes en la sección (segmento inferior); b, ambiente lagunar influenciado por corrientes menores (segmento superior).

**Tabla 4.5** Segmentos, facies dominantes (FD), facies subordinadas (FS), tipo de contacto a la base de cada segmento, espesor de la columna y el espesor aflorante de la sección detallada en la carretera Armenia-Zarzal (Anexo 13).

SECCIÓN ARMENIA-ZARZAL (Columna Oriente Sinclinal B -Pto GPS 59, AZ-8, AZ-9)				
SEGMENTO	FACIES DOMINANTES (FD) Y SUBORDINADAS (FS)	CONTACTO INFRAYACENTE	UBICACIÓN (m)	ESPESOR AFLORANTE (m)
VI	<i>FD:</i> Conglomerados con estratificación inclinada y algo de imbricación (Gp), en capas de espesores muy gruesos. <i>FS:</i> Arenitas de grano medio estratificadas (Sh) en contacto erosivo sobre los conglomerados, en capas de espesores gruesos.	Cubierto		21
VI Variaciones laterales	<i>FD:</i> Arenitas con niveles lenticulares con estratificación interna inclinada y geometría canaliforme. Arenitas de grano grueso a conglomeráticas, con estratificación inclinada de escala métrica, con guijos de chert y cuarzo sobre las láminas de arena (Sp). Arenitas gruesas con niveles discontinuos de gravas asociados a frentes de estratificación inclinada a gran escala (Sp/Gh), de espesores delgados. Arenitas grano medio con estratificación, homogéneas. Arenitas de grano medio estratificadas de color gris, en capas de espesores delgados. Arenitas de grano muy fino lodosas estratificadas en capas de espesor grueso a muy grueso, con venas de caliche y chert disperso en bandas (Sh). Lodolitas arenosas sin estructura, homogéneas (Fsm). <i>FS:</i> Conglomerados clastosoportados estratificados, de espesor medio a muy grueso, con clastos de cuarzo lechoso, chert, rocas metasedimentarias silíceas, líticos de rocas ígneas ácidas. Conglomerados clastosoportados con estratificación inclinada en capas de espesores muy gruesos a medios, con clastos de chert, cuarzo, rocas metasedimentarias (Gp).	Cubierto		15.8

V	<i>FD</i> : Arenitas (sal y pimienta) de grano medio con laminación inclinada ( <i>Sp</i> ), en capas de espesor medio a muy grueso. Lodolitas arenosas con laminación plana paralela ( <i>F</i> ), en capas de espesores delgados a muy delgados, de color amarillo pálido. <i>FS</i> : Arenitas de grano medio ( <i>Sh</i> ), en capas de espesor medio con niveles de espesor delgado de chert.	Cubierto		8.5
IV	<i>FD</i> : Lodolitas y arcillolitas grises sin estratificación aparente ( <i>Fsm</i> ). Arenita gruesa, con niveles delgados de guijos, con algo de imbricación. Arenitas lodosas ( <i>Sh</i> ). <i>FS</i> : Conglomerados estratificados, de guijos, clastos de cuarzo y rocas metasedimentarias ( <i>Gh</i> ). Conglomerados de guijos, matriz soportados, con matriz de arena gruesa, estratificación inclinada, mal calibrados, clastos de cuarzo lechoso, rocas metasedimentarias ( <i>Gp</i> ).	Erosivo		15.6
III	<i>FD</i> : Paquetes cuneiformes de arenitas de grano medio con laminación inclinada a gran escala, friables. Arenitas de grano medio, presentan gradación normal y estratificación inclinada pocas veces con estratificación plana ondulosa, el espesor de las capas varía de grueso a medio. Paquetes de geometría ondulosa, de arenitas de grano medio, con variaciones en laminación inclinada a gran escala. Arenitas de grano medio, con estratificación inclinada arcóscas, friables ( <i>Sp</i> ). Arenitas de grano medio sin estructura aparente, homogéneas, en capas de espesor medio, color gris. Arenitas de grano grueso sin estratificación aparente con niveles discontinuos de gravas, dispersos y ligeramente orientados ( <i>Sm</i> ). Estratos tabulares de arenitas muy finas, lodosas, con laminación ondulosa suave en capas de espesor medio. Con niveles de lodo negro. Arenitas finas con laminación ondulosa ( <i>Sr</i> ). Arcillolitas con laminación plana	Neto		44.5



	paralela, algunos niveles presentan restos de plantas, con geometría tabular, pocas veces geometría cuneiforme, espesores de capas en láminas (Fsm). <i>FS</i> : Arenitas de grano grueso, masivas, tipo grauvaca, con cuarzo, feldespatos y líticos (Sh). Arenitas de grano fino a medio con estratificación inclinada y en artesa de escala métrica (St). Conglomerados con matriz de arena gruesa en niveles de espesores delgados (Facies Gh).			
II	<i>FD</i> : Arenitas de tamaño de grano grueso a medio, con estratificación tosca, de color gris y composición tobácea; arenitas de grano medio, homogéneas, de composición tobácea, de espesor muy grueso, color gris claro, con algunos restos vegetales (Svf/Sm-Sh). Arcillolitas con laminación plana paralela en capas delgadas. Arcillolitas aparentemente homogéneas, de color gris a café oscuro, con restos de plantas (Fl/Sm). <i>FS</i> : Arenitas de grano grueso a fino, con gradación normal, con predominio de arenitas líticas gruesas en la base y estratificación plana paralela, en capas gruesas (Sh). Arenitas finas con estratificación ondulosa, arcósicas (Sr). Arenita de grano muy grueso, con estratificación inclinada en capas muy delgadas, mal calibrada (Sp). Conglomerados matriz soportados homogéneos, de espesor muy grueso, matriz arenosa, mal calibrados, clastos de rocas metasedimentarias, cuarzo lechoso, basaltos, milonitas (Gmm).	Cubierto		15
I	<i>FD</i> : Arenitas de grano medio con algunas intercalaciones de lodolitas arenosas, en paquetes tabulares de espesores gruesos, delgados a medios, en contactos erosivos, algunos con intercalaciones de guijos, en capas de espesores medios, con imbricación incipiente (Sh). Conglomerados clastosoportados con imbricación y guijos de cuarzo lechoso (Gh). <i>FS</i> : Arenitas de grano grueso a medio, estratificación en artesa y laminación inclinada,	cubierto		20

	algunas con geometría cuneiforme en capas de espesor delgado (St). Arenitas y gravas en estratos canaliformes (Sm/Gh).			
<b>SECCIÓN ARMENIA-ZARZAL (Columna Flanco occidental Sinclinal B (AZ-10))</b>				
SEGMENTO	FACIES DOMINANTES (FD) Y SUBORDINADAS (FS)	CONTACTO INFRAYACENTE	UBICACIÓN (m)	ESPESOR AFLORANTE (m)
III	FD: Conglomerados clastosoportados con estratificación inclinada, contactos erosivos. Conglomerados de guijos, clastosoportados, matriz arenosa, estratificación indinada a gran escala, dastos de rocas metasedimentarias (Gp). Arenitas de grano grueso con guijos. Arenitas de grano medio, homogéneas sin estructura aparente (Sm). FS: Conglomerados clastosoportados con moldes de troncos carbonizados hasta de 30 cm de diámetro (Gh). Conglomerados matriz soportados con guijos de chert, geometría ondulosa (Gcm/Gmg).			53.9
II	FD: Arenitas de grano grueso a medio, con gradación normal y niveles ocasionales de guijos (Sh/Gh), en capas de espesores muy gruesos a delgados. Arenitas de grano medio con laminación inclinada (St). Arenitas de grano medio con laminación plana paralela (Sh). Arenitas de grano medio con laminación ondulosa en capas de espesores muy gruesos a gruesos (Sr). FS: Conglomerados de guijos clastosoportados, con estratificación cruzada, geometría ondulosa (Gt).			32.6
I	FD: Arenitas de grano medio intercaladas con niveles de gránulos, capas de espesores muy gruesos a medios. Arenitas de grano grueso (sal y pimienta), capas de espesores gruesos a delgados,			28.7

	intercaladas con niveles delgados de conglomerados, con clastos tamaño guijo, de cuarzo y chert y rocas metasedimentarias (Sh/Gh). Arenitas de grano medio, sin estructura visible, de espesores muy gruesos a gruesos, con nódulos de calcreta y arenita. Arenitas de grano muy fino a lodo, homogéneas, sin estructura visible, de espesor muy grueso a grueso, color gris (Fsm). Arenitas de grano grueso con artesas de escala métrica, de geometría ondulosa, en capas de espesores delgados a medios. Niveles cuneiformes de conglomerados de gránulos en contacto gradual acentuado a arenitas de grano medio (sal y pimienta) con estratificación en artesa en capas de espesores gruesos a delgados (St/Gt). Lodolitas arenosas masivas con niveles de calcretas, en capas de espesores delgados (Fsm/Sh). Lodolitas, arcillosas homogéneas y/o con laminación plana paralela, de color gris oscuro, en capas de espesores muy delgados (FI). <i>FS</i> : Arenitas de grano medio con laminación inclinada de escala métrica, geometría ondulosa (Sp). Conglomerados clastosoportados de gránulos a guijos, geometría ondulosa, con estructuras de corte y relleno (Gt).			
<b>SECCIÓN ARMENIA-ZARZAL (Columna Flanco oriental Anticlinal B)(AZ-6)</b>				
SEGMENTO	FACIES DOMINANTES ( <i>FD</i> ) Y SUBORDINADAS ( <i>FS</i> )	CONTACTO INFRAYACENTE	UBICACIÓN (m)	ESPESOR AFLORANTE (m)
III	FD: Lodolitas con laminación plana paralela de color gris en capas de espesores laminares (FI). Arenitas de grano medio, de espesores gruesos a muy gruesos (Sh).	Neto onduloso		7.5
II	FD: Conglomerados clastosoportados con guijarros en la base y estratificación plana inclinada (Gp). Conglomerados de guijos con	Cubierto		9.1

	estratificación inclinada en capas de espesores medios a gruesos (Gt). FS: Arenitas de grano medio, homogéneas, color gris, de espesor grueso a muy grueso (Svf). Arenitas de grano grueso con laminación plana paralela y algunos guijos, capas de espesores medios (Sh).			
I	FD: Arenitas de grano medio, paquetes tabulares, con variaciones en contactos graduales suaves hacia arenitas lodosas en capas de espesores gruesos a medios (Sh).	Cubierto		7
SECCIÓN ARMENIA-ZARZAL (Columna Flanco occidental Anticlinal A (AZ-3 y AZ-5))				
SEGMENTO	FACIES DOMINANTES (FD) Y SUBORDINADAS (FS)	CONTACTO INFRAYACENTE	UBICACIÓN (m)	ESPESOR AFLORANTE (m)
V	FD: Arenitas lodosas en niveles delgados, arcillolitas en niveles muy delgados, de color negro a gris claro (cuando están oxidadas) con restos de plantas (Fsm). Lodolitas negras con laminación plana paralela (Fl). Arenitas de grano medio con estratificación en artesa, geometría ondulosa en capas de espesores medios a gruesos (St), y esporádicos niveles de arenitas muy finas con laminación flaser (Sr). FS: Arenitas de grano grueso, gradación normal, capas de espesores delgados que gradan hacia arenitas de grano muy fino, sin estructura interna aparente (Sm/Sh). Arenitas de grano grueso tobáceas, con laminación convoluta (Svf)	Cubierto		27
IV	FD: Conglomerados clastosoportados con algo de matriz arenosa, en paquetes tabulares de espesor muy grueso, clastos de cuarzo lechoso, milonitas (metasedimentarias), cuarcitas (Gh/Gmm). Conglomerados clastosoportados con variaciones a conglomerados con matriz más arenosa, clastos de cuarcitas, milonitas,	Cubierto		11

	metasedimentarias, cuarzo lechoso, algunos gabros (Gh). Arenitas arcillosas con estratificación en artesa. Arenitas de grano medio en paquetes de espesores medios, contactos ondulados (St). Arenitas de grano grueso con gradación normal en estratos tabulares (Sm). <i>FS</i> : Lodolitas negras de espesores delgados con laminación plana paralela (FI). Conglomerados matriz soportados, estratos tabulares de espesor muy grueso (Gmm).			
III	<i>FD</i> : Conglomerados dastosoportados con dastos toscamente orientados, en estratos muy gruesos canaliformes (Gh), clastos de cuarzo lechoso, milonitas, basaltos, pórfidos, gabros, cuarcitas, dacitas. Niveles lenticulares de arenitas muy gruesas (Sh).	Erosivo		7
II	<i>FD</i> : Arenitas de grano medio, estratificadas y algunas veces masivas, de composición tobácea, capas de espesores delgados a gruesos (Svf/Sh-Sm). Lodolitas negras con laminación plana paralela, con restos de plantas, en capas de espesor muy delgado (FI). Arenitas de grano medio a grueso con niveles de gravas paralelos a estratificación, capas de espesores delgados (Sh).	Neto		14
I	<i>FD</i> : Conglomerados clastosoportados, paquetes de espesores gruesos a muy gruesos, algunos con imbricación de cantos, estratos tabulares a canaliformes (Gh). Arenitas conglomeráticas en niveles lenticulares (Sgm). Arcillolitas limosas con laminación plana paralela, capas de espesores muy delgados a laminares (Fsm). Arenitas de grano grueso, masivas, de composición tobácea, estratos muy delgados (Svf). <i>FS</i> : conglomerados matrizsoportados (Gmm).	Cubierto		23
SECCIÓN ARMENIA-ZARZAL (Columna Flanco oriental Anticlinal A (AZ-1 y AZ-2))				



SEGMENTO	FACIES DOMINANTES (FD) Y SUBORDINADAS (FS)	CONTACTO INFRAYACENTE	UBICACIÓN (m)	ESPESOR AFLORANTE (m)
III	<i>FD:</i> Conglomerados clastosoportados con imbricación, estratos canaliformes (Gh). Conglomerados clastosoportados con imbricación y estratificación inclinada, capas de espesor muy grueso a medio (Gp). Arenitas de grano medio en capas tabulares. Arenitas de grano grueso en niveles lenticulares y cuneiformes (Sh). <i>FS:</i> Lodolitas con laminación plana paralela, con restos de plantas (Fl). Arenas gruesas y tamaño lapilli de composición tobácea (Svf).	Neto		13.5
II	<i>FD:</i> Conglomerados clastosoportados con imbricación de cantos y matriz arenosa, capas de espesores gruesos a muy gruesos, abundancia de clastos de basaltos (Gh). Arenitas de grano medio con estratificación en artesa, capas de espesor medio (St).	Cubierto		11.6
I	<i>FD:</i> Lodolitas laminadas con restos de plantas, de espesores laminares y muy delgados (Fl). Conglomerados clastosoportados masivos con capas muy gruesas a gruesas (Gcm) y con estratificación incipiente (Gh). Arenitas de grano fino, color gris claro, sin estructura y composición tobácea (Svf/Sm). <i>FS:</i> Arenitas de grano medio con estratificación en artesa, algunas con restos de plantas (St).	Cubierto		11.3

## Asociación 2. (Segmento II). Facies Gmm, Sh, Sv<sub>f</sub>, Sr y Fl

En la base del segmento se reconoce la Facies Gmm que representa la depositación de un flujo de detritos (Elemento SG). Aunque se desconoce la base del depósito, éstos se caracterizan por ocupar pasivamente la superficie del terreno. Continúa la facies Sh/Sv<sub>f</sub> sobre una base plana que indica un evento de inundación rápida que trajo un flujo hiperconcentrado de arena con aporte de material volcánico, seguido por flujos de tracción más diluidos (Facies Sr) con depositación de material fino (facies Fl) por asentamiento. La pequeña sucesión comienza con depósitos lacustres que sugieren un cuerpo permanente de aguas tranquilas con un fondo aireado y culmina con una oxigenación baja en el fondo, posiblemente una profundización del pantano, o un aumento en la producción de la materia orgánica, tal como se ve en los restos de plantas. En esta facies las estructuras de deslizamiento (*slickensides*) indican compactación (Miall, 1996) en sedimentos saturados de agua (Potter et al., 2005) lo que es común en lodos orgánicos. Dentro de estos lodos la Facies Sp indica un episodio de desbordamiento que llevó arenas al cuerpo lacustre. Finalmente la secuencia culmina con la llegada de materiales volcánicos por flujos piroclásticos (nubes de ceniza) donde quedaron incluidos algunos trozos de madera carbonizada (Facies Sm/Sv<sub>f</sub>).

La secuencia en su conjunto representa posiblemente un canal abandonado que culmina con un lago que fue intermitentemente alimentado por aporte de materiales volcánicos y de desborde. La sucesión representada en este segmento puede indicar canales de ríos colmatados por depósitos catastróficos (lahares). La mezcla de flujos de detritos con materiales volcánicos apoya la idea de que la sedimentación estuvo influida por actividad volcánica. Los depósitos finos al techo sugieren un cuerpo permanente de agua luego del abandono de un canal o la intervención de depósitos volcánicos en la formación de lagos (Potter et al., 2005).

El cuerpo de agua formado tuvo una profundidad y una duración suficientes para permitir la formación de lodos negros y el crecimiento de una vegetación arbórea en sus márgenes, como lo atestigua la presencia de hojas bien preservadas en estos niveles.

## Asociación 3. (Segmento III). Facies Sp y Fsm; facies Gh, Sp, Sh, y Fl

En este segmento las facies con más frecuencia de asociación son Sp y Fsm, lo que significa que con frecuencia se pasó de corrientes unidireccionales de baja velocidad hasta un estancamiento total del agua formando lagunas y pantanos. El segmento representa una historia múltiple de canales que culmina con la depositación de sedimentos lacustres finos donde luego de la formación de pantanos o lagos someros se establecían en el área nuevos procesos de

canalización fluvial. Una gran parte de las sucesiones faciales de este canal son granodecrecientes. En los intervalos medio y superior se identifican asociaciones de facies que comienzan con Gh, Sp, Sh, y culminan con Fl, indicando barras de meandro (*point bar*) (Capas 24 a 27, 31 a 34, 35 a 36, 39 a 41, y 43 a 46), algunas facies pueden ser atribuidas a depósitos de abanico de desborde (*crevasse splay*).

El segmento en su conjunto representa depósitos fluviales de ríos meándricos bordeados de lagos en las llanuras de inundación, algunos de los cuales potencialmente podrían representar lagos en media luna (*ox-box lake*) generados por el abandono de meandros.

Algunos niveles (capas 6 y 8) se transformaron en suelos como lo indica la presencia de raíces. En las facies finas (Capas 2 y 22) las hojas bien preservadas con pocos indicios de alteración sugieren una flora local arbórea de tipo para-autóctona (Gastaldo et al., 1996) en las márgenes de los cuerpos de agua permanentes.

#### Asociación 4. (Segmento IV). Facies Sm, Gmg y Fsm

El segmento IV representa dunas y barras de gravas longitudinales dentro de un canal (Facies Sm, Gmg) posiblemente de baja sinuosidad. Hacia la parte media un depósito de desbordamiento (Facies Fsm) o de llanura de inundación seguido por la aparición de un nuevo canal con una estructura granodecreciente que puede ser una barra de meandro.

La falta de estructuras en la facies fina Fsm puede ser resultado de pedogénesis. El techo culmina posiblemente con una barra de meandro (*point bar*) incompleta.

El Segmento V. representa, posiblemente, un segmento incompleto de barras longitudinales y dunas de arena al techo de un canal, seguido por depósitos de llanura de inundación.

Las capas 1 a 4 del Segmento VI representan, posiblemente, desbordamiento de canal en llanuras de inundación. Las capas 5 a 7 conforman una secuencia granodecreciente de una barra de meandro (*point bar*) donde la Facies Gh representa un depósito de rezago de canal seguido por una asociación granodecreciente formada por dunas con algunos gránulos.

Las capas 7 a 10 representan depósitos de dique o margen de dique constituidos en su mayoría por depósitos de tracción de arenas al margen del dique. Al techo continúa un nuevo depósito de barra de meandro (*point bar*). La capa 11 es una variación lateral de la capa 1 que posiblemente representa un fondo más profundo

del mismo canal. La aparición de caliches al techo de la sucesión indica la formación de suelos drenados sometidos a clima semiárido.

#### 4.2.3.2 Interpretación ambiental.

Esta columna representa fundamentalmente un ambiente fluvial de tipo meandriforme con llanuras de inundación asociadas. Hacia la base con influencia de actividad volcánica y flujos de escombros.

Es notable que la mayor parte de la secuencia indica canales fluviales con llanuras de inundación con niveles freáticos cerca a la superficie o en algunos casos sumergidos formando lagos. Sin embargo hacia el techo aparecen por primera vez suelos bien drenados que indican una condición diferente, semiárida. Esta condición es semejante a la descrita en turberas de pantanos y carbón donde las modificaciones del nivel freático hace que los depósitos alternen entre suelos drenados y suelos húmedos (Collison, 1996).

#### 4.2.4 Asociación facial de la sección La Uribe – Sevilla

En este aparte se presenta la determinación de las asociaciones faciales de la sección La Uribe – Sevilla y se toma como base la columna estratigráfica que se presenta en el anexo 9.

En la tabla 4.7 se muestra un resumen de las principales características faciales, facies dominantes y facies subordinadas en la sección La Uribe – Sevilla

##### 4.2.4.1 Asociación facial.

##### Asociación 1. Facies Gcm, Gt, Gp y Gh

Los conglomerados macizos (Gcm) corresponden a flujos de escombros y son originados cuando una suficiente cantidad de agua se mezcla con el sedimento, formando un material viscoso y denso con un comportamiento plástico. Los conglomerados levemente imbricados (Gh), conglomerados con estratificación inclinada planar (Gp) y conglomerados con estratificación inclinada en artesa (Gt), se asocian a flujos turbulentos con un contenido bajo de sedimentos; son transportados y sedimentados por medio de tracción y están relacionados con formas de fondo arenosas y relleno de pequeños canales (Miall, 1996). En este tipo de facies el agua juega un papel muy importante, pues es la acción de las corrientes la que genera la orientación preferencial de los clastos. Los lentes de

arenita presentes dentro de los conglomerados sugieren rellenos de canales menores. Estos lentes carecen de estructuras internas (Sm y Sgm) y de manera subordinada en algunos sectores se presentan con laminación inclinada planar (Sp) y laminación plana paralela (Sh).

En esta asociación los procesos gravitacionales que generan los flujos de escombros, tienden a formarse donde éstos abandonan el confinamiento y hay un cambio importante en la superficie de depositación. La imbricación, la estratificación inclinada planar y en artesa de los conglomerados y las arenas con geometría lenticular dentro de ellos, son típicas de barras de gravas asociadas a corrientes trenzadas proximales. La asociación A1 es correlacionada con el Modelo 2 para estilos fluviales de Miall.

Asociación 2. Gh, Sgm, Fsm, Svf.

La asociación 2 se considera formada en áreas de intercanal cuando se producen inundaciones y se depositan lodos sobre la superficie de las barras, en corrientes trenzadas proximales. El material volcánico puede tener una amplia distribución y ser depositado lejos del área fuente; adicional a este transporte primario, el material suelto es frecuentemente retrabajado y redepositado por procesos fluviales, de esta manera el material volcánico puede ser mezclado con otros tipos de sedimentos.

Asociación 3. Gcm, Gh, Sgm y Sh.

Esta asociación es interpretada como inundaciones laminares, estas se producen a partir de inundaciones rápidas, típicamente la superficie interior es plana o levemente erosional (Miall, 1996). Las inundaciones laminares se desarrollan en flujos laminares poco profundos los cuales no persisten muy lejos, ellos se deterioran en canales trenzados y barras, los cuales disectan la superficie superior de las láminas de sedimentos.



**Tabla 4.6** Segmentos, facies dominantes (FD), facies subordinadas (FS), tipo de contacto a la base de cada segmento, espesor de la columna y el espesor aflorante de la sección La Uribe-Sevilla. (Anexo 9)

SECCIÓN LA URIBE-SEVILLA (Columna A-Segmento A)				
SEGMENTO	FACIES DOMINANTES (FD) Y SUBORDINADAS (FS)	CONTACTO INFRAYACENTE	UBICACIÓN (m)	ESPESOR AFLORANTE (m)
A	<i>FD:</i> Conglomerados polimícticos de guijos a bloques, clastosoportados, con clastos imbricados, estratos de espesores métricos a centimétricos. Bases erosivas (Gh). Arenitas de grano fino a grueso con niveles finos de gránulos y guijos, en estratos tabulares o lenticulares de espesores centimétricos a métricos, clastosoportadas, macizas. (Sgm). <i>FS:</i> Arenitas de grano fino a conglomeráticas, clastosoportadas, macizas, en estratos tabulares o lenticulares con espesores centimétricos a métricos (Sm).	Cubierto	0-72,2 72,2	64
SECCIÓN LA URIBE-SEVILLA (Flanco Occidental Sinclinal A-Segmento B)				
B	<i>FD:</i> Conglomerados polimícticos de guijos a bloques, clastosoportados, con clastos imbricados, estratos de espesores métricos a centimétricos. Bases erosivas (Gh). Conglomerados polimícticos de tamaños guijos a bloques ocasionales, clastosoportados macizos, en estratos de espesores métricos a decimétricos (Gcm). Arenitas de grano fino a conglomeráticas, clastosoportadas, macizas,	Cubierto	0-282 282	189,8

	<p>en estratos tabulares o lenticulares con espesores centimétricos a métricos (Sm). Conglomerados polimícticos de guijos a guijarros (entre 4 y 25,6 centímetros), clasto soportados, con estratificación inclinada en artesa, estratos de espesores decimétricos y ocasionalmente métricos (Gt). <i>FS</i>: Arenitas de grano fino a ligeramente conglomeráticas, clastosoportadas, con estratificación inclinada planar en estratos centimétricos (Sp). Lodolitas macizas de color pardo a verde, en estratos de forma tabular de espesores centimétricos a métricos. Puede tener fósiles de plantas (Fsm). Arenitas de grano fino a grueso con niveles finos de gránulos y guijos, en estratos tabulares o lenticulares de espesores centimétricos a métricos, clastosoportadas, macizas. (Sgm). Arenitas de grano fino a grueso, con laminación plana paralela continua o discontinua, estratos tabulares de espesores centimétricos a métricos (Sh).</p>			
SECCIÓN LA URIBE-SEVILLA (Flanco Oriental Sinclinal A-Segmento C)				
C	<p><i>FD</i>: Conglomerados polimícticos de tamaños guijos a bloques ocasionales, clastosoportados macizos, en estratos de espesores métricos a decimétricos (Gcm). Arenitas de grano fino a conglomeráticas, clastosoportadas, macizas, en estratos tabulares o lenticulares con espesores centimétricos a métricos (Sm). Arenitas de grano fino a grueso con niveles finos de gránulos y guijos, en estratos tabulares o lenticulares de espesores centimétricos a métricos, clastosoportadas,</p>	Cubierto	0-382,4 382,4	79,2

	macizas. (Sgm). <i>FS</i> : Arenitas de tamaño medio a grueso, con laminación inclinada, en estratos de espesores decimétricos (Sr). Arenitas de tamaño de grano medio a ligeramente conglomeráticas, con estratificación inclinada en artesa, en estratos de espesores decimétricos (St). Conglomerados polimícticos de guijos a guijarros (entre 4 y 25,6 centímetros), clastosoportados, con estratificación inclinada en artesa, estratos de espesores decimétricos y ocasionalmente métricos (Gt). Arenitas de grano fino a grueso, con laminación plana paralela continua o discontinua, estratos tabulares de espesores centimétricos a métricos (Sh).			
SECCIÓN LA URIBE-SEVILLA (Flanco Oriental Anticlinal B -Segmento D)				
D	<i>FD</i> : Arenitas de grano fino a conglomeráticas, clastosoportadas, macizas, en estratos tabulares o lenticulares con espesores centimétricos a métricos (Sm). <i>FS</i> : Arenitas de grano fino a grueso, con laminación plana paralela continua o discontinua, estratos tabulares de espesores centimétricos a métricos (Sh). Conglomerados polimícticos de tamaños guijos a bloques ocasionales, clastosoportados macizos, en estratos de espesores métricos a decimétricos (Gcm). Arenitas de grano fino a grueso con niveles finos de gránulos y guijos, en estratos tabulares o lenticulares de espesores centimétricos a métricos, clastosoportadas, macizas. (Sgm).	Cubierto	0-102,4 102,4	4,0

SECCIÓN LA URIBE-SEVILLA (Flanco Oriental Anticlinal B -Segmento E)				
E3	<p><i>FD:</i> Conglomerados polimícticos de guijos a bloques, clastosoportados, con clastos imbricados, estratos de espesores métricos a centimétricos. Bases erosivas (Gh).  <i>FS:</i> Lodolitas macizas de color pardo a verde, en estratos de forma tabular de espesores centimétricos a métricos. Puede tener fósiles de plantas (Fsm). Arenitas de grano fino a conglomeráticas, clastosoportadas, macizas, en estratos tabulares o lenticulares con espesores centimétricos a métricos (Sm). Arenitas de grano fino a muy fino, macizas, en estratos de espesores decimétricos a métricos de forma tabular, compuestas de cuarzo hialino, anfíboles, feldespatos y líticos volcánicos dentro una matriz de ceniza volcánica fina (Svf). Arenitas de grano fino a grueso con niveles finos de gránulos y guijos, en estratos tabulares o lenticulares de espesores centimétricos a métricos, clastosoportadas, macizas. (Sgm).</p>	Cubierto	311,4-678,2 366,8	63,4
E2	<p><i>FD:</i> Conglomerados polimícticos de guijos a bloques, clastosoportados, con clastos imbricados, estratos de espesores métricos a centimétricos. Bases erosivas (Gh).  <i>FS:</i> Lodolitas macizas de color pardo a verde, en estratos de forma tabular de espesores centimétricos a métricos. Puede tener fósiles de plantas (Fsm). Arenitas de grano fino a grueso con niveles finos de gránulos y guijos, en estratos tabulares o lenticulares de espesores centimétricos a métricos, clastosoportadas, macizas. (Sgm). Arenitas de grano fino a conglomeráticas,</p>	Cubierto	72,2-311,4 239,2	19,4

	clastosoportadas, macizas, en estratos tabulares o lenticulares con espesores centimétricos a métricos (Sm).			
E1	<i>FD:</i> Arenitas de grano fino a conglomeráticas, clastosoportadas, macizas, en estratos tabulares o lenticulares con espesores centimétricos a métricos (Sm). Arenitas de grano fino a grueso con niveles finos de gránulos y guijos, en estratos tabulares o lenticulares de espesores centimétricos a métricos, clastosoportadas, macizas. ( <i>Sgm</i> ). <i>FS:</i> Conglomerados polimícticos de tamaños guijos a bloques ocasionales, clastosoportados macizos, en estratos de espesores métricos a decimétricos ( <i>Gcm</i> ). Conglomerados polimícticos de guijos a bloques, clastosoportados, con clastos imbricados, estratos de espesores métricos a centimétricos. Bases erosivas ( <i>Gh</i> ).	Cubierto	0-72,2 72,2	19,7
<b>SECCIÓN LA URIBE-SEVILLA (Flanco Oriental Sinclinal C-Segmento F)</b>				
F	<i>FD:</i> Conglomerados polimícticos de guijos a guijarros (entre 4 y 25,6 centímetros), clasto soportados, con estratificación inclinada en artesa, estratos de espesores decimétricos y ocasionalmente métricos ( <i>Gt</i> ). Arenitas de grano fino a conglomeráticas, clastosoportadas, macizas, en estratos tabulares o lenticulares con espesores centimétricos a métricos (Sm). Arenitas de grano fino a grueso con niveles finos de gránulos y guijos, en estratos tabulares o lenticulares de espesores centimétricos a métricos, clastosoportadas, macizas. ( <i>Sgm</i> ). <i>FS:</i> Conglomerados polimícticos de guijos a bloques, clasto soportados, con clastos imbricados, estratos de espesores métricos a centimétricos. Bases erosivas ( <i>Gh</i> ).	Cubierto	0-118,3 118,3	37



	<p>Arenitas de grano fino a muy fino, macizas, en estratos de espesores decimétricos a métricos de forma tabular, compuestas de cuarzo hialino, anfíboles, feldespatos y líticos volcánicos dentro una matriz de ceniza volcánica fina (Svf). Lodolitas macizas de color pardo a verde, en estratos de forma tabular de espesores centimétricos a métricos. Puede tener fósiles de plantas (Fsm). Arenitas de grano fino a grueso, con laminación plana paralela continua o discontinua, estratos tabulares de espesores centimétricos a métricos (Sh). Arenitas de tamaño de grano medio a ligeramente conglomeráticas, con estratificación inclinada en artesa, en estratos de espesores decimétricos (St). Arenitas de tamaño medio a grueso, con laminación inclinada, en estratos de espesores decimétricos (Sr).</p>			
--	--	--	--	--

#### 4..2.4.2 Interpretación ambiental

En la sección La Uribe – Sevilla, se tienen depósitos que indican tanto la presencia de flujos gravitacionales como depósitos de acción fluvial. Los conglomerados clastosoportados macizos corresponden a flujos de escombros y son atribuidos a abanicos proximales y corrientes trenzadas dominadas por gravas con depósitos de sedimentos de flujos de gravedad (Modelo 1 de 1996). Los conglomerados clastosoportados levemente imbricados, conglomerados con estratificación inclinada en artesa y los lentes de arenita con laminación plana paralela, arenitas con laminación inclinada en artesa, arenitas con laminación inclinada planar dentro de ellos, se relacionan a la parte media del abanico y a corrientes trenzadas poco profundas dominadas por gravas (Modelo 2 de Miall 1996). Las facies volcánicas asociadas con facies fluviales, sugieren que el material volcánico pudo haber sido retrabajado por corrientes y posteriormente redepositado en barras como depósitos volcánicos resedimentados, posiblemente originados a partir de un flujo piroclástico pre-existente. La alternancia de flujos gravitacionales con depósitos de corrientes trenzadas dentro de la secuencia, sugieren un ambiente de abanico aluvial, que muestra tanto sedimentación de flujos gravitacionales como sedimentación dominada por procesos fluviales.

#### 4.2.5 Asociación facial de la sección Andalucía – Galicia

En la tabla 4.8 se muestra un resumen de las principales características faciales, facies dominantes y facies subordinadas en la sección Andalucía – Galicia.

##### 4.2.5.1. Asociación facial

###### Asociación 1. Facies Gcm y Gh.

Esta asociación es la más frecuente en la sección Andalucía – Galicia. Indican que los procesos de flujos de escombros y corrientes fluviales de ríos trenzados interactúan uno tras otro en la mayoría de los casos.

###### Asociación 2. Facies Gcm, Gmg y Gmm

Esta asociación corresponde a flujos de sedimentos por gravedad que adoptan la topografía aluvial preexistente. Son depositados por sistemas fluviales distributarios que forman depósitos en conos de abanicos aluviales (Miall, 1996).

Es característica de ríos trezados con estratos de grava y depósitos de flujos de sedimentos de gravedad propuestos por Miall (1996).

#### Asociación 3. Gcm, Gh, Gcm, Sgm y Sm

Esta asociación indica flujos de escombros seguidos por barras longitudinales en ríos trezados o depósitos de regazo de canal que cubren los depósitos de barras y adopta la topografía aluvial pre existente. Como facies subordinadas se tienen lentes de Sgm (canal) y Sm.

#### Asociación 4. Facies Gh, Gp, Gt

Corresponde a ríos trezados poco profundos con estratos de gravas. En los ríos proximales de estratos de grava los flujos de sedimentos de gravedad son raros o ausentes y consiste de canales cambiantes inestables de baja sinuosidad en los cuales una gran variedad de formas de fondo es depositada. La profundidad de los canales es del orden de 1 m. Los elementos GB (*gravel bars*) son predominantes y consisten de cuerpos tabulares con numerosas superficies de erosión externas y ensamblajes variantes de gravas depositadas por corrientes de tracción (Gh, Gp, Gt). Los canales pueden ser abandonados en etapas bajas en los cuales lentes delgados de Sm son depositados. Pueden presentarse como facies subordinadas Sm, Sgm, Gmm y Gcm haciendo parte de barras.

#### Asociación 5. Facies Gcm, Sm, Sh y Gh

Depósitos de flujos de de escombros (Gcm), seguido de la asociación Sm, Sh y Gh que indica la presencia de un canal de ríos trezados, donde Sm ocurre hacia la base de los cuerpos de arena (Collinson, 1996), Sh corresponde a formas de trasfondo fluvial y Gh a topes de barras de ríos trezados; finaliza con la facies Gcm.

#### 4.2.5.2 Interpretación ambiental

Basados en la asociación litofacial encontrada en la sección se sugiere un ambiente relacionado con sistemas de depositación fluvial acompañados por procesos gravitacionales como flujos de escombros, se ha determinado que estos depósitos se originaron en abanicos aluviales.

**Tabla 4.7** Segmentos, facies dominantes (FD), facies subordinadas (FS), tipo de contacto a la base de cada segmento, espesor de la columna y el espesor aflorante de la sección Andalucía - Galicia. (Anexo 7).

SECCIÓN ANDALUCIA-GALICIA (Columna A-Segmento A)				
SEGMENTO	FACIES DOMINANTES (FD) Y SUBORDINADAS (FS)	CONTACTO INFRAYACENTE	UBICACIÓN (m)	ESPESOR AFLORANTE (m)
A	<p><i>FD</i>: Conglomerados polimícticos de tamaños guijos a bloques ocasionales, dastosoportados macizos, en estratos de espesores métricos a decimétricos (Gcm). Conglomerados polimícticos de guijos a bloques, clastosoportados, con clastos imbricados, estratos de espesores métricos a centimétricos. Bases erosivas (Gh). <i>FS</i>: Arenitas de grano fino a grueso con niveles finos de gránulos y guijos, en estratos tabulares o lenticulares de espesores centimétricos a métricos, clastosoportadas, macizas. (Sgm). Arenitas de grano fino a conglomeráticas, clastosoportadas, macizas, en estratos tabulares o lenticulares con espesores centimétricos a métricos (Sm). Arenitas de grano fino a grueso, con laminación plana paralela continua o discontinua, estratos tabulares de espesores centimétricos a métricos (Sh). Conglomerados polimícticos de tamaños gránulo a guijarros, matriz-soportados, macizos, en estratos de espesores métricos a decimétricos (Gmm). Arenitas finas a muy finas en estratos tabulares de espesores centimétricos a decimétricos con laminación plana paralela discontinua interestratificadas con lodolitas negras, levemente laminadas o macizas. Pueden contener fósiles de plantas. (FI). Arenitas de grano fino, color crema, con</p>	Cubierto	0-203,7 203,7	150,6

	laminación inclinada en artesa definida por cristales de anfíboles, estratos de espesores métricos, granos sub-angulares de alta esfericidad, bien seleccionadas, compuestas por granos de cuarzo vítreo, feldespatos, anfíboles y fragmentos líticos. Los contactos son básicamente netos erosivos (Svft)			
SECCIÓN ANDALUCIA-GALICIA (Columna B-Segmento B)				
B	<p><i>FD:</i> Conglomerados polimícticos de tamaños guijos a bloques ocasionales, dastosoportados macizos, en estratos de espesores métricos a decimétricos (Gcm). Arenitas de grano fino a grueso con niveles finos de gránulos y guijos, en estratos tabulares o lenticulares de espesores centimétricos a métricos, clastosoportadas, macizas. (Sgm). Arenitas de grano fino a grueso, con laminación plana paralela continua o discontinua, estratos tabulares de espesores centimétricos a métricos (Sh).</p> <p><i>FS:</i> Conglomerados de guijos a guijarros, matriz-soportados, con gradación normal o inversa, en estratos de espesores decimétricos a métricos (Gmg). Conglomerados polimícticos de tamaños gránulo a guijarros, matriz-soportados, macizos, en estratos de espesores métricos a decimétricos (Gmm). Arenitas de grano fino a conglomeráticas, clastosoportadas, macizas, en estratos tabulares o lenticulares con espesores centimétricos a métricos (Sm).</p>	Cubierto	203,7- 299,96 763,26	193,3
SECCIÓN ANDALUCIA-GALICIA (Columna C-Segmento C-Cantera Galicia)				



C	<p><i>FD:</i> Conglomerados polimícticos de guijos a bloques, clastosoportados, con clastos imbricados, estratos de espesores métricos a centimétricos. Bases erosivas (Gh). Conglomerados polimícticos de tamaños guijos a bloques ocasionales, clastosoportados macizos, en estratos de espesores métricos a decimétricos (Gcm). <i>FS:</i> Conglomerados polimícticos de tamaños gránulo a guijarros, matriz-soportados, macizos, en estratos de espesores métricos a decimétricos (Gmm). Arenitas de grano fino a grueso con niveles finos de gránulos y guijos, en estratos tabulares o lenticulares de espesores centimétricos a métricos, clastosoportadas, macizas (Sgm). Lodolitas de color pardo amarillento, macizas, en estratos de espesores centimétricos (Fm). Conglomerados de guijos a guijarros (entre 4 y 25,6 centímetros)matriz-soportados, con gradación normal o inversa, en estratos de espesores decimétricos a métricos (Gmg). Conglomerados polimícticos de guijos a guijarros (entre 4 y 25,6 centímetros), clastosoportados, con estratificación inclinada en artesa, estratos de espesores decimétricos y ocasionalmente métricos (Gt). Arenitas de grano fino a conglomeráticas, clastosoportadas, macizas, en estratos tabulares o lenticulares con espesores centimétricos a métricos (Sm).</p>	Cubierto	0-198,7 198,7	98,4 5
SECCIÓN ANDALUCIA-GALICIA (Columna D)				
D	<p><i>FD:</i> Conglomerados polimícticos de guijos a bloques, clastosoportados, con clastos imbricados, estratos de espesores métricos a centimétricos. Bases erosivas (Gh). Conglomerados polimícticos de tamaños guijos a bloques ocasionales, clastosoportados macizos, en estratos de espesores métricos a decimétricos (Gcm). <i>FS:</i> Arenitas de grano fino a conglomeráticas, clastosoportadas, macizas, en estratos tabulares o lenticulares con espesores centimétricos a métricos (Sm). Arenitas de</p>	Cubierto	0-28 28	12,3

	grano fino a grueso, con laminación plana paralela continua o discontinua, estratos tabulares de espesores centimétricos a métricos (Sh). Arenitas de grano fino a grueso con niveles finos de gránulos y guijos, en estratos tabulares o lenticulares de espesores centimétricos a métricos, clastosoportadas, macizas (Sgm).			
SECCIÓN ANDALUCIA-GALICIA (Columna E)				
E	<i>FD:</i> Conglomerados polimícticos de guijos a bloques, clastosoportados, con clastos imbricados, estratos de espesores métricos a centimétricos. Bases erosivas (Gh). Conglomerados polimícticos de tamaños guijos a bloques ocasionales, clastosoportados macizos, en estratos de espesores métricos a decimétricos (Gcm). <i>FS:</i> Arenitas de grano fino a conglomeráticas, clastosoportadas, macizas, en estratos tabulares o lenticulares con espesores centimétricos a métricos (Sm). Arenitas de tamaño de grano medio a ligeramente conglomeráticas, con estratificación inclinada en artesa, en estratos de espesores decimétricos (St). Arenitas de grano fino a grueso con niveles finos de gránulos y guijos, en estratos tabulares o lenticulares de espesores centimétricos a métricos, clastosoportadas, macizas (Sgm).	Cubierto	0-68 68	60

Miall (1996) define un abanico aluvial como un sistema de depositación fluvial distinguido por sus características geomorfológicas más que por su estilo fluvial. Para Bates & Jackson, 1987 (en Miall 1996) un abanico corresponde a masas bajas, relativamente planas a ligeramente empinadas de material rocoso suelto, formando abanicos abiertos o un segmento en forma de cono. Collinson (1996) sugiere que los abanicos aluviales están localizados en áreas de alta sedimentación aguas abajo de puntos donde lateralmente se expanden los flujos confinados.

#### 4.2.6 Asociación facial de la sección Buga-La Habana

En este aparte se presentan las diferentes asociaciones faciales definidas para la sección Buga-La Habana y se toma como base la columna estratigráfica que se presenta en el anexo 5. (ver descripción en el capítulo 3).

En la tabla 4.9 se muestra un resumen de las principales características faciales, facies dominantes y facies subordinadas en la sección Buga-La Habana

##### 4.2.6.1 Asociación facial.

##### Asociación 1. Facies Gcm, Gt, Gp y Gh

Esta asociación representa depósitos de ríos trezados dominado por gravas, interceptados por flujos gravitacionales y depósitos volcanoclásticos. Son depositados por sistemas fluviales distributarios que forman depósitos en cono de abanicos aluviales. En los canales y barras de corrientes trezadas, las gravas son el material más abundante, las cuales fueron depositadas en periodos de alta descarga de sedimentos. 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 delgados 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, 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. 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 asociación facial 1 sección La Uribe-Sevilla).

## Asociación 2. Facies Sm, Sh, Fsm, Svf, Sgm y FI

Los sedimentos finos, (FI) se forman por flujos laminares como producto de inundaciones, asociadas en este caso a depositación en la llanura de inundación; las (facies Sh, Sm) y lodolitas con abundantes restos de plantas, indican una sedimentación por procesos de acreción vertical, donde las partículas fueron transportadas de manera rápida, llevando restos de plantas envueltas en el sedimento durante las inundaciones.

Esta asociación puede representar dos tipos de ambientes, según se relacione con otras litofacies (principalmente de grano grueso) o con otras asociaciones litofaciales; en el caso de encontrarse con las sedimentos de la asociación 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.

## Asociación 3. Gcm, Gh, Sgmt, Sgm, Sm, Fsm y Gci

En los ríos proximales de estratos de grava los flujos de sedimentos de gravedad son raros o ausentes y consiste de canales cambiantes (trenzados) 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 delgadas 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).

**Tabla 4.8** Resumen de las principales características faciales; facies dominantes (FD) y facies subordinadas (FS) en la sección Buga-La Habana.

SECCIÓN BUGA-LA HABANA (Columna 1- Flanco Oriental del Anticlinal de Sonso)				
SEGMENTO	FACIES DOMINANTES (FD) Y SUBORDINADAS (FS)	CONTACTO INFRAYACENTE	UBICACIÓN (m)	ESPESOR AFLORANTE (m)
A	FD: Conglomerados polimícticos de tamaños guijos a bloques ocasionales, clastosoportados macizos, en estratos de espesores métricos a decimétricos (Gcm). Arenitas de grano fino a conglomeráticas, clastosoportadas, macizas, en estratos tabulares o lenticulares con espesores centimétricos a métricos (Sm). Conglomerados polimícticos de guijos a bloques, clastosoportados, con clastos imbricados, estratos de espesores métricos a centimétricos. Bases erosivas (Gh). FS: Lodolitas macizas de color pardo a verde, en estratos de forma tabular de espesores centimétricos a métricos (Fsm). Arenitas de grano fino a muy fino, macizas, en estratos de espesores decimétricos a métricos de forma tabular, compuestas de cuarzo hialino, anfíboles, feldespatos y líticos volcánicos dentro una matriz de ceniza volcánica fina (Svf). Arenitas de grano fino a grueso con niveles finos de gránulos y guijos, en estratos tabulares o lenticulares de espesores centimétricos a métricos, clastosoportadas, macizas. (Sgm). Conglomerados polimícticos de gránulos a guijos, clastosoportados, con gradación inversa, en estratos de espesores decimétricos (Gci).	cubierto	299.2-585.6 286.4	53.6
B	FD: Arenitas de grano fino a conglomeráticas, clastosoportadas, macizas, en estratos tabulares o lenticulares con espesores centimétricos a métricos (Sm). Conglomerados polimícticos de	cubierto	154.9-299.2 144.3	47.6



	tamaños guijos a bloques ocasionales, clastosoportados macizos, en estratos de espesores métricos a decimétricos (Gcm). <i>FS</i> : Limolitas, limolitas arcillosas, arcillolitas, arcillolitas limosas y ocasionalmente lodolitas arenosas; de color negro, pardo o verde oliva, en estratos centimétricos a métricos, macizas o levemente laminadas, con marcas de raíces y ligeramente bioturbadas (Fr). Lodolitas macizas de color pardo a verde, en estratos de forma tabular de espesores centimétricos a métricos (Fsm). Arenitas de grano fino a grueso, con laminación plana paralela continua o discontinua, estratos tabulares de espesores centimétricos a métricos (Sh). Conglomerados polimícticos de tamaños gránulo a guijarros, matriz-soportados, macizos, en estratos de espesores métricos a decimétricos (Gmm). Arenitas de grano fino a grueso con niveles finos de gránulos y guijos, en estratos tabulares o lenticulares de espesores centimétricos a métricos, clastosoportadas, macizas. (Sgm). Arenitas finas a muy finas en estratos tabulares de espesores centimétricos a decimétricos con laminación plana paralela discontinua interestratificadas con lodolitas negras, levemente laminadas o macizas. Pueden contener fósiles de plantas. (FI).			
C		cubierto	0-154.9	0
SECCIÓN BUGA-LA HABANA (Columna 2-Flanco Occidental del Anticlinal de Sonso)				
SEGMENTO	FACIES DOMINANTES ( <i>FD</i> ) Y SUBORDINADAS ( <i>FS</i> )	CONTACTO INFRAYACENTE	UBICACIÓN (m)	ESPESOR AFLORANTE (m)
D	<i>FD</i> : Conglomerados polimícticos de tamaños gránulo a guijarros, matriz-soportados, macizos, en estratos de espesores métricos a decimétricos (Gmm). Conglomerados polimícticos de tamaños guijos a bloques ocasionales, clastosoportados macizos, en estratos de	Cubierto	72.1-440 367.9	43.1

	<p>espesores métricos a decimétricos (Gcm). <i>FS</i>: Arenitas de grano fino a conglomeráticas, clastosoportadas, macizas, en estratos tabulares o lenticulares con espesores centimétricos a métricos (Sm). Arenitas de grano fino a muy fino, macizas, en estratos de espesores decimétricos a métricos de forma tabular, compuestas de cuarzo hialino, anfíboles, feldspatos y líticos volcánicos dentro una matriz de ceniza volcánica fina (Svf). Conglomerados polimícticos de guijos a bloques, clastosoportados, con clastos imbricados, estratos de espesores métricos a centimétricos. Bases erosivas (Gh). Lodolitas macizas de color pardo a verde, en estratos de forma tabular de espesores centimétricos a métricos (Fsm). Conglomerados polimícticos de gránulos a guijos, clastosoportados, con gradación inversa, en estratos de espesores decimétricos (Gci). Arenitas de grano fino a grueso, con laminación plana paralela continua o discontinua, estratos tabulares de espesores centimétricos a métricos (Sh).</p>			
C		cubierto	0-72.1	0
SECCIÓN BUGA-LA HABANA (Columna 3-Flanco Occidental del Sinclinal de Sonso)				
SEGMENTO	FACIES DOMINANTES (FD) Y SUBORDINADAS (FS)	CONTACTO INFRAYACENTE	UBICACIÓN (m)	ESPEJOR AFLORANTE (m)
E	<p><i>FD</i>: Arenitas de grano fino a ligeramente conglomeráticas, clastosoportadas, con estratificación inclinada planar en estratos centimétricos (Sp). Arenitas de grano fino a grueso, con laminación plana paralela continua o discontinua, estratos tabulares de espesores centimétricos a métricos (Sh). Conglomerados polimícticos de guijos a bloques, clastosoportados,</p>	Cubierto	259-364.2 105.2	45.1

	<p>con clastos imbricados, estratos de espesores métricos a centimétricos. Bases erosivas (Gh). Lodolitas macizas de color pardo a verde, en estratos de forma tabular de espesores centimétricos a métricos (Fsm). <i>FS</i>: Arenitas de grano fino a conglomeráticas, dastosoportadas, macizas, en estratos tabulares o lenticulares con espesores centimétricos a métricos (Sm). Conglomerados polimícticos de tamaños guijos a bloques ocasionales, dastosoportados macizos, en estratos de espesores métricos a decimétricos (Gcm). Arenitas de grano fino a muy fino, macizas, en estratos de espesores decimétricos a métricos de forma tabular, compuestas de cuarzo hialino, anfíboles, feldespatos y líticos volcánicos dentro una matriz de ceniza volcánica fina (Svf). Arenitas de grano fino a grueso con niveles finos de gránulos y guijos, en estratos tabulares o lenticulares de espesores centimétricos a métricos, dastosoportadas, macizas. (Sgm). Conglomerados polimícticos de guijos a guijarros, clasto o matriz-soportados, con estratificación inclinada planar, estratos de espesores decimétricos a métricos (Gp).</p>			
F	<p><i>FD</i>: Conglomerados polimícticos de tamaños guijos a bloques ocasionales, dastosoportados macizos, en estratos de espesores métricos a decimétricos (Gcm). <i>FS</i>: Lodolitas macizas de color pardo a verde, en estratos de forma tabular de espesores centimétricos a métricos (Fsm). Arenitas de grano fino a conglomeráticas, dastosoportadas, macizas, en estratos tabulares o lenticulares con espesores centimétricos a métricos (Sm). Conglomerados polimícticos de tamaños gránulo a guijarros, matriz-soportados, macizos, en estratos de espesores decimétricos (Gmm).</p>	cubierto	0-259 259	81.3

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.

Asociación 4. Gp, Sp, Gh y Sh.

Esta asociación parece corresponder a una variación de la asociación 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. 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. Esta asociación se encuentra intercalada con el grupo litofacial 2, en la cual, los sedimentos fino granulares presentan palinomorfos de ambiente lacustre (*Botryococcus* y *Pediastrum*) y restos de plantas que sugieren vegetación desarrollada en riberas de lagos de mediana extensión (Anexo 17); los sedimentos finos también pudieron originarse en la llanura de inundación, durante periodos de desbordamiento.

La asociación 4 es interpretada 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.

#### 4.2.6.2 Interpretación ambiental

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: 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).

---

· Áreas 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 volcániclasticos 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. (Anexo 17)

## 5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

### 5.1 Introducción

En contraste con otras cuencas, la estructura del subsuelo en el sector norte del valle del río Cauca es poco conocida. La cuenca norte del "Cauca Patía", en el área del Valle del Cauca, cuenta con algunos perfiles sísmicos realizados principalmente entre Cali y Yotoco (ver Barrero y Laverde, 1998). La geología de superficie es mejor conocida, sin alcanzar el grado de detalle logrado en cuencas como las del Valle Superior y Medio del Magdalena. Se conocen algunos trabajos detallados de geología de superficie como los realizados por Keith et al. (1988) y Ríos y Aranzazu (1989). La sísmica obtenida no permite elucidar el estilo estructural para la porción norte del valle del río Cauca.

En cuanto a los rasgos estructurales reconocidos en superficie, existen trabajos en el Valle del Cauca enfocados en determinar la amenaza sísmica y evaluar la deformación tectónica reciente. Estos estudios con énfasis en análisis morfotectónicos y de geología de superficie aportan información importante para revelar el estilo estructural que afecta la región. Con base en análisis de sensores remotos, López (2006) utiliza indicadores geomorfológicos para la documentación de fallas activas en la región del Valle del Cauca. Ollarves et al. (2007) sostienen que rasgos de este tipo son útiles para la identificación de fallas ciegas y para la prospección de petróleo.

Algunos de los resultados de los estudios de amenaza se resumirán a continuación. Según López (2006) el piedemonte occidental de la Cordillera Central está conformado por tres superficies, que en secuencia desde el oriente corresponden al frente montañoso principal conformado por rocas del basamento, una superficie de aplanamiento levantada producto de la penneplanización de unidades del Neógeno y una zona de colinas bajas perteneciente al tope de abanicos aluviales recientes. En la zona de colinas bajas, en el contacto con el valle del río Cauca existen evidencias de fallas de cabalgamiento de vergencia al este afectando unidades del Cuaternario.

En la Cordillera Central, en la región comprendida entre Buga y Zarzal existe una prominencia estructural que reduce la anchura del valle del río Cauca. Este alto



estructural es conocido como la Saliente de Buga (López, 2006). En el mismo sector, además del estrechamiento del valle del río Cauca (de 40 km a 8 km) existe un aumento del gradiente y sinuosidad del río Cauca (López et al., 2009). Otro rasgo de origen tecto-sedimentario es la tendencia del cauce del río a recostarse contra la Cordillera Occidental entre Cali y Cartago.

Por otro lado, el piedemonte oriental de la Cordillera Occidental está relacionado con una serie de fallas escalonadas de trazo rectilíneo (fallas o Falla Cali-Patía) que muestran marcados rasgos de transcurrencia documentados con geología de superficie en el sector de San Marcos (López, 2006; López, 2009).

El conjunto de todas las evidencias permite sugerir que el comportamiento actual del río Cauca se debe a subsidencia debido al peso de escamas por cabalgamiento. Estas escamas, en la Saliente de Buga, estrechan el valle del río, generan algunos abanicos aluviales, y un gradiente topográfico que empuja el eje del río contra los trazos rectilíneos de las fallas de rumbo (extintas?) que forman el margen oriental de la Cordillera Occidental. Parte de la deformación en la Saliente de Buga es producida por pliegues y fallas ciegas que avanzan hacia el oeste por debajo del valle del río Cauca (López, 2006; López, 2007; López et al., 2009).

En este capítulo se ilustra y discute información previa existente sobre el estilo estructural de la "Cuenca Cauca-Patía" en el sector norte del Valle del Cauca, complementando con los datos adquiridos durante la realización de este trabajo.

## 5.2 Mapa Geológico y Estructural

Muchas de las estructuras que afectan las unidades de la Formación La Paila en el Valle del Cauca han sido reconocidas por Hubach y Alvarado (1934) y Campbell y Velasco (1965). Los datos estructurales y litológicos que conforman el mapa geológico presentado en este trabajo (Anexo 1 y Figura 5.1) provienen de diferentes fuentes:

Barrero et al. (1998): Trabajo realizado para ECOPEPETROL donde se modifican y actualizan trabajos previos de ECOPEPETROL-ESRI (1989), Keith et al. (1988), Ecopetrol-ICP (1990), Martínez y Rubio (1991), Ordoñez y Arandia (1991), Ecopetrol-Geoestudios (1995), y OXY-Ecopetrol (1991).

Nivia (2001): Mapa geológico del INGEOMINAS actualizado a partir de la compilación de McCourt et al. (1985).

Moreno-Sánchez y Pardo Trujillo (2003): Artículo de la AAPG donde se establecen los límites de las formaciones Nogales y Monteloro.

López (2006): Tesis Msc donde se documenta el frente de cabalgamiento del piedemonte de la Cordillera y la cinemática de algunas fallas del piedemonte, Poligonales realizadas a lo largo de las cinco secciones objeto de este trabajo, secciones Buga-La Habana, Andalucía-Galicia, La Uribe-Sevilla, La Paila-Sevilla y Armenia-Zarzal, Análisis de imágenes de satélite, fotografías aéreas y del Modelo de Elevación Digital del Terreno (MET) generado a partir de datos del NASA\_Shuttle\_Radar\_Topography\_Mission (STRM).

### 5.3 Fallas

En el piedemonte occidental de la Cordillera Central, en la zona de colinas bajas entre Buga y Zarzal, la mayor parte de fallas expuestas en superficie corresponden a fallas de cabalgamiento de vergencia al este. Se observan algunas exposiciones de fallas normales y muy pocas de fallas de rumbo. A continuación se describen las fallas documentadas en el registro estratigráfico y/o geomorfológico en la región de estudio. Es de anotar que las fallas de vergencia al este y al oeste así como el plegamiento están estrechamente relacionadas.

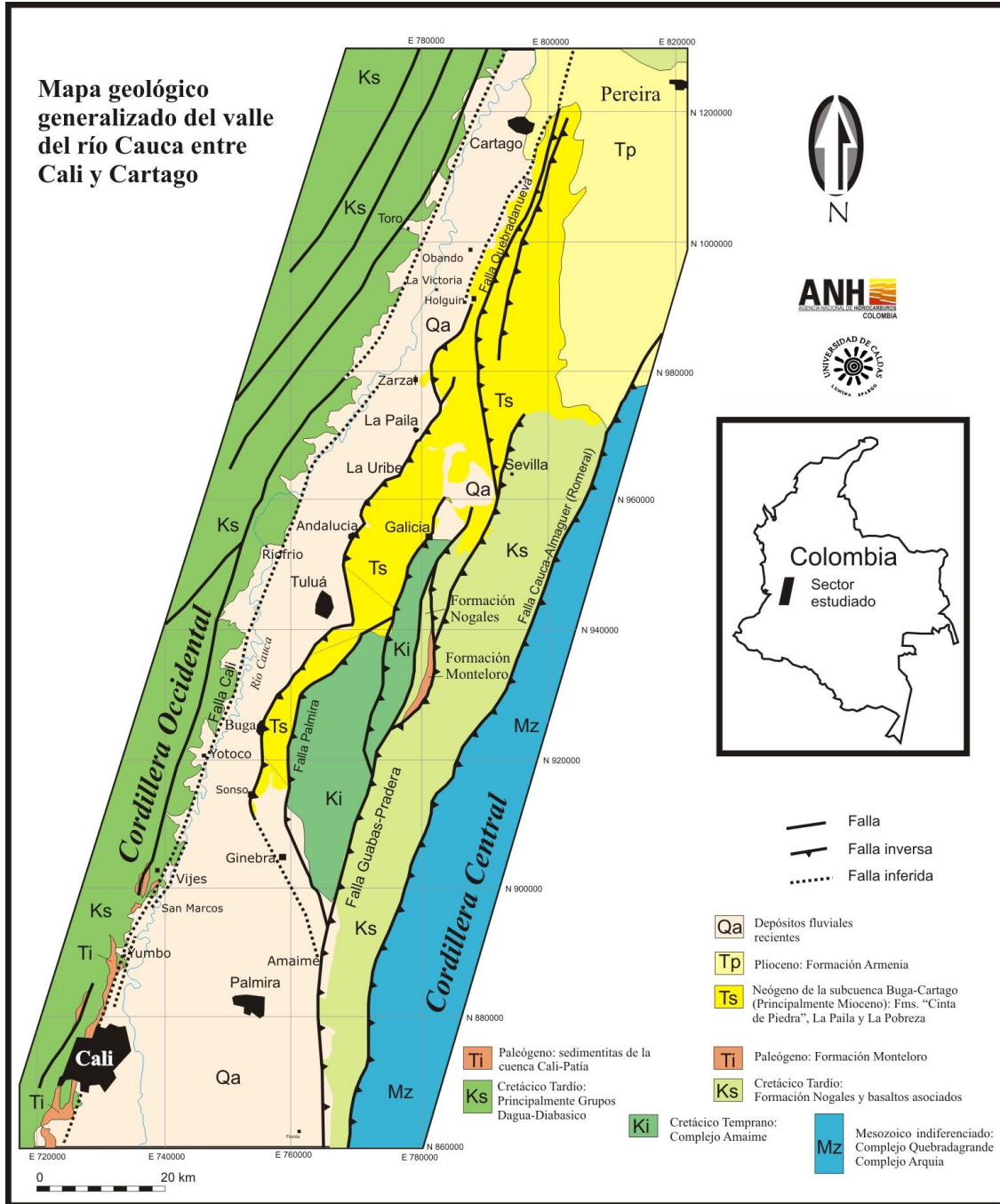
#### 5.3.1 Cabalgamientos de vergencia al Este

Retrocabalgamiento de Sonso.

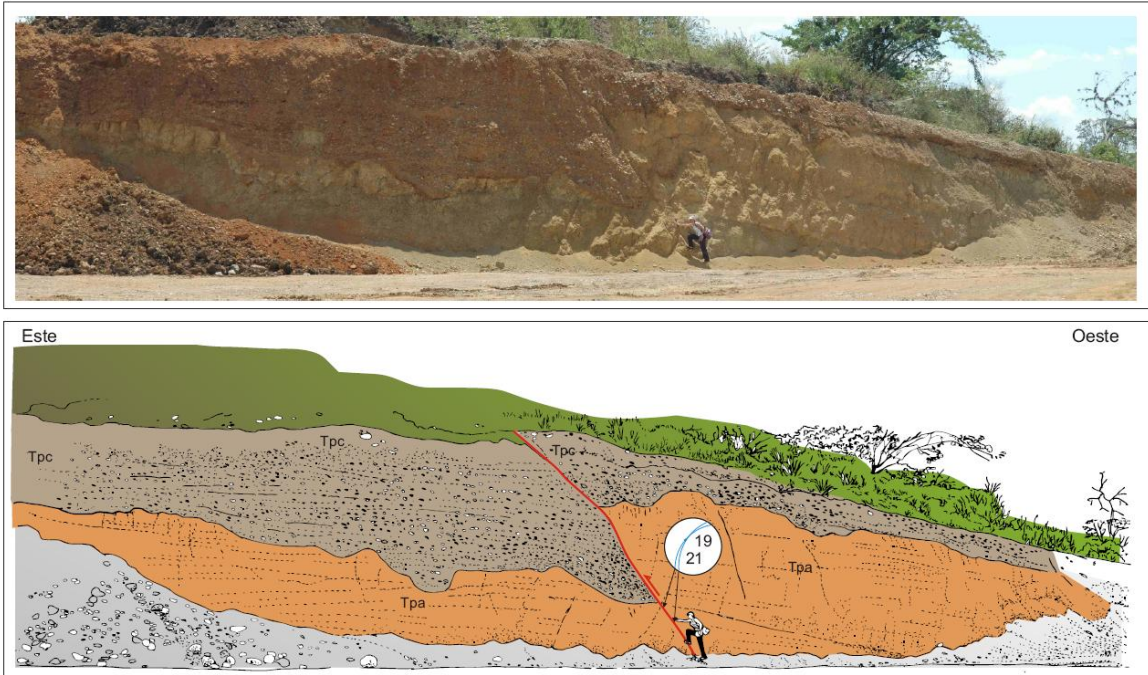
Esta estructura fue identificada por López (2006) en la Cantera El Vínculo al norte de la población de Sonso (Figura 5.2). En esta cantera existen varias fallas de tendencia NNE y NNW afectando la Formación La Paila y depósitos del Cuaternario. Algunas fallas inversas aprovecharon las fallas normales preexistentes.

Retrocabalgamiento de Presidente.

Esta estructura fue identificada por López et al., (2009) al sur de San Pedro, en la carretera que conduce al relleno sanitario de Buga (en Presidente). En este sector existen una serie de fallas de tendencia general NE que afectan sedimentos de la Formación Zarzal de edad Plio-Pleistoceno (Anexo 1, Figura 5.3). En los mapas regionales, este sector aparece cartografiado como la Formación La Paila, sin embargo la presencia de diatomitas y tobas indican que se trata de sedimentos de la Formación Zarzal.



**Figura 5.1** Mapa geológico generalizado del valle del río Cauca entre Cali y Cartago. La subcuenca de Buga-Cartago está dominada en el oriente del valle del río Cauca por fallas de cabalgamiento de vergencia al oeste y en el borde de la Cordillera Occidental por fallas de rumbo. Mapa modificado de Barrero y Laverde (1998), Moreno-Sánchez y Pardo Trujillo (2003) y López (2006).



**Figura 5.2** Retrocabalgamiento de Sonso afectando areniscas (Tps) de color pardo suprayacidas por gravas (Tpc) estratificadas con estructuras de erosión en la base (Tomada y modificada de López, 2006).

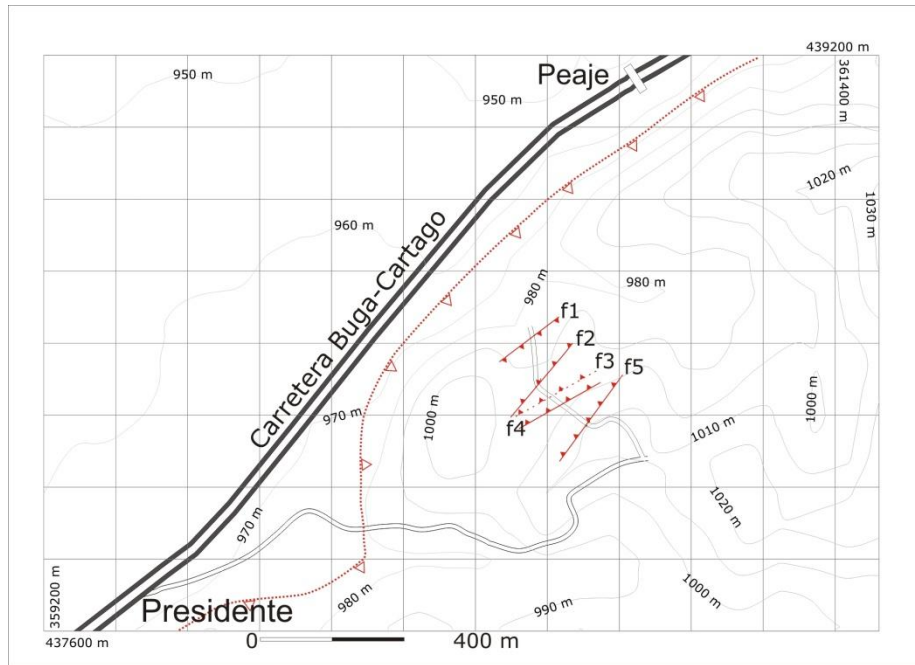
#### Retrocabalgamientos de la Falla Tuluá

Estas estructuras fueron identificadas por López (2006) en la zona de colinas bajas al oriente de Tuluá. Estas fallas se extienden desde el sur de Tuluá en sentido NNE y continúan bordeando el piedemonte en sentido NE. La expresión geomorfológica de estos cabalgamientos se muestra en la Figura 5.4. Estos rasgos indican la actividad reciente de fallas que afectan sedimentos del Cuaternario en el piedemonte de la Cordillera Central.

El comportamiento de la red del drenaje y los abombamientos del terreno en la llanura

aluvial, en la región de Tuluá, son indicadores de escarpes de presión (sensu Philip, 1983) formados por la emergencia de fallas inversas de vergencia al oeste y sus antitéticas (Figura 5.4).





**Figura 5.3** Localización del retrocabalgamiento de Presidente (f2 a f5) y falla ciega que se propaga en el contacto entre la zona de colinas bajas del piedemonte de la Cordillera Central y la llanura aluvial del río Cauca (Tomada y modificada de López et al., 2009).

Según López (2006) el plegamiento braquianticlinal (pliegues de doble *plunge*) (ver Figura 5.4) representa rampas laterales del sistema de cabalgamiento que avanza hacia el oeste (López, 2006). En el registro estratigráfico existe documentación de esta falla en varios sitios al oriente de Tuluá (A a G en Figura 5.4). Esta falla se comporta como un sistema imbricado de tendencia general NNE y vergencia al este. Las fallas emergen paralelas y/o a través de planos de estratificación de la Formación La Paila. En varios sitios se documentan estas fallas desplazando depósitos del Cuaternario e incluso paleosuelos del Holoceno. El plegamiento de los sedimentos del Cuaternario se debe a la propagación de estas fallas (ver Figura 5.5).

Adicionalmente, la Falla de Tuluá afecta el flanco occidental del Anticlinal de Andalucía, en el contacto entre el piedemonte y la llanura aluvial (ver Anexo 1). Esta falla es interpretada por López (2006) como una falla de cabalgamiento tipo *out-of-syncline*. Estas fallas se generan debido a la compresión a lo largo de la superficie cóncava de los pliegues (Burbank y Anderson, 2001). El juego de esta falla con sus antitéticas forma el escarpe de flexura que conforma las estribaciones de la cordillera en este sitio.

## Retrocabalgamiento de Galicia

Sobre la carretera que conduce de Andalucía a Galicia, es evidente a nivel de afloramiento una falla inversa de tendencia NNE y vergencia este de la cual se desprenden fallas menores de cabalgamiento (ver Anexo 1.2 y Figuras 5.6 y 5.7).

Estas fallas parecen ser la expresión de una estructura principal de rumbo NE identificada geomorfológicamente, a partir de la cual se desprende una falla cóncava hacia el oeste (ver 3 en Figura 5.8). Esta falla se interpreta como un retrocabalgamiento subparalelo al eje Anticlinal A observado en la Sección Andalucía-Galicia (ver Anexo 7).

También se observan, en el MET del STRM, cabalgamientos que se desprenden de una estructura transversal de dirección NE-ENE. Esto se asemeja a una estructura en cola de caballo (ver Anexo 1.2 y Figura 5.8).

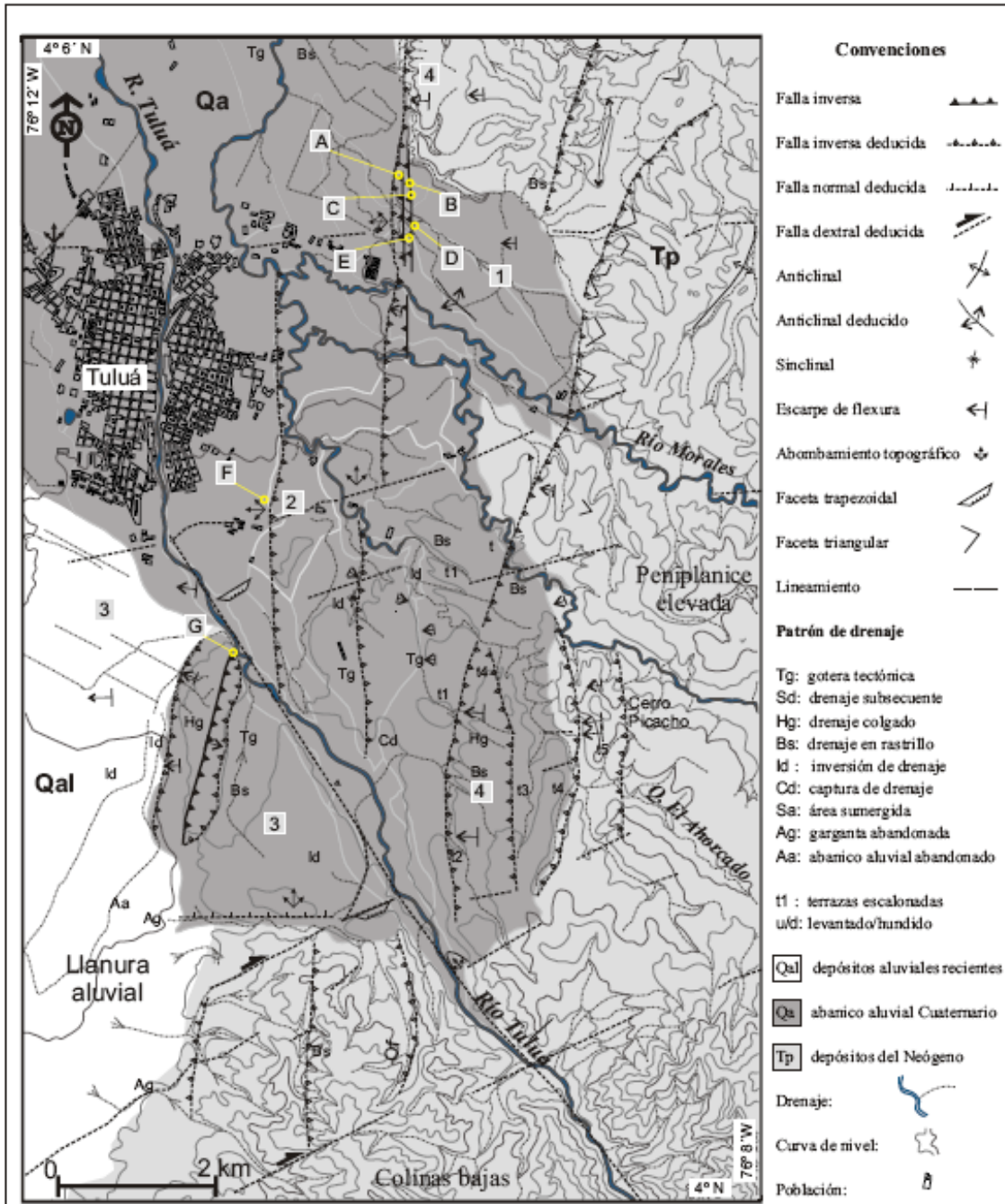
En la Sección Andalucía-Galicia se infieren repeticiones tectónicas dado que las crestas de las estructuras (ver el STRM) a menudo forman patrones convergentes en forma de "Y" (ver Anexo 1.2 y Figura 5.8), lo que sugiere trenes de cabalgamiento que repiten bloques.

Este fenómeno superpone paquetes sedimentarios haciendo que los espesores sean mayores que los reales, como en el caso de los conglomerados presentados en la columna estratigráfica de esta sección (Ver Anexo 7). Se sugiere que los 1200 m de espesor de conglomerados medidos representen la suma de varias rampas tectónicas, por lo tanto el espesor real podría ser mucho menor.

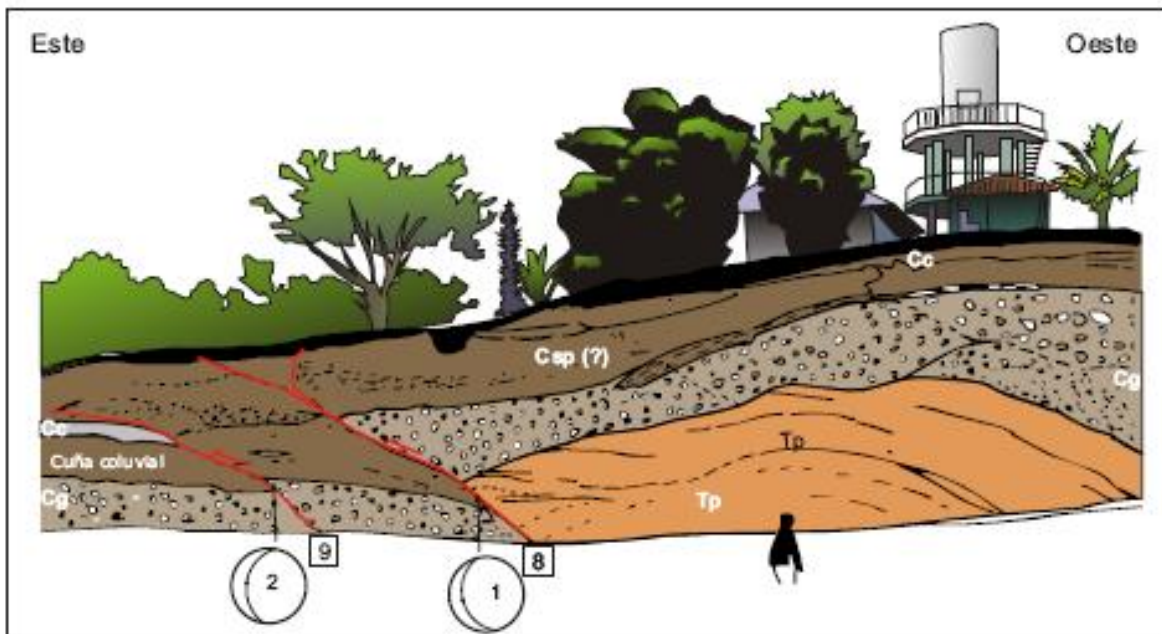
## Falla Bugalagrande

Al oeste de la terminación de la poligonal levantada en la sección Andalucía-Galicia, se identifica morfológicamente la Falla Bugalagrande de tendencia general NNE a NE (ver Anexo 1). Esta falla ha sido documentada al sur del río Bugalagrande por López (2006) afectando sedimentos cuaternarios en la Superficie de La Llanada. La estructura forma un escarpe con cara hacia el oriente y una cuenca *Piggi-back* donde están atrapados sedimentos recientes.

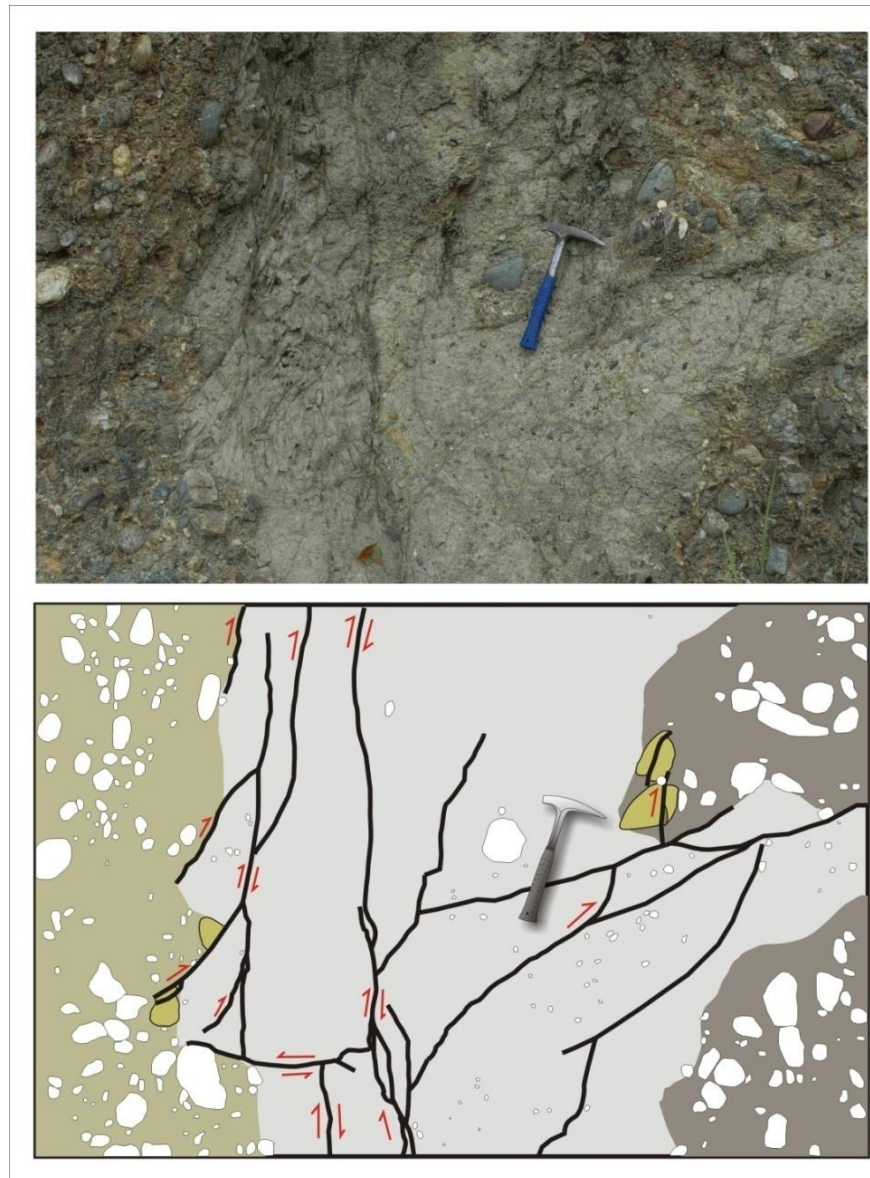




**Figura 5.4** Detalle de las estructuras existentes en Tuluá señalando las evidencias en el registro geomorfológico y estratigráfico (Tomada y modificada de López, 2006).

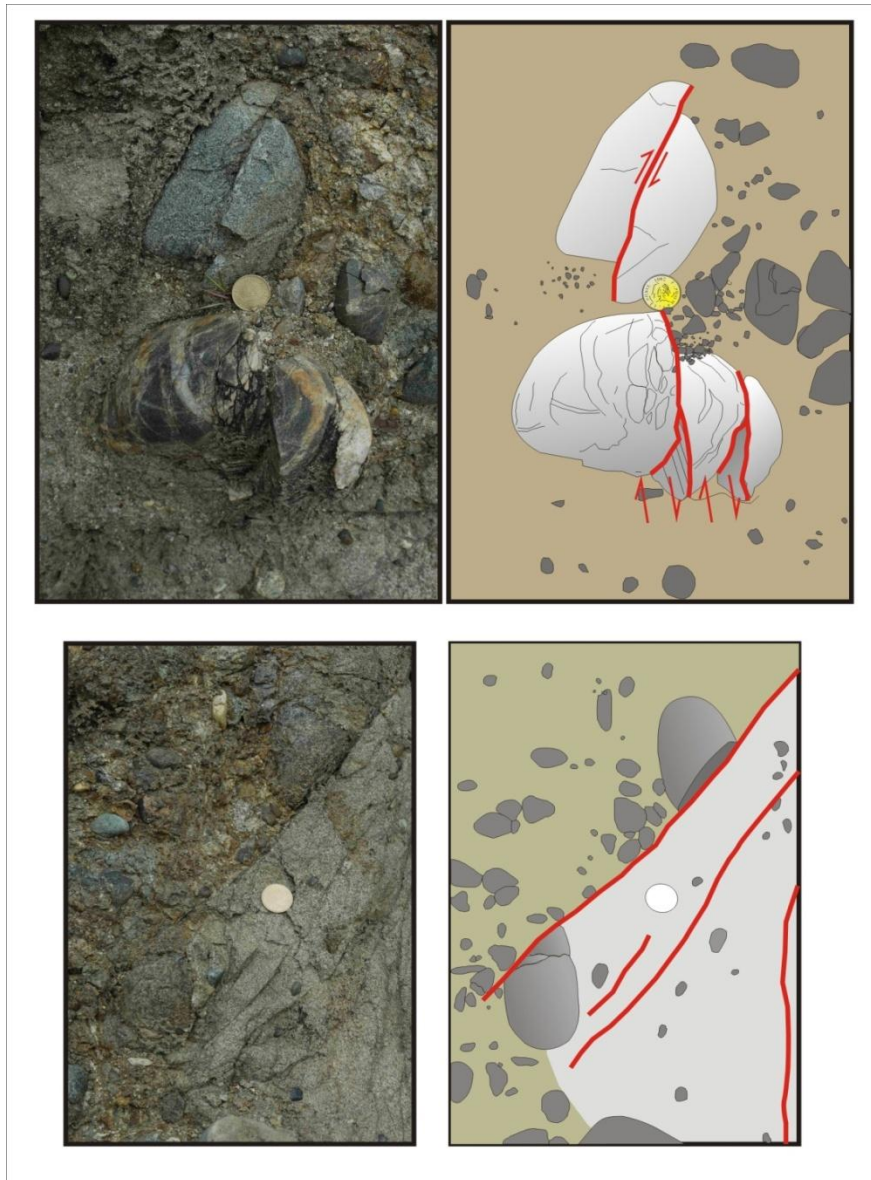


**Figura 5.5** Falla Tuluá. Falla inversa de vergencia al este afectando arenitas de la Formación La Paila (Tp) del Mioceno, gravas (Cg) del Cuaternario y paleosuelos (Cc) del Holoceno. Observe que el plegamiento del Cuaternario está dado por la propagación de la falla. La fotografía es tomada en el sitio C de la Figura 5.4. (Tomada y modificada de López, 2006).

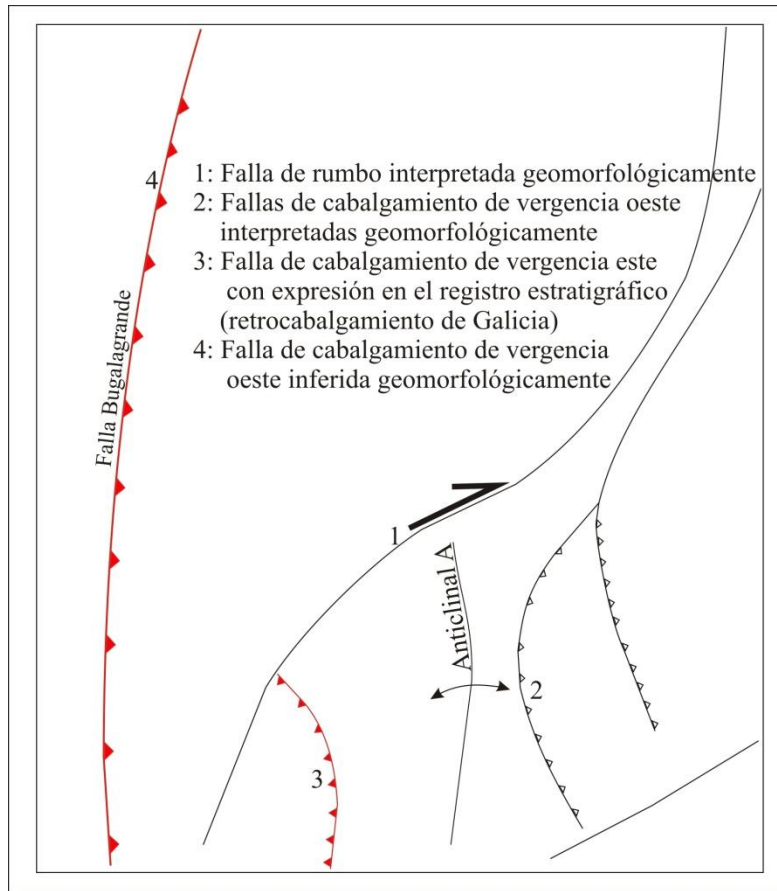


**Figura 5.6** Zona de falla identificada en la Sección Andalucía-Galicia afectando niveles de arenitas y conglomerados de la Formación La Paila. El plano de falla principal medido es inverso (N18W/62W Plunge: 52W). De este plano se desprenden en ángulo agudo fallas menores inversas que se propagan hacia la superficie. La falla principal es cortada por una falla de ángulo muy bajo.





**Figura 5.7** Detalles de la Figura 5.4 donde se muestran cantos cortados por fallas con componentes inversas. En los cantos se midieron estrías. Nótese como la falla cambia sutilmente la orientación cuando atraviesa la matriz del conglomerado.



**Figura 5.8** Esquema en planta de la estructura en cola de caballo interpretada en la Sección Andalucía – Galicia. Un sistema compresivo se forma en la terminación de una estructura principal de rumbo dextral. Los cabalgamientos principales de vergencia al este formarían repeticiones tectónicas. El Anticlinal A se identificó en campo.

En la Sección La Uribe-Sevilla, el trazo de la Falla Bugalagrande se interpreta además por la interrupción de los estratos. Al occidente de esta falla se observan estratos cuyos rumbos (entre N50 a 55 E) se cortan contra esta estructura (Ver Anexo 1.2). Al oriente de la falla las capas tienen rumbos generales N20E.

De acuerdo con el modelo de López (2006) esta estructura se interpreta como una falla sin-plegamiento (o falla de momento flector, o *bending-moment fault*).

#### Retrocabalgamiento La Bamba

En el extremo oriental de la Sección La Paila-Sevilla no se identificaron fallas de importancia a nivel de afloramiento, solamente en la poligonal levantada en el

Potrero La Bamba (ver Anexo 10) se midió una pequeña falla de tendencia general NNW con desplazamiento aparente inverso (Figura 5.9).

### 5.3.2 Cabalgamientos de vergencia al Oeste

#### Frente de Cabalgamiento principal

El límite entre las colinas bajas y la planicie elevada corresponde a un escarpe de flexura (López, 2006). El trazo sinuoso de este escarpe bordeando el piedemonte con las reentrantes de Amaime, Tuluá, La Paila y la Saliente de Buga, es característico de fallas de ángulo bajo. Esta falla corresponde al frente de cabalgamiento principal de vergencia al oeste (ver Anexo 1 y Figura 5.1).

Su expresión en superficie se revela con rasgos geomorfológicos como los ilustrados en la Figura 5.4., por los retrocabalgamientos que emergen a la superficie afectando los sedimentos cuaternarios, así como la presencia de anticlinales.

#### Falla Palmira

Falla del frente montañoso principal. Su expresión es geomorfológica, no se identificó el plano de falla en campo. Esta es la estructura más oriental en la Sección Buga-La Habana. La falla separa las ultramafitas del Cretácico de la Cordillera Central (Macizo ofiolítico) de las sedimentitas del Mioceno de la Formación La Paila, y más al norte rocas ígneas básicas e intermedias del "Batolito de Buga" (Anexo 1.1 y Figura 5.1). Esta estructura fue identificada por primera vez por Hubach y Alvarado (1934).

En la sección Andalucía-Galicia, la estructura más oriental es una falla de cabalgamiento de tendencia general NS cóncava hacia el oriente identificada a partir de imágenes de satélite y del MET del STRM. Se deduce que esta falla se desprende de una estructura de rumbo NE de trazo recto (Anexo 1.2 y Figura 5.6).  
Falla Quebrada Nueva

Identificada geomorfológicamente. Traza de dirección general NNE, pasa por la Estación Sevilla y al occidente de la Inspección de Policía Quebrada Nueva. Tiene un ligero arqueamiento hacia oriente. Afecta estratos de la Formación La Paila.

Esta falla es trazada en el mapa del departamento del Valle por Nivia (2001). Sin embargo la traza presentada por Nivia (2001) en el sector del río la Paila no



coincide con los datos obtenidos en este trabajo. El rasgo sugerido por Nivia como el trazo de esta falla corresponde realmente al eje del Sinclinal de La Bamba.

Falla Galicia

### 5.3.3 Fallas de cinemática desconocida

Falla 1. En la Sección La Uribe – Sevilla, la estructura más oriental corresponde a una falla NNE inferida geomorfológicamente. El trazo de esta falla más al sur es subparalelo a las superficies de estratificación (ver Anexo 1.2). Su traza se oculta bajo sedimentos recientes en la sección La Uribe-Sevilla.

Falla 2. En la Sección La Uribe – Sevilla, se infiere geomorfológicamente una falla de dirección ENE subparalela al tramo de la carretera que pasa por un tramo cubierto (entre deltas 179 y d163 del Anexo 8). Aunque esta falla no se identificó en afloramiento se infiere por los cambios bruscos en la disposición de los estratos medidos en este sector (ver Anexo 1 .2).

Falla 3. En la Sección La Uribe-Sevilla, en el lado occidental del eje del Sinclinal C se infiere el trazo de una falla de dirección NNE cóncava hacia el oriente. El tramo por donde se infiere la traza de esta falla también se encuentra cubierto en la sección (ver Anexo 1.2).

Falla 4. En la Sección La Paila – Sevilla se interpreta geomorfológicamente una falla de dirección NNW subparalela a un tramo del río La Paila (ver Anexo 1.3). Esta falla presenta una estructura en cola de caballo controlando parte del curso del río La Paila alrededor de la Cantera de la Hacienda La Esperanza, donde se midió una pequeña falla de orientación N30E y componente de rumbo. Esta falla no tiene expresión en superficie.

Afecta unidades de la Formación La Paila. Se infiere que tiene componente en el buzamiento.

Falla 7. Identificada geomorfológicamente en la Sección Armenia-Zarzal (ver Anexo 1.4). Traza de dirección NNW paralela y al occidente de la Falla 6. Controla nacimientos de la Quebrada Las Cañas en la cuenca media, se infiere una componente en el buzamiento.

Falla 8. Falla ENE (?). Identificada geomorfológicamente en la Sección Armenia-Zarzal (ver Anexo 1.4). La existencia de esta estructura se sugiere por los arqueamientos cóncavos hacia el oriente de varios pliegues de dirección general NE. Al parecer estos pliegues terminan en el norte contra un eje de dirección ENE,



**Figura 5.9** Pequeña falla con desplazamiento aparente inverso afectando paleosuelos de caliches. Plano con variaciones entre N26E/64W y N15E/80W tomado en la Poligonal Flanco Oriental Sinclinal (C. Potrero La Bamba, pto GPS 195).

Falla 5. Sobre la carretera principal que conduce de Zarzal a Armenia, existen fallas con desplazamientos aparentes normales e inversos (ver Anexo 1.4). Cerca a la antigua estación del ferrocarril, Estación Sevilla, se midió un plano de falla N80E/80S con estría horizontal afectando horizontes de caliches (Anexo 12). Esto podría sugerir que la falla que controla este sector tiene una componente importante de rumbo conformando una estructura en flor.

Falla 6. Identificada geomorfológicamente en la Sección Armenia-Zarzal (ver Anexo 1.4). Traza de dirección NNE con escarpe hacia el occidente que proporciona el desprendimiento de la red de drenaje, nacimientos de la Quebrada Las Cañas.

Falla 9. Identificada geomorfológicamente en la Sección Armenia-Zarzal (ver Anexo 1.4). Traza de dirección general NNE está cubierta en la carretera. Pasa al occidente de la poligonal AZ8 y al oriente de Estación Sevilla. Esta falla es cóncava hacia el oriente en su terminación norte y se infiere que es una falla de cabalgamiento de vergencia al oeste que trae en la pared colgante rocas de la Formación Amaime del Cretácico sobre rocas de la Formación La Paila del Mioceno.

#### 5.3.4 Fallas normales

En la Cantera El Vínculo, López y Moreno-Sánchez (2005) documentan fallas normales, inversas y de rumbo afectando depósitos de la Formación La Paila. Las fallas normales, con rumbos NW y NS, generan semigrabens y grabens (Figura 5.10). Las fallas inversas son transversales a las fallas normales. Las fallas de rumbo encontradas son diagonales a las fallas inversas.

#### 5.4 Pliegues

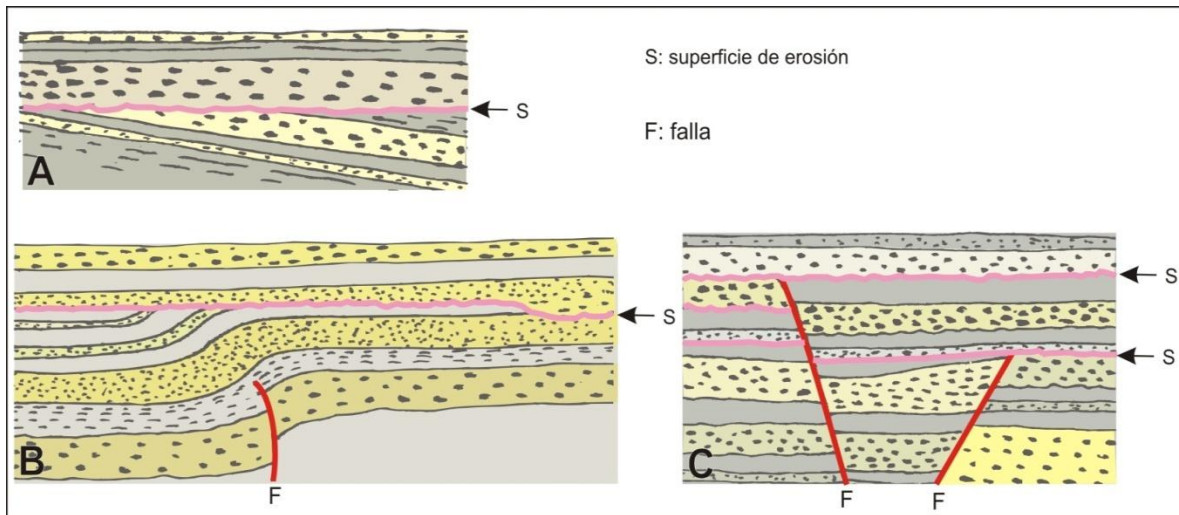
##### Anticlinal de Sonso

En la Sección Buga-La Habana se reconoce el Anticlinal de Sonso cuyo eje en dirección NNE cruza por la Vereda Guadualejo. Este anticlinal es asimétrico con inclinación más pronunciada hacia el oeste (ver Anexo 1.1). Este pliegue es denominado El Anticlinal de Sonso en la cartografía del INGEOMINAS (Nivia, 2001) y fue identificado previamente como el Anticlinal de Buga por Campbel y Velasco (1965, pg. 78). A diferencia de nuestras observaciones (Figura 5.11) estos autores definieron su flanco oriental como el más empinado.

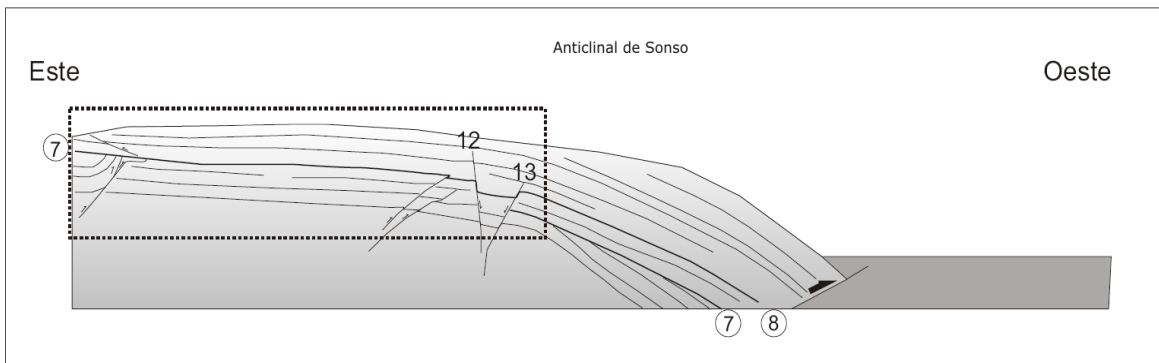
En la Cantera El Vínculo, López y Moreno-Sánchez (2005) documentan actividad reciente del Anticlinal de Sonso. Este anticlinal es una de las estructuras más recientes de la región ya que pliega suavemente sedimentos cuaternarios en su terminación sur (ver Figura 5.11).

##### Sinclinal de Sonso

El eje de este sinclinal de dirección NNE se deduce a partir de cambios en la disposición de los estratos entre los deltas d80 y d85 de la poligonal Buga-La Habana (ver Anexos 1.1 y 4).



**Figura 5.10** Esquema de algunas estructuras descritas por López y Moreno-Sánchez (2005) y López (2006) en la Cantera el Vínculo (Sonso) al norte de Buga. A) Superficie de orden 7 (sensu Miall, 1996) y estratos discordantes. B) Pliegue fosilizado bajo una superficie de erosión de orden 7 (sensu Miall, 1996) que localmente produce una paraconformidad. C) fallas normales (f) diacrónicas y superficies de erosión (s) de diferentes órdenes desplazadas. Todas las estructuras prueban que la actividad tectónica fue simultánea durante la acumulación de los sedimentos de la Formación La Paila, antes de la fase moderna compresiva.



**Figura 5.11** Anticlinal de Sonso tal como aparece en la Cantera El Vínculo y su relación con fallamiento. Las fallas 12 y 13 forman un semigraben y un graben, Las fallas inversas están distribuidas a través de toda la estructura. La falla más occidental es el cabalgamiento ciego. Las superficies de orden 7 y 8 fosilizan fallas preexistentes (Tomada y modificada de López, 2006).

### Anticlinal de Andalucía

Al oriente de Andalucía, en el límite entre la Llanura aluvial reciente y las colinas bajas, se encuentra el Anticlinal de Andalucía con un eje de dirección NNE. Este anticlinal se documenta como un anticlinal activo por López (2006). El desarrollo de terrazas y cuencas *piggy back* en las que existen sedimentos cuaternarios atrapados (Superficie de la Llanada) son interpretados como la respuesta al deslizamiento de flexura a través de planos de estratificación de la Formación La Paila (Figura 5.12).

### Anticlinal A en la Sección Andalucía-Galicia

En la sección Andalucía – Galicia se deduce el trazo de un anticlinal asimétrico apretado cuyo eje se encuentra cubierto por sedimentos recientes. Su trazo aproximado se encuentra entre las estaciones AG-041 y AG-124 de la poligonal Andalucía-Galicia (ver Anexos 1.2 y 6). En imágenes y fotografías aéreas se deduce que este anticlinal se prolonga hasta el río Bugalagrande.

### Sinclinal C, Anticlinal B y Sinclinal B en la sección La Uribe-Sevilla

En la Sección La Uribe-Sevilla, se infiere la existencia de pliegues con base en cambios en la disposición de los estratos y su trazo se extiende con base en observaciones geomorfológicas.

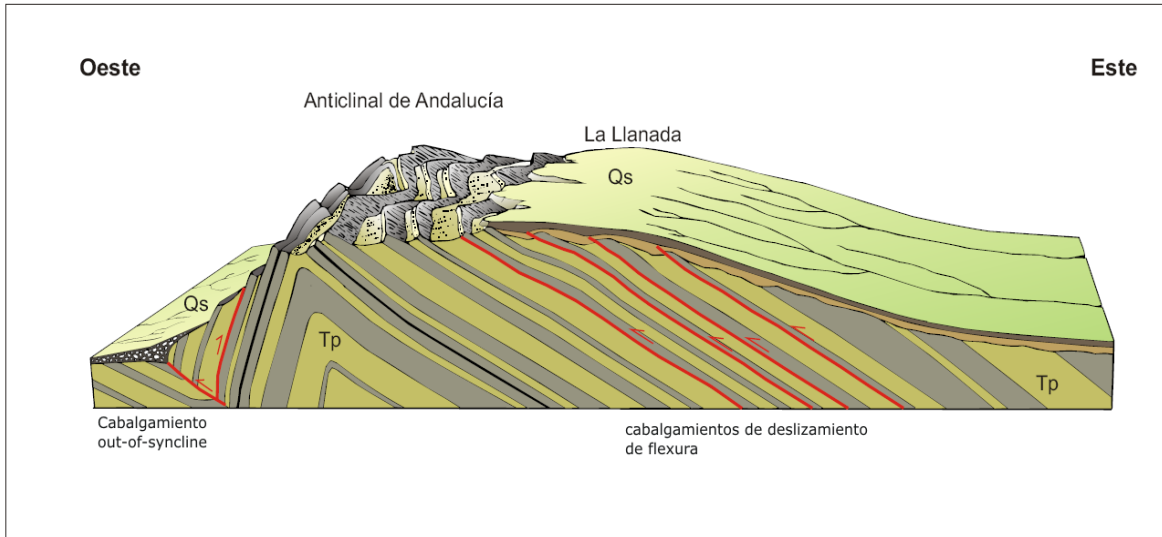
Sinclinal C. Eje del pliegue de rumbo general NE, pasa por un sector que se encuentra cubierto. Su traza se define con base en cambios en la disposición de los estratos entre deltas d205 y d206 (ver Anexos 1.2 y 8).

Anticlinal B. Eje del pliegue de rumbo general NNE. En su flanco oriental se identificaron fallas de escala centimétricas subparalelas a la estratificación (entre deltas 121 y 122 del Anexo 8) y fallas normales formando semigrabens y grabens de escala centimétricas (delta 136 del Anexo 8).

Sinclinal A. Eje del pliegue de rumbo general NE. En el flanco oriental del sinclinal (en delta d97 del Anexo 8) se midieron pequeños planos de fallas en caliches con estrías en el sentido del buzamiento y atravesando la estratificación. En el sector occidental se midieron planos de falla de vergencia este subparalelos a la estratificación y con estrías en el buzamiento (N10E/61E, N24W/80W plunge 80).

### Sinclinal La Bamba





**Figura 5.12** Esquema simplificado del Anticlinal de Andalucía y fallas de momento de plegamiento relacionadas con el crecimiento activo del anticlinal. El escarpe de flexura del piedemonte occidental de la Cordillera Central en proceso actual de erosión, representando el flanco oeste del anticlinal. El plegamiento de los depósitos del Cuaternario (Qs) es interpretado como producto de la propagación de fallas de deslizamiento de flexura que aprovechan los planos de estratificación de la Formación La Paila (Tp). En el contacto con la llanura aluvial actual se desarrollan cabalgamientos tipo *out-of-syncline* (Tomada y modificada de López, 2006).

En el extremo oriental de la Sección La Paila-Sevilla, en la Hacienda La Bamba y controlando parte del curso de la Quebrada La Bamba se encuentra el eje del sinclinal de dirección general NNE (ver Anexo 1.3). Este sinclinal no se encuentra en la cartografía reciente del INGEOMINAS, pero fue identificado en el trabajo de Keith et al. (1988).

El Sinclinal cuyo eje pasa por la Quebrada La Bamba muestra las rocas más recientes del área, en ellas son notables los grandes espesores de materiales tobáceos de la Formación La Paila. El flanco occidental del sinclinal parece estar fallado contra el Anticlinal A.

#### Anticlinal A y Sinclinal B en la Sección La Paila-Sevilla

El flanco oriental del Anticlinal A pasaría por la Hacienda Los Alcázares. Esta estructura presenta un techo con inclinación de bajo grado, afecta unidades de la Formación La Paila y su cierre parece estar truncado por una estructura de rumbo

NNE detectada en imágenes de satélite (ver Anexo 1.3). Este anticlinal concuerda parcialmente con el cartografiado por Keith et al. (1988).

Al occidente de la terminación de la sección, cerca a la poligonal Quebrada del Negro (ver Anexo 1.3) se infiere la existencia del Sinclinal B con eje de dirección NE. Este sinclinal se trunca contra una falla de dirección NNW subparalela a un tramo del río La Paila.

#### Anticlinal de La Paila

El pliegue más occidental en esta sección es el Anticlinal de La Paila, un pliegue más cerrado de tendencia NE que expone la parte superior de la Formación La Paila (ver Anexo 1.3). Este anticlinal está cartografiado como tal por el INGEOMINAS (Nivia et al., 1992).

#### Sinclinal de Miravalles

En la Sección Armenia-Zarzal se define un sinclinal (Sinclinal B en Anexo 1.4) que parece corresponder con la prolongación del Sinclinal de Miravalles cartografiado más al norte por Ríos y Aranzazu (1989).

#### Anticlinal A, Sinclinal B, Anticlinal B y Sinclinal B en la Sección Armenia-Zarzal

Sobre la carretera principal que conduce de Zarzal a Armenia, la estructura más oriental identificada en la sección levantada es un anticlinal cuyo eje cruza el río La Vieja cerca de El Alambrado (ver Anticlinal A en Anexo 1.4). Hacia el occidente los datos muestran un sinclinal y un anticlinal apretado (ver Sinclinal B y Anticlinal B en Anexo 1.4) cuyos ejes se han trazado por sectores cubiertos utilizando el MET del STRM. Estos pliegues fueron también cartografiados en los trabajos de ESRI por Keith et al. (1988).

### 5.5 Perfiles estructurales

Para representar la geología y estructuras principales de la región de estudio, se presentan tres cortes transversales a las estructuras principales. El perfil de la Figura 5.13 en sentido N80W que corta las unidades del piedemonte y el valle del río Cauca, pasa entre los centros poblados de Bugalagrande y Tuluá. El perfil de la Figura 5.14 en sentido EW desde el sur del centro poblado de La Paila, subparalelo al río La Paila. El perfil de la Figura 5.15 en sentido N70E desde el piedemonte hasta el río La Vieja, pasa entre La Paila y Zarzal.

#### Perfil Bugalagrande

En la Figura 5.13 se ilustra el sistema de cabalgamiento que controla la formación del piedemonte occidental de la Cordillera Central. En secuencia hacia el oeste se muestran las siguientes estructuras de orientación general NNE:

- 1) Falla Guabas-Pradera. Se encuentra en el contacto entre el frente montañoso principal y la peniplanicie elevada. Esta falla afecta el basamento Cretácico y controla el frente montañoso. A partir de esta falla se inician los despegues de los cabalgamientos principales hacia el oeste. La Falla Guabas-Pradera en este sector puede ser el centro de una estructura en flor positiva.
- 2) Falla La Ribera-Galicia. Documentada por Alfonso et al. (1994) como una falla de cabalgamiento de vergencia al oeste que trae en la pared colgante el alto de basamento de Galicia.
- 3) Contraescarpe de Galicia. Documentado por López (2006) como un escarpe de presión formado por el plegamiento de sedimentos cuaternarios debido a la emergencia de una falla de vergencia al oeste y su antitética de vergencia al este.
- 4) Falla Bugalagrande. Documentada por López (2006) como una falla de cabalgamiento de deslizamiento de flexura generada en el momento del plegamiento. Afecta sedimentos cuaternarios en la superficie de La Llanada, una cuenca *piggy-back* donde se encuentran atrapados sedimentos del Cuaternario.
- 5) Anticlinal de Andalucía. Un pliegue de crecimiento activo y vergencia al oeste, con el cual se encuentran relacionados los retrocabalgamientos que rompen la superficie del Cuaternario en las colinas bajas del piedemonte.
- 6) Escarpe de flexura. Generado por la flexión del Anticlinal de Andalucía. Es la expresión de la Falla de Tuluá, falla de cabalgamiento tipo *out-of-syncline* de vergencia al oeste y sus antitéticas de vergencia al este.
- 7) Falla Ciega de cabalgamiento de vergencia al oeste que se propaga por debajo de los sedimentos aluviales del río Cauca.

#### Perfil de la Sección La Paila-Sevilla

En la Figura 5.14 se muestran las siguientes estructuras de orientación general NNE y NE, desde el oriente de la Quebrada La Bamba en secuencia hacia el oeste:

- 1) Sinclinal de La Bamba, un pliegue cilíndrico con su flanco occidental truncado por una falla de cabalgamiento de vergencia al oeste, que al parecer es la responsable del plegamiento que genera el Anticlinal A.

2) Anticlinal A. Un pliegue apretado identificado con sensores remotos. En el centro del corte se identifica una falla subvertical que al parecer trunca el Sinclinal B.

3) Antidinal de La Paila. En el extremo occidental se encuentra el Anticlinal de La Paila con vergencia al oeste afectado en su flanco occidental por una falla de cabalgamiento. La falla aflora justo en el contacto entre las colinas del piedemonte y el valle aluvial del río Cauca. Esta falla se interpreta como una falla sin-plegamiento (tipo *out-of syncline*) similar a la Falla de Tuluá mostrada atrás.

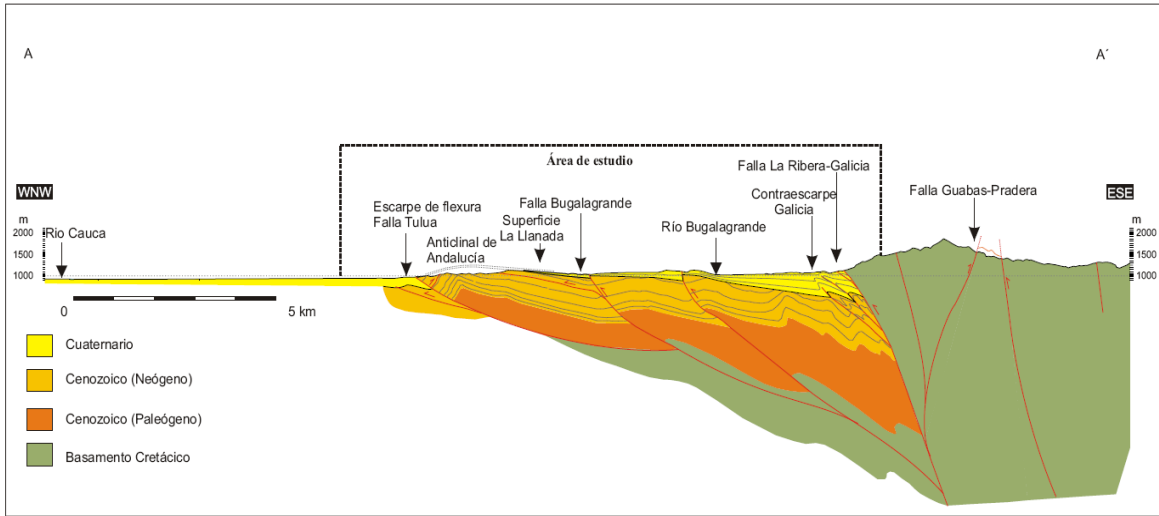
4) En el occidente, al frente del Anticlinal de La Paila se forma un escarpe de flexura debido a la emergencia de la falla de vergencia oeste (falla sin-plegamiento) que bordea las colinas bajas del piedemonte.

#### Perfil de la Sección Armenia-Zarzal

1) Sistema de fallas Guabas-Pradera. En el extremo oriental una estructura similar a una estructura en flor positiva con el Sinclinal de Miravalles cerca al centro de la estructura

2) Sinclinal de Miravalles. Un pliegue cilíndrico afectado en ambos flancos por fallas de cabalgamiento. El sinclinal está cortado en su flanco occidental por una falla de vergencia al oeste que trae a superficie rocas de la Formación Amaime del Cretácico cabalgando sobre las unidades de la Formación La Paila.

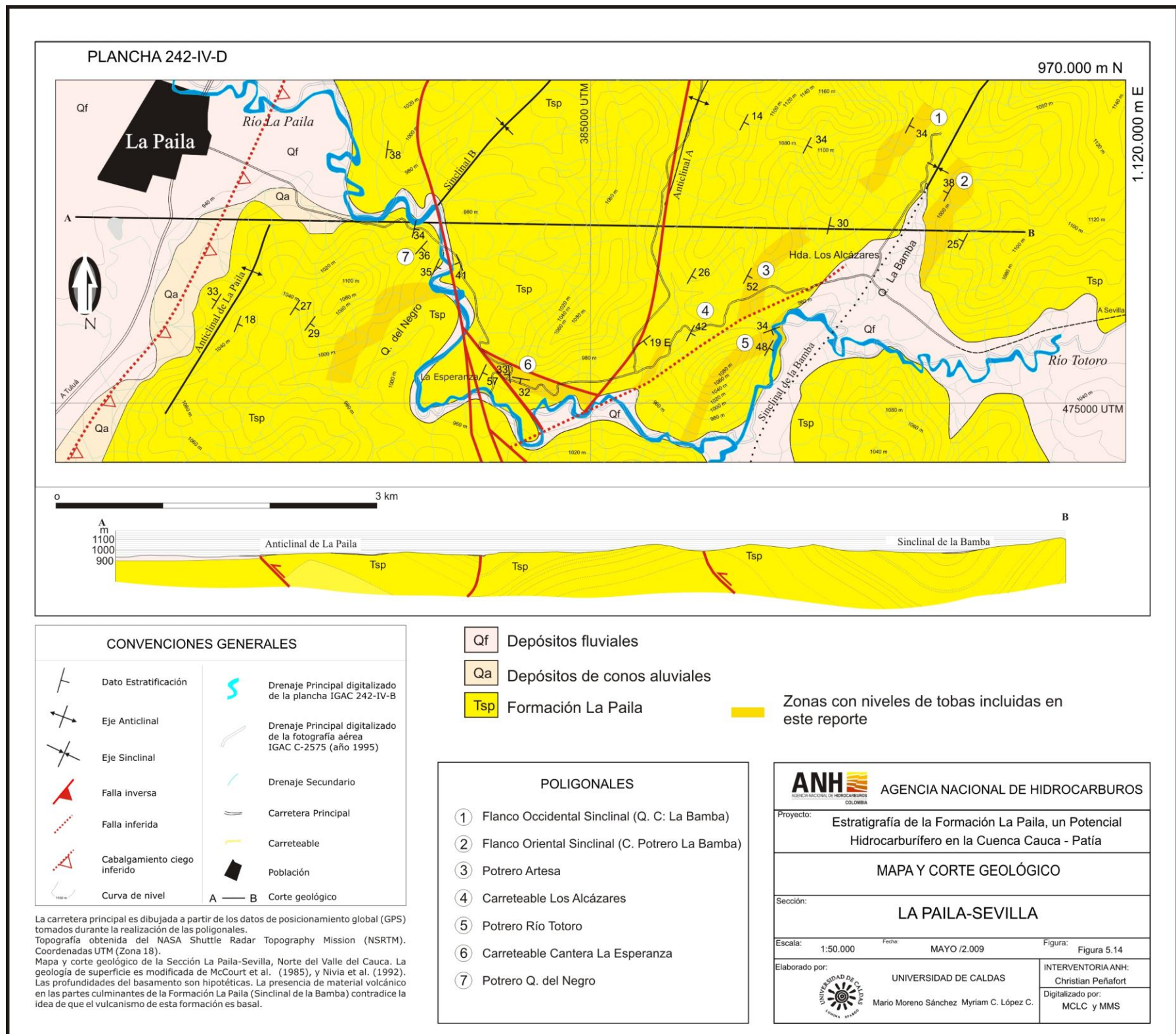
3) Antidinal de La Paila. En el extremo occidental se encuentra el Anticlinal de La Paila con vergencia al oeste afectado en su flanco occidental por una falla de cabalgamiento. La falla aflora en el contacto entre las colinas del piedemonte y el valle aluvial del río Cauca desplazando unidades de la Formación La Paila sobre unidades de la Formación Zarzal de edad Plio-Pleistoceno. Esta falla se interpreta como una falla sin-plegamiento (tipo *out-of syncline*) similar a la Falla de Tuluá mostrada atrás



**Figura 5.13** Perfil geológico estructural en dirección N80W del valle del río Cauca y la Cordillera Central, que pasa entre Bugalagrande en el norte y Tuluá en el sur. El despegue de las fallas de vergencia oeste se presume a partir de una estructura que controla el frente montañoso principal (Tomada de López, 2006).

En la Figura 5.15 se muestran las siguientes estructuras de tendencia general NNE y NE. Desde el río La Vieja en secuencia hacia el oeste:





**Figura 5.14** Mapa y corte geológico de la Sección La Paila-Sevilla, Norte del Valle del Cauca. La geología de superficie es modificada de McCourt et al. (1985) y Nivia et al. (1992). Topografía obtenida del NASA Shuttle Radar Topography Mission (NSRTM). Coordenadas UTM (Zona 18).

4) Falla Ciega de cabalgamiento de vergencia al oeste que se propaga por debajo del valle aluvial del río Cauca.

## 5.6 Conclusiones - Estilo Estructural

La marcada fisiografía que define la Cuenca Cauca-Patía llamó la atención de los europeos que estudiaron la geología del occidente colombiano. Por comparación con el *graben* del Rin, Stutzer (1934) denominó "Foso Cauca-Patía" al área que ocupa la cuenca hasta su prolongación en Ecuador.

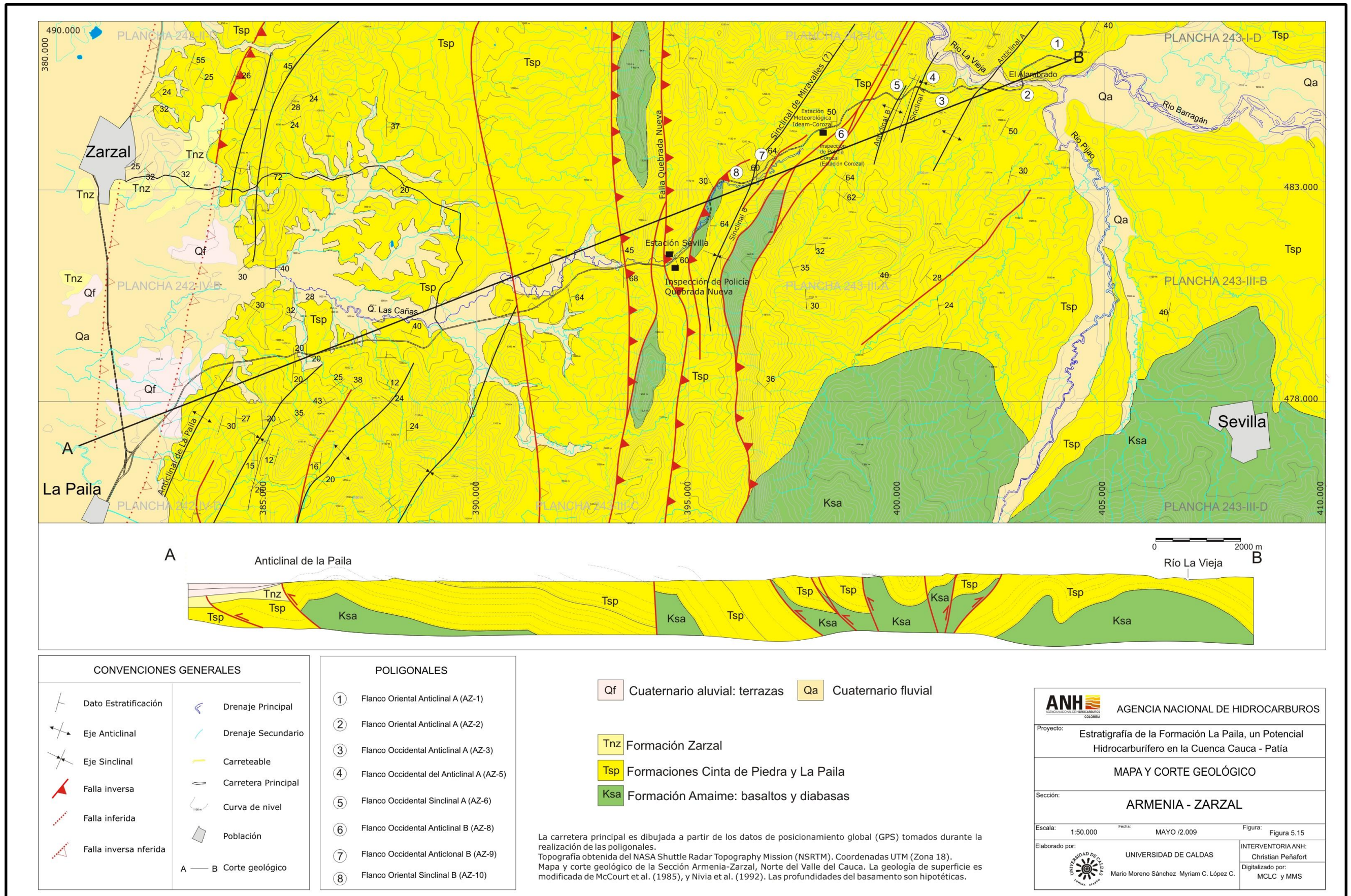
Según esta presunción el valle correspondería con una fosa de hundimiento alargada que estaría limitada por fallas normales como en el *graben* del río Rin en Europa. El término fosa (*graben*) que se había aplicado al valle del río Cauca tenía una connotación genética: se presumía que la cuenca era una estructura análoga a la del Rin y por tanto producto de extensión, evidentemente en ese entonces la estructura tectónica del valle del río Cauca no se conocía bien.

Los datos estructurales para el valle han sugerido una tectónica de rumbo, o compresiva (Campbel y Velasco, 1965; Case et al., 1971; Alfonso et al., 1994) o incluso transpresiva (Barlow, 1981; López, 2006; López et al., 2009), por esto el término "graben" debería restringirse en su uso únicamente a regímenes tectónicos extensionales (Burbank y Anderson, 2001). A pesar de esto algunos autores han continuado empleando el término "*graben*" para referirse a la tectónica del valle del Cauca. Como ejemplo, véase Nivia (2001) donde la designación "Graben Interandino Cauca-Patía" se repite en varios apartes de la memoria del mapa del Valle.

Barlow (1981) sugirió que las fallas de cizalla en el piso de la cuenca estaban orientadas con el esfuerzo principal, y fueron reactivadas por el pico de la compresión Andina para producir las fallas dextrales de tendencia NE y asociadas a pliegues del Mioceno (Figura 5.16). En el piedemonte oriental de la Cordillera Occidental son más conspicuas las evidencias de fallamiento transcurrente que en el piedemonte de la Cordillera Central (Figura 5.17).

La cuenca actual del río Cauca en el "plano de Cartago-Cali" es del tipo sin-sedimentario (*sensu* Einsele, 1992) considerando que la tectónica ha estado actuando contemporáneamente con la sedimentación como lo evidencian las fallas recientes registradas en sus márgenes (López y Moreno-Sánchez, 2005) (Figura 5.10).





**Figura 5.15** Mapa y corte geológico de la Sección Armenia-Zarzal, Norte del Valle del Cauca. La geología de superficie es modificada de McCourt et al. (1985) y Nivia et al. (1992). Topografía obtenida del NASA Shuttle Radar Topography Mission (NSRTM). Coordenadas UTM (Zona 18).



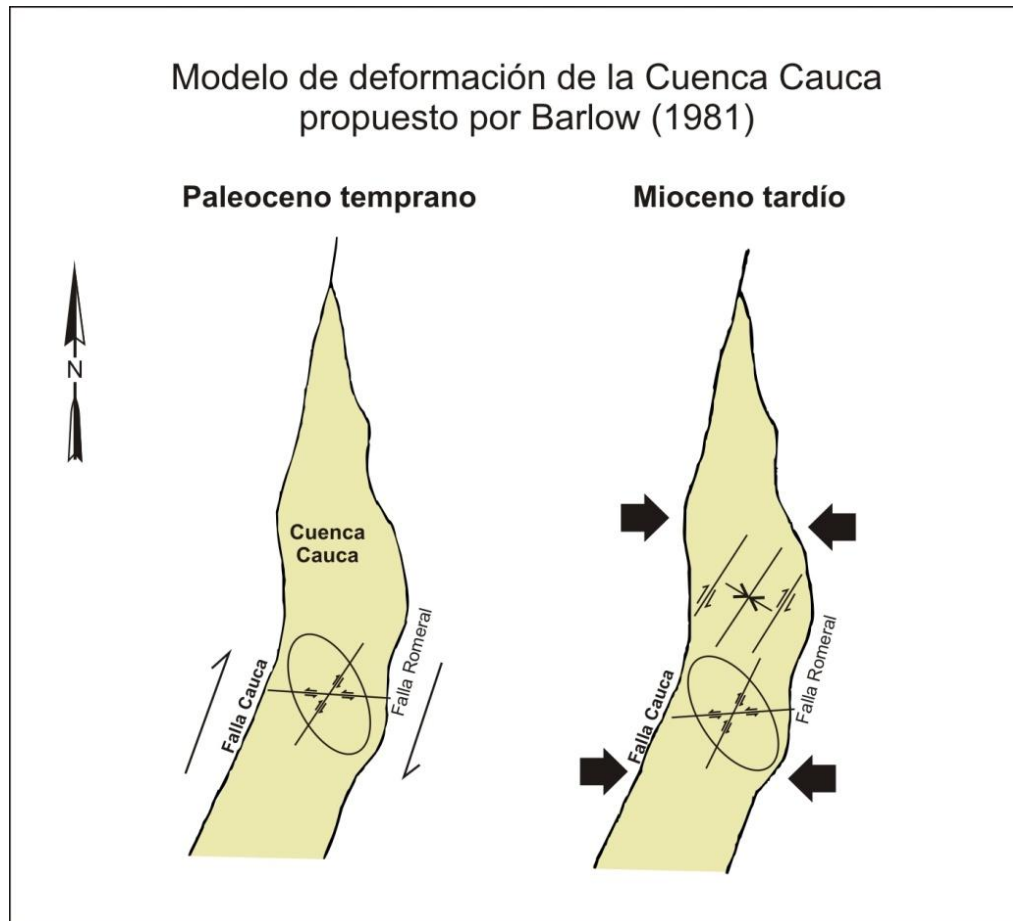
La mayor parte de los cabalgamientos identificados en afloramientos del piedemonte de la Cordillera Central al norte de Sonso tienen vergencia oriental y ponen rocas de la Formación La Paila de edad Mioceno desplazando unidades del Cuaternario incluso paleosuelos del Holoceno (López et al., 2004). Se deduce que estos retrocabalgamientos se desprenden de fallas de cabalgamiento principales de vergencia occidental, las cuales estarían enraizadas en el frente montañoso principal (ver Figura 5.13) y se despegarían de la interfase Cretácico-Cenozoico cortando cada vez sedimentos más recientes hacia la cuenca y cada vez más antiguos hacia el orógeno (López, 2006).

Esto concuerda parcialmente con las interpretaciones de perfiles sísmicos realizadas por Alfonso et al. (1994). Estos autores identificaron que el Cenozoico cabalga sobre el Cretácico y varios altos de basamento estarían relacionados con el cabalgamiento de La Ribera-Galicia. Al parecer la resolución de la sísmica realizada en ese momento no alcanzaba para discernir si el Cenozoico cabalga sobre el Cuaternario, sin embargo los datos del pozo Candelaria indican repeticiones tectónicas por debajo de la llanura aluvial reciente.

Los anticlinales de Andalucía y Sonso así como los retrocabalgamientos con los cuales están relacionados (ver Figuras 5.11 y 5.12), son quizás las estructuras más significativas del frente de cabalgamiento que bordea el piedemonte de la Cordillera Central (López, 2006, López et al., 2009). El flanco occidental de estos anticlinales se incrementa formando un escarpe de flexura en el contacto entre el piedemonte y la llanura aluvial reciente, esto coincidiría con el salto de la falla o rampa frontal que se atenúa progresivamente hacia el oriente (ver Figuras 5.13 y 5.15). Estos cabalgamientos representarían un estado más reciente de la deformación que produjo el Sinclinal de Miravalles, el espacio de acomodación del Abanico del Quindío y el cierre del Valle del río Cauca en el norte (López, 2006).

En la Superficie la Llanada (ver Figura 5.13), al sur del río Bugalagrande, depósitos cuaternarios atrapados en cuencas *piggy back* estarían afectados por retrocabalgamientos que emergen aprovechando planos de estratificación de la Formación La Paila (López, 2006).

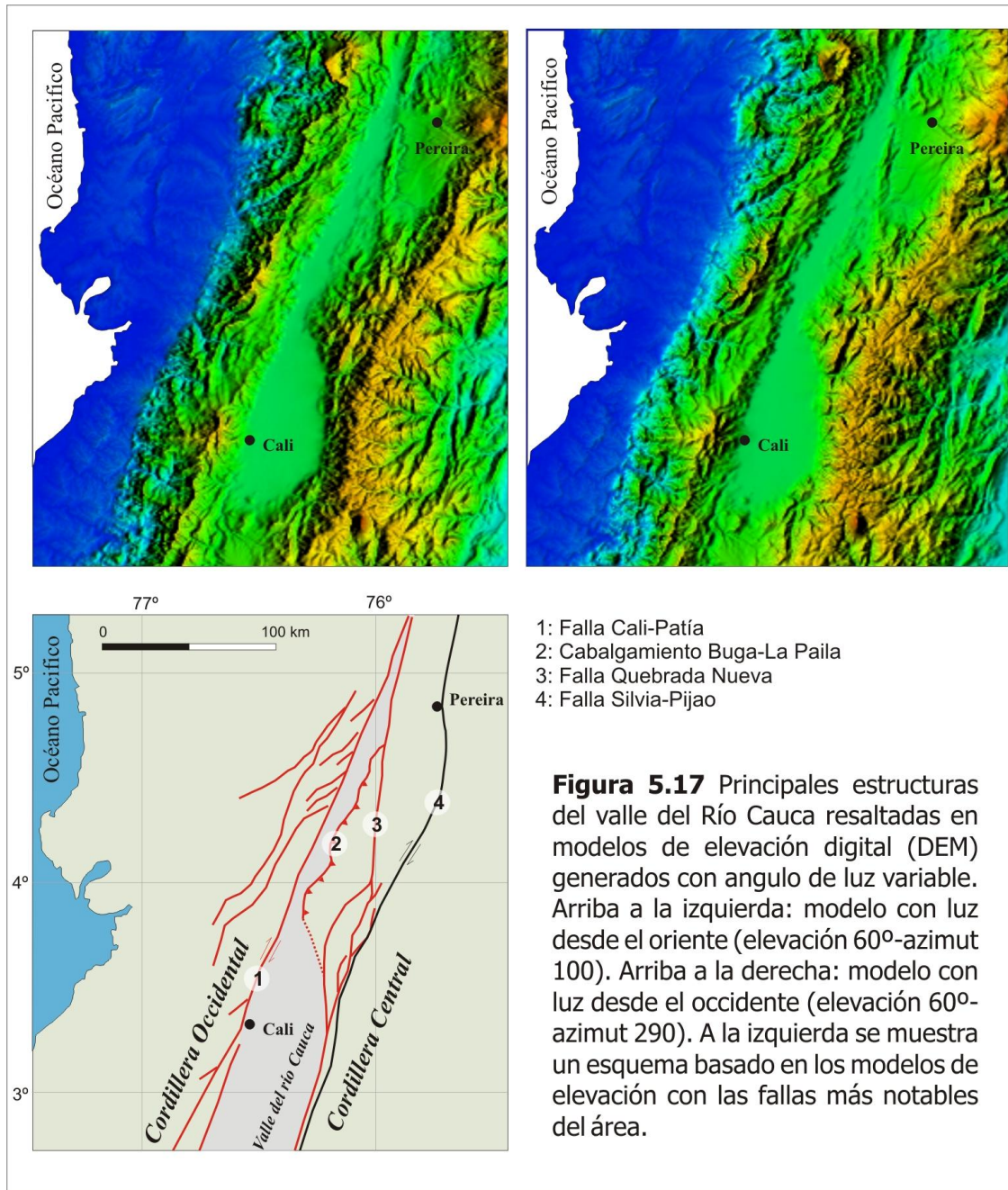
En los sectores de Tuluá y Presidente pueden observarse estratos de crecimiento y el encuentro de fallas de vergencia este y oeste que indicarían la existencia de una zona triangular en profundidad (López et al., 2003; López, 2006; López et al., 2009) (ver Figura 5.18). El plegamiento de las unidades del Cuaternario es el resultado de la propagación de fallas imbricadas de vergencia este y oeste según lo documenta López (2006) en la región comprendida entre Sonso y Bugalagrande (ver por ejemplo la Figura 5.5).



**Figura 5.16** Modelo de deformación propuesto por Barlow (1981) para la Cuenca del Cauca en tiempo anterior al Paleoceno temprano (izquierda) y durante el Mioceno tardío al Plioceno mostrando plegamiento y fallamiento. Las flechas indican compresión. (Tomada y modificada de Barlow 1981).

López (2006) propone que el piedemonte de la Cordillera Central se desarrolla como resultado de una tectónica tipo piel delgada hacia la cuenca y piel gruesa hacia el orógeno (Figura 5.18) Esto se debe a la indentación de una cuña continental por debajo del valle del río Cauca, donde los retrocabalgamientos fuera de fase ocurren como respuesta de ajuste a la deformación debido a la compresión continua y avance hacia el oeste.





**Figura 5.17** Principales estructuras del valle del río Cauca resaltadas en Modelos de Elevación Digital (DEM) generados con ángulo de luz variable. Arriba a la izquierda: modelo con luz desde el oriente (elevación 60°-azimut 100). Arriba a la derecha: modelo con luz desde el occidente (elevación 60°-azimut 290). A la izquierda se muestra un esquema basado en los modelos de elevación con las fallas más notables del área.

Durante la fase de deformación actual, compresiva, son comunes las fallas de momento de plegamiento que se manifiestan como fallas de cabalgamiento de deslizamiento de flexura a lo largo de los planos de estratificación de la Formación La Paila y fallas tipo *out-of-syncline* desarrolladas en el bloque subyacente del cabalgamiento (ver Figura 5.12).

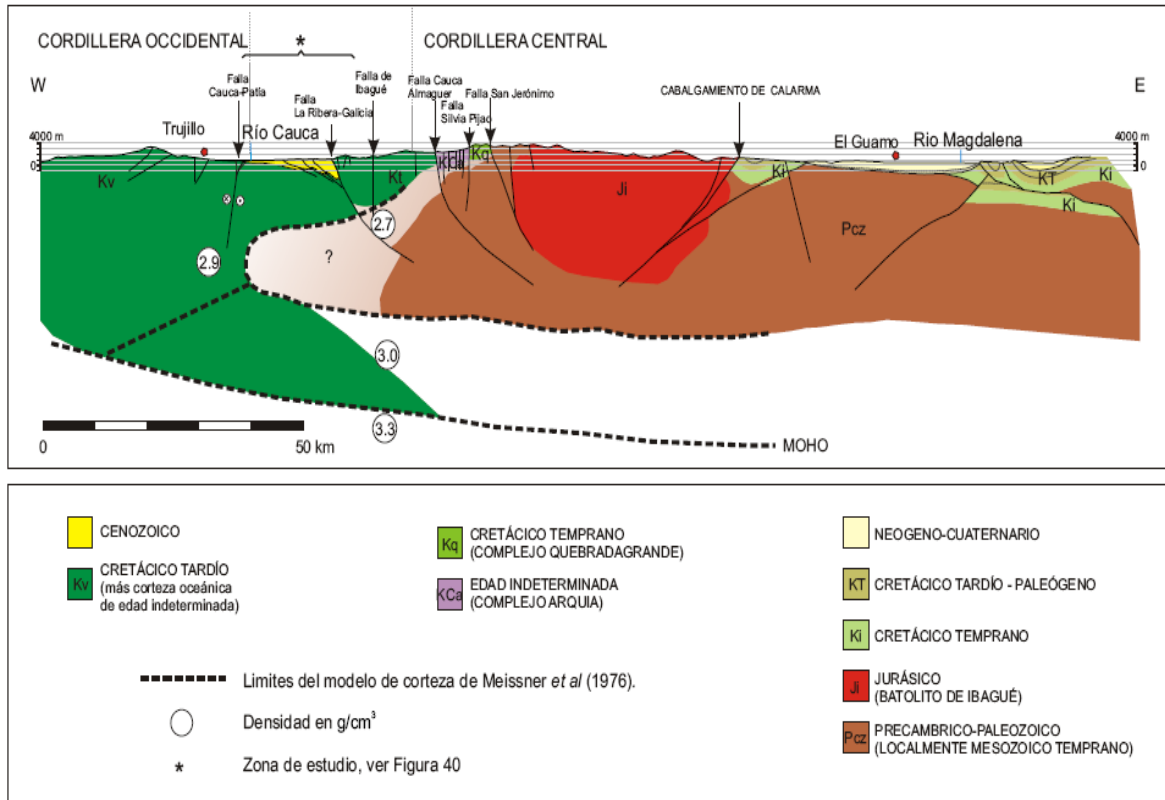
Adicionalmente en la llanura aluvial reciente se han observado abombamientos del terreno con ejes de dirección NW que terminan contra fallas de dirección NS. Se sugiere que estos abombamientos son braquianticlinales que representan rampas laterales del cabalgamiento ciego más reciente que se propaga hacia el oeste (López 2006). De acuerdo con Burbank y Anderson (2001) los antidinales indican sitios de mayor desplazamiento del cabalgamiento y son ubicuos a cabalgamientos ciegos.

Hacia el oriente la estructura es más compleja pues se producen ramificaciones de los cabalgamientos afectando rocas de diferente comportamiento reológico, ver Sección Andalucía-Galicia y Sección Armenia Zarzal (Anexo 1 y Figura 5.15).

En general la traza axial de muchos pliegues observados es NNE y termina contra estructuras de orientación NE y ENE (Ver Figura 5.15). Esto confirma las observaciones de López et al. (2003) quienes sugieren que el sistema compresivo del Valle del Cauca, activo en el Holoceno, está cinemática y mecánicamente conectado con el sistema transcurrente ENE que atraviesa la Cordillera Central y concuerda con una zona de transición marcada por medidas geodésicas de desplazamiento presentadas por Trenkamp et al. (2002).

Esta zona de transición ha sido identificada previamente alrededor de la latitud 4° N por un cambio en los regímenes de esfuerzos entre el sur y el norte (James, 1985; Toussaint y Restrepo, 1987; Ego et al., 1995; Meyer y Mejía, 1995; MacDonald et al., 1996; Audemard, 2002; López et al., 2003; Montes et al., 2003) y por *gaps* de vulcanismo (Hall y Wood, 1985).

Para concluir, una fase distensiva afectó este sector durante el Mioceno simultáneamente con la depositación de los sedimentos de la Formación La Paila (?) y antes de la formación de los anticlinales de Sonso, Andalucía y La Paila. Esto es documentado por López y Moreno-Sánchez (2005) (ver Figura 5.10), quienes además sostienen que la región del Valle del Cauca experimentó una inversión tectónica. Según Ramos y Aleman (2000) La inversión tectónica de fallas normales previas se ha constituido en uno de los mecanismos más significativos que preceden los cabalgamientos.



**Figura 5.18** Estilo estructural de la Cuenca del Cauca entre Buga y Cartago mostrado en una sección geológica compuesta entre Trujillo al este de la Cordillera Occidental y el Guamo en el Valle Superior del Magdalena. La Geología de superficie en el Valle del Cauca y flanco oeste de la Cordillera Central está basada en INGEOMINAS (1998) y datos de López (2006). La geología del Valle del Magdalena es modificada de Butler y Schamel (1988). La estructura de la corteza es basada en el perfil gravimétrico de Meissner *et al.* (1976) a la latitud de Buenaventura y ajustado para el modelo de López (2006). (Tomada y modificada de López, 2006).

## 6. EL PROBLEMA DE LA PROCEDENCIA Y ORIGEN DE CLASTOS EN DEPÓSITOS DE LA FORMACIÓN LA PAILA

### 6.1 Introducción

La Formación La Paila, aflorante en el flanco occidental de la Cordillera Central, entre los municipios de Cartago y Buga en el departamento del Valle del Cauca, es una unidad sedimentaria Miocena de origen continental; se propone como límite los primeros niveles de tobas que constituirían la base de la Formación Paila. La sección tipo aun no ha sido claramente establecida. La unidad está depositada sobre sedimentitas de origen fluvial de la Formación Buga ("Cinta de Piedra", ver discusión sobre la nomenclatura en este volumen) y bajo las sedimentitas de origen lacustre de la Formación Zarzal, sin embargo aunque su base se dice es discordante (ej. Nivia, 2001) no existe una descripción de los tipos litológicos a ambos lados de este contacto. Varias superficies erosivas de orden 7 y 8 (sensu Miall, 1996) han sido reportadas dentro de la Formación La Paila (López y Moreno-Sánchez, 2005; López et al., 2009), lo que desafortunadamente podría confundirse con discordancias regionales. Según estos resultados, la unidad estuvo sometida a una tectónica distensiva (posiblemente en régimen transpresivo regional) que generó pliegues y fallas normales, al mismo tiempo se aportaban grandes cantidades de materiales hacia la cuenca. Sin embargo, no existen cambios importantes en composición, características estratigráficas y granulometría entre las sucesiones separadas por estas superficies que puedan indicar la presencia de ciclos sedimentarios independientes (entidades estratigráficas independientes).

Una primera aproximación para caracterizar la Formación La Paila podría ser la composición de los conglomerados. El análisis de composición de los conglomerados en una unidad es una tarea necesariamente matemática (no intuitiva) ya que implica un método de muestreo estadísticamente válido y un conteo de todos los elementos (guijarros) en una malla estandarizada para esa tarea. Una identificación (en algunos casos petrográfica) de los tipos litológicos siempre es necesaria. Dos tipos de resultados se obtienen de este procedimiento:

Proveniencia. Basado en el análisis estadístico de tres componentes en las arenitas (cuarzo, feldespato, fragmentos líticos). En principio esto refleja bien el entorno tectónico de los terrenos de donde provienen las partículas (Dickinson, 1985). Cuando se utilizan conglomerados los resultados obtenidos reflejan distancias de transporte mas

cortas (excepto en facies Gm y Sm) que cuando se utilizan arenitas. En otras palabras las arenitas reflejan bien el entorno general de las áreas o terrenos de donde provienen las partículas y los conglomerados indican necesariamente los tipos de fuentes locales.

Origen o fuente de las partículas. Se basa principalmente en el análisis de componentes de los conglomerados. El análisis estadístico muestra los principales tipos de componentes gruesos que llegaron a la cuenca. Con este análisis, al indicar necesariamente fuentes locales (excepto en facies Gm y Sm), se podría identificar las unidades geológicas específicas (y en algunos casos los lugares) de donde se originaron los guijarros. Este análisis implica un conocimiento claro de la paleogeología (distribución de las unidades en superficie durante la fase de sedimentación) de la cuenca y de las paleocorrientes.

El análisis de proveniencia usando arenitas (Dickinson y Suczek, 1979; Savoy et al., 2000) es una herramienta valiosa para determinar el tipo de fuente regional de sedimentos finos de una cuenca y potencialmente el clima imperante durante la sedimentación (Suttner y Dutta, 1986). Sin embargo, a diferencia de las arenitas, un estudio de los componentes litológicos en la fracción rudítica aporta una idea del tipo de basamento local involucrado en los procesos sedimentarios de la cuenca. Cuanto más grande es una partícula sedimentaria más rápido es desgastada (ver Sarmiento, 1961), así los fragmentos tamaño grava son destruidos y rebajados rápidamente por efecto de los procesos de tracción en canales fluviales. Dependiendo de la durabilidad de las partículas (*sensu* Abbott, 1974) el transporte afectará con mayor facilidad las partículas de estructura y mineralogía más frágil, como es el caso de los esquistos y las calizas; y tenderá a preservar partículas de estructura más compacta (isotrópica) como el chert y el cuarzo.

Tal como lo indican Dickinson y Suczek (1979), entre área fuente de arenitas y la cuenca sedimentaria existe una relación que es reflejada en las proporciones entre fragmentos líticos, cuarzo detrítico y granos de feldespatos. La identificación del tipo de área fuente con el marco tectónico sin considerar la paleogeografía y sedimentología es un hecho frecuente en el análisis de proveniencias. Las particularidades y excepciones aplicables a los estudios de proveniencia usualmente se citan como restricciones y demarcaciones para este tipo de análisis. Esta cuestión ha sido largamente discutida desde la publicación del trabajo original de Dickinson y Suczek (1979) pues la influencia de procesos autocíclicos en la composición de areniscas introduce numerosas excepciones y modificaciones en la relación composición - marco tectónico (Mack, 1984; Zuffa, 1985; Suttner y Dutta, 1986; Savoy et al., 2000).

El análisis de proveniencia (*provenance*) solo indica el ámbito geodinámico general de las fuentes y por ello es más fácil de interpretar. La determinación de la dirección y



posición de la roca proveedora de las partículas, es decir la entidad litológica objetiva de donde los sedimentos partieron (origen o *source*), debe incluir un estudio de paleocorrientes y un mapa paleogeológico (mapa de las unidades expuestas en el tiempo de la sedimentación de la secuencia estudiada). Queda claro que en un estudio de composición hay dos enfoques diferentes: el terreno de proveniencia (*provenance*) de un conjunto sedimentario, y la entidad original o unidad fuente (*source*) de una partícula (o partículas) sedimentaria. Como un ejemplo de lo anterior, podemos decir que la proveniencia de los detritos de una unidad X es un arco volcánico, y que un clasto de andesita en esta unidad viene de los flujos de lava de una unidad volcánica Y relacionada con el arco volcánico.

Un objetivo de este estudio es realizar un primer análisis de la proveniencia de los conglomerados que componen la Formación La Paila y realizar la petrografía de los clastos y su matriz arenosa. El análisis de proveniencia es una herramienta eficaz en la interpretación paleogeográfica, tectónica, paleoclimática y sedimentológica de las cuencas sedimentarias.

La otra parte de esta nota incluye una propuesta preliminar donde se intenta determinar el origen de los guijarros presentes en los niveles rudíticos de la Formación La Paila.

## 6.2 Antecedentes

Los diferentes tipos de detritos que se acumulan en un depocentro son en principio el resultado de la erosión de rocas presentes en los principales drenajes y áreas positivas en una cuenca sedimentaria. Antes del establecimiento de los fundamentos de la tectónica de placas (Harry Hammond Hess y Robert S. Dietz en la década de 1960) las áreas fuentes se creían inmóviles y por tanto la fuente de detritos para una cuenca no constituía un problema geológico importante.

Es así como por ejemplo Hubach y Alvarado (1934) sugerían que los clastos de lidita en los conglomerados del piso del Cauca podrían provenir del piso del Espinal, y los cantos de cuarzo procederían de venas en ese mismo piso. Aunque es rutinario en todo reporte señalar los componentes litológicos de las unidades sedimentarias, no existe en Colombia un estudio estadístico de proveniencia usando conglomerados en sedimentitas fluviales. Algunas de las razones para esto son las siguientes: el conteo debe hacerse directamente en el terreno (no en sección delgada como en el caso de las arenitas), debe crearse una malla de muestreo adecuada, los sitios de muestreo deberían ser aleatorios (desafortunadamente la disponibilidad de afloramientos en zonas boscosas lo impide) y debe considerarse la dificultad para reconocer ciertos tipos litológicos (se debe recurrir a secciones delgadas lo que demora el análisis).

En un estudio experimental hecho en guijarros por Sarmiento (1961), realizado como proyecto de tesis en la Universidad de Chicago; retoma los trabajos pioneros de Daubree, Wentworth, Marshall y Anderson; y muestra que las partículas de grava sufren desgaste por la acción de tres procesos:

Abrasión, origina pérdida de materiales por pulido entre clastos. Afecta con mayor intensidad las partículas con dureza más baja que la del cuarzo.

Impacto, origina perdida de materiales por colisión entre clastos. Este fenómeno afecta principalmente a partículas con dureza mayor que la del cuarzo. Este desgaste es el más rápido, de hecho en iguales condiciones los guijarros más grandes se desgastan más que los más pequeños.

Fricción, los guijarros grandes presionan los granos pequeños triturándolos.

La teoría de la tectónica de placas destruye nuestra confianza en la estabilidad geográfica de las áreas de proveniencia. La movilidad de las placas y la variación del estilo estructural durante la historia de un área, convierten los estudios de proveniencia en una fuente importante de datos que ayudan a comprender la evolución geológica de las cuencas sedimentarias. Según la composición de las arenitas podemos establecer si la zona fuente es, un cratón estable, una prominencia de basamento, un arco magmático, o un orógeno reciclado (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson, 1985).

El análisis de composición de arenitas (Dickinson y Suczek, 1979) es actualmente la norma para reconocer la fuente de sedimentos de las cuencas sedimentarias. El análisis es también histórico en la medida que podremos reconocer el tipo de terreno o terrenos que colindaron con una cuenca en un tiempo determinado.

Keith et al (1988) hacen comentarios sobre los componentes detríticos de la Formación La Paila sin analizar en detalle las arenitas. Estos autores encuentran que los clastos de andesitas, que según McCourt (1984) provendrían de la erosión de los diques de la Albania, son comunes tanto en la Formación La Pobreza como en la Formación La Paila, lo que indica que estas dos unidades son realmente sinónimas (invalidación de la Formación La Pobreza por principio de prioridad en nomenclatura).

### 6.3 Estratigrafía

El siguiente es un recuento de las principales unidades de basamento que en su conjunto contribuyeron con aporte de detritos hacia la cuenca donde se acumularon los sedimentos de la Formación La Paila.

### 6.3.1 Grupo Diabásico

Al oeste de las fallas que limitan el valle con la cordillera afloran las diabasas y basaltos con intercalaciones sedimentarias del Grupo Diabásico (Nelson, 1957). Las espesas acumulaciones de basaltos submarinos fueron producidos, según interpretación de datos geoquímicos, en mesetas o *plateau* oceánicos (PLOCO en Nivia, 1989; 1994). El término "Formación Volcánica" ha sido sugerido como un sustituto de Grupo Diabásico (Aspden, 1984) que incluiría entonces todas las rocas básicas efusivas de la cordillera. Asociados con las rocas básicas efusivas se encuentran gabros y ultrabasitas (ej. Complejo Ultramáfico de Bolívar) que representan *suites* ofiolíticas producidas durante la obducción de corteza oceánica (Nivia, 1994).

### 6.3.2 Grupo Dagua

Los espesos cuerpos sedimentarios, que al parecer suprayacen los basaltos del Grupo Diabásico (Barrero, 1979), fueron incluidos en el Grupo Dagua por Nelson (1957). Barrero (1979) divide las rocas del Grupo Dagua en la Formación Espinal constituida por cherts, shales negros, arenitas y algunas calizas; y la Formación Cisneros constituida por rocas metasedimentarias entre las que se cuentan metachert, filitas y pizarras. Los fósiles encontrados en las rocas de los Grupos Diabásico y Dagua indican una edad Cretácica tardía (Nivia, 1996; Nivia, 2001).

### 6.3.3 Complejo Cajamarca

El Complejo Cajamarca en la Cordillera Central reúne los litodemas metamórficos situados entre la Falla San Jerónimo al oeste y la Falla Otú-Pericos al este (Maya y González, 1995). Aflora a lo largo del borde oriental del departamento del Valle del Cauca en una franja de 150 km de largo, orientada NE-SO. Predominan dos tipos de esquistos de bajo grado intercalados con cuarcitas y localmente con mármoles: esquistos verdes y esquistos gráficos o negros.

### 6.3.4 Complejo Arquía

El Complejo Arquía, situado entre las Fallas Silvia-Pijao y Cauca-Almaguer, está constituido por rocas metamórficas de origen ígneo y sedimentario (Maya y González, 1995). El Complejo Arquía es el conjunto más heteróclito del Occidente Colombiano, con protolitos ígneos, metamórficos y sedimentarios; con disposición estructural complicada

(Hincapié y Moreno, 2001). Se resalta también la disparidad genética existente entre los protolitos que va desde rocas ultrabásicas a granitoides y de volcánicas hasta siliciclásticas. Las edades radiométricas indican una edad Cretácico temprano (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003). En la cartografía geológica del norte del Valle del Cauca (De Armas y McCourt, 1984; McCourt et al., 1984b; McCourt et al., 1985) se reconocen tres unidades litológicas como parte del Complejo Arquía: Esquistos Básicos de Bugalagrande, Anfibolitas de Rosario y Metagabroides de Bolo Azul.

#### Esquistos Básicos de Bugalagrande.

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 consta de esquistos anfibólico-cloríticos y esquistos grafiticos ("negros") con cantidades subordinadas de esquistos micáceos, cuarcitas y samitas. Localmente los esquistos anfibólico-cloríticos pasan gradualmente a esquistos grafiticos que pueden presentar bandas de esquistos cuarzo-sericíticos casi idénticos a los del Complejo Cajamarca.

#### Anfibolitas de Rosario

Unidad en contacto fallado con los Esquistos Básicos de Bugalagrande. Las anfibolitas son de color verde oscuro a negro con granates rosados, masivas aunque con una marcada esquistosidad penetrativa y fuertemente diadasadas. Ocasionalmente se intercalan con esquistos anfibólicos.

#### Metagabroides de Bolo Azul

Unidad constituida por metagabros, metadioritas, pegmatitas hornbléndicas, neises hornbléndicos y anfibolitas que parecen ser la extensión sur de las Anfibolitas de Rosario pero en contacto fallado. La característica principal de los Metagabroides de Bolo Azul es su variedad 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.

#### 6.3.5 Complejo Quebradagrande (Kq)

Nombre propuesto por Maya y González (1995) para el conjunto de los litodemas volcánico y sedimentario que aflora entre las franjas metamórficas denominadas Complejo Arquía y Complejo Cajamarca. La edad establecida según moluscos fósiles

encontrados en Caldas y Antioquia indica un rango que abarca todo el Cretácico temprano (Nivia et al., 2006). Amonitas recolectadas en la Quebrada La Maizena, al sur de Pijao, indican una edad Aptiana tardía (Arévalo et al., 2001).

En el sector noreste del departamento, en áreas de los municipios de Sevilla y Tuluá, formando un cinturón continuo de 80 km de largo, limitado al oriente por la falla de San Jerónimo y al occidente por la Falla Silvia - Pijao (Maya y González, 1995) afloran bloques imbricados de rocas sedimentarias marinas y volcánicas con evidencias de metamorfismo dinámico. En el mapa geológico del departamento del Valle todas las rocas del Complejo Quebradagrande se han agrupado dentro de una sola unidad cartográfica; sin embargo, en las planchas geológicas 1:100.000 se han separado según su predominancia en áreas de rocas sedimentarias (Kqs) y otras con predominio de rocas volcánicas (Kqv).

#### 6.3.6 Macizo Ofiolítico de Ginebra

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 de ancho, al este 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 (Espinosa, 1985).

Espinosa (1985) reporta 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.

#### 6.3.7 Formación Amaime

El nombre de Formación Amaime fue propuesto por McCourt y Aspden (1984), para designar el conjunto de basaltos que afloran en el flanco occidental de la Cordillera Central en el departamento del Valle del Cauca.



Con este nombre se 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). 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

### 6.3.8 Formación Nogales

Esta unidad definida por Nelson (1957) aflora a lo largo del río Tuluá y la Quebrada Nogales en los municipios de San Pedro, está constituida por una serie de cherts, areniscas y conglomerados. Escamas corticales de composición similar, pero de dimensiones no representables a la escala del mapa, se presentan al norte y sur de la sección tipo de la Formación Nogales, asociadas a los basaltos de la Formación Amaime. La edad de la Formación Nogales es Campaniano-Maastrichtiano definida por Etayo-Serna (comunicación personal) según moluscos *Trochoceramus* sp., *Nostoceras* sp. y *Trochoceramus* sp. recolectados por Pardo-Trujillo et al.(2002). La fauna de *Nostoceras* indicaría que parte de esta formación correspondería al Campaniano (Etayo Serna, Comunicación oral) (Blau et al., 1995; Etayo-Serna y Gaona, 2003).

### 6.3.9 Complejo Ultramáfico de Venus

Vergara (1983) denominó Complejo Ultramáfico de Venus a un conjunto de rocas ultramáficas y máficas expuesto en el río Morales cerca a las poblaciones de Venus y La Moralia (Municipio de Tuluá). Estas rocas afloran formando una escama elongada en sentido norte-sur, de 13 km de largo por 1,5 km en su parte más ancha, imbricada entre las formaciones Amaime y Nogales a escasos 1 a 2 km al oriente del Macizo Ofiolítico de Ginebra, con el que se considera íntimamente relacionado. Este Complejo está compuesto por gabros, serpentinas y peridotitas.

### 6.3.10 Granitoide de Buga

El cuerpo denominado "Batolito de Buga" ( Nivia, 2001) aflora en los municipios de Buga, San Pedro y Tuluá formando las estribaciones occidentales de la Cordillera Central. El "Batolito de Buga" intruye las rocas ultramáficas y los basaltos que constituyen el Macizo de Ginebra. El contacto intrusivo con los basaltos se evidencia por

la presencia de abundantes venas y diques en el área de contacto. La mayor parte del contacto entre estas dos unidades corresponde a la Falla Guabas-Pradera que limita el batolito al oriente.

El Batolito de Buga es un granitoide calco-alcálido (Aspden et al., 1987) cuya composición varía de cuarzdiorita hornbléndica a tonalita con sectores de composición de diorita hornbléndica hacia los contactos (W) con los meta-basaltos del Macizo de Ginebra. El batolito no está foliado aunque presenta una zona bandeada rica en xenolitos de rocas básicas en la Quebrada Negra a lo largo del contacto occidental. Los datos radiométricos indican que este cuerpo fue intruído durante el Cretácico temprano (Toussaint et al., 1978; Brook, 1984; McCourt et al., 1984a). Esta interpretación es considerada problemática si se presume que los basaltos de edad Cretácica tardía datados por Nivia et al.(2006) y situados al este de la Falla Guabas-Pradera son cronológicamente equivalentes a los situados al oeste de la misma gran estructura y que son intruídos por el "Batolito de Buga".

#### 6.3.11 Andesitas Porfíricas

Esparcidos a lo largo de la Cordillera Central se presentan diques y silos de composición andesítica a dacítica con textura porfírica, que siguen los lineamientos de las fallas principales N-S que a su vez definen los contactos entre las unidades metamórficas. Estos pórfidos consisten de fenocristales euhedrales de plagioclasa, cuarzo en menor proporción y ocasionalmente hornblenda, embebidos en una matriz fino-cristalina de plagioclasa, cuarzo, biotita y hornblenda en proporciones variadas (McCourt, 1984a).

Las dataciones radiométricas (K/Ar en hornblenda y biotita) en los diques de esta serie, conocida localmente como La Albania, sector al oriente de la población de Ginebra (Valle) dan una edad concordante de  $18 \pm 1$  Ma (Brook, 1984) que se toma como representante de la edad de la intrusión. Una edad más joven ( $12 \pm 1$  Ma, hornblenda por el método de K/Ar) de un dique similar a unos 3-4 km al oeste de la muestra de La Albania podría indicar, sin embargo, más de una fase de actividad de diques.

#### 6.4 Metodología para el análisis de Proveniencia

Se realizó un muestreo sobre la base de las columnas estratigráficas de los distintos sectores estudiados (ver Anexo 16). Cada afloramiento descrito está referenciado con GPS para una ubicación exacta en el terreno.

El método de conteo se realizó mediante una malla, la cual tiene unas dimensiones de 90 cm de ancho por 90 cm de largo, que es dividida cada 10 cm en ambas dimensiones. Todos los clastos contabilizados pertenecen a las litologías que se reconocen como constituyentes de una o varias de las unidades estructurales existentes en la región analizada.

El trabajo de oficina consistió en la descripción de las muestras de mano, la preparación de las secciones delgadas impregnadas con resina epoxy azul y la descripción petrográfica de las mismas.

Para el análisis de proveniencia se tuvieron en cuenta únicamente los conglomerados y las areniscas de la matriz y de estratos que estuvieran próximos a esta.

#### 6.4.1 Composición modal de las rocas detríticas

Las areniscas de la sección Andalucía-Galicia corresponden a litoarenitas feldespáticas (en promedio  $Q_{(52-69)}$   $F_{(82-11)}$   $L_{(19-46)}$  ) con porcentajes de matriz de composición arcillosa que no supera el 10% de la roca (Figuras 6.1, 6.2 y 6.3).

Las areniscas de la sección La Paila-Sevilla corresponden a litoarenitas y cuarzo-arenitas (en promedio  $Q_{(37-96)}$   $F_{(1-4)}$   $L_{(3-59)}$  ) con porcentajes de matriz de composición arcillosa que no supera el 10% de la roca (Figuras 6.1 y 6.2).

Las areniscas de la sección Buga-La Habana corresponden a subarcosas y cuarzoarenitas (en promedio  $Q_{(81-94)}$   $F_{(4-24)}$   $L_{(1-4)}$  ) con porcentajes de matriz de composición arcillosa que no supera el 10% de la roca (Figuras 6.1 y 6.2).

Las areniscas de la sección Uribe-Sevilla corresponden a arcosas y litoarenitas feldespáticas (en promedio ( $Q_{(73-88)}$   $F_{(4-24)}$   $L_{(1-16)}$  ) con porcentajes de matriz de composición arcillosa que no supera el 10% de la roca (Figuras 6.1 y 6.2).

#### 6.4.2 Análisis de proveniencia

Los datos obtenidos a partir del análisis de las modas detríticas de las areniscas fueron graficados en los triángulos de proveniencia de Dickinson *et al.* (1983).

Debido a que el tipo de matriz y de cementos presentes en los conglomerados están condicionados por la diagénesis, los análisis de proveniencia se basan únicamente en la composición de la fracción clástica de las mismas (Dickinson y Suczek, 1979). El factor que ejerce mayor control en la composición de las arenitas es el tectónico (Dickinson, 1985); sin embargo, hay que tener presente que el clima, el relieve, la abrasión y el

retrabajamiento de partículas son factores que tienen que ser tomados en cuenta (Dickinson y Suczek, 1979).

Los clastos de los conglomerados modales se han agrupado básicamente en 5 grandes grupos, reportándose su mayor porcentaje en basaltos, gabros, rocas graníticas, chert y pórfidos.

Un análisis de proveniencia (ej. Dickinson 1985) indicaría simplemente la mezcla de todas las fuentes que aportaron partículas hacia la cuenca sedimentaria.

Los clastos y las areniscas se ubican dentro de los campos de arco no disectado, arco volcánico transicional y orógeno disectado.

## 6.5 Análisis de resultados

Los datos de proveniencia para la Formación La Paila sugieren un aporte desde un arco volcánico transicional-orógeno-arco disectado, evidenciado por un aumento notable del cuarzo policristalino, la presencia de microclina y de fragmentos de feldespato y cuarzo con texturas de intercrecimiento. Estas areniscas reflejan la exposición de los batolitos que actualmente se encuentran localizados debajo de la cubierta volcánica.

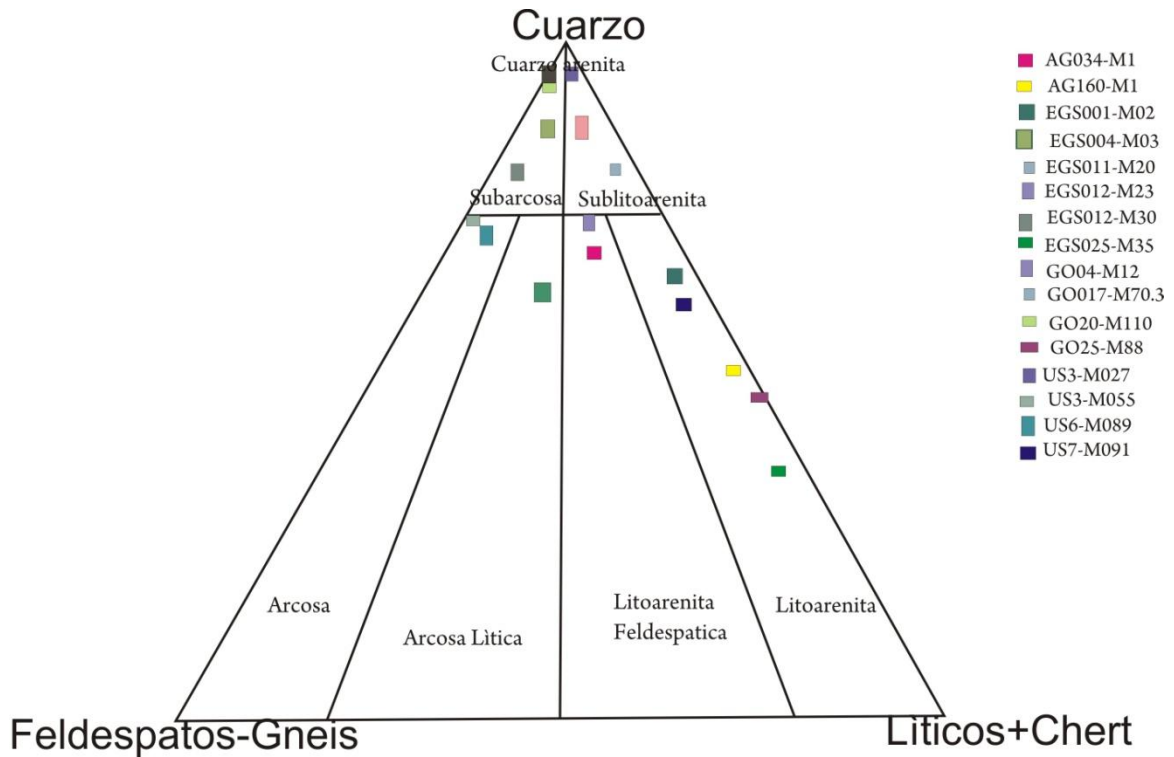
Muestra	Feldespatos %	Cuarzo %	Líticos + Chert %
AG034-M1	11,39	69,62	18,99
AG160-M1	2,17	52,18	45,65
EGS001-M02	3,7	62,2	34,1
EGS004-M03	2,86	65,71	31,43
EGS011-M20	1,46	95,6	2,94
EGS012-M23	1,15	48,28	50,57
EGS021-M30	2,27	81,82	15,91
EGS025-M35	3,75	37,5	58,75
G004-M12	24,05	72,15	3,8
G017-M70,3	8,11	87,84	4,05
G020-M110	4,2	94,4	1,4
G025-M88	15,4	81,5	3,1
US3-M027	24,1	74,7	1,2
US3-M055	20,78	63,64	15,58
US6-M089	4,11	87,67	8,22
US7-M081	10,13	73,42	16,45

**Tabla 6.1** Porcentaje de minerales esenciales de las Arenitas de las secciones estratigráficas Andalucía-Galicia, La Paila-Sevilla, Buga-La Habana y Uribe-Sevilla.

Paralelamente se observa mayor cantidad de componentes volcánicos y disminución de los plutónicos, lo que sugiere el cese o la pausa del aporte plutónico durante la depositación de la Formación La Paila.

En lo que concierne al origen o fuente de los guijarros varios problemas pueden ser enunciados (Figura 6.5). La presencia de guijarros de composición basáltica en la Formación La Paila indica intensa erosión (coetánea con actividad tectónica) de un basamento semejante al del Complejo Quebradagrande, Formación Amaime, y/o Grupo Diabásico. Los gabros pueden provenir tanto de los cuerpos básicos presentes en el Grupo Diabásico o la serie básica asociada con las rocas

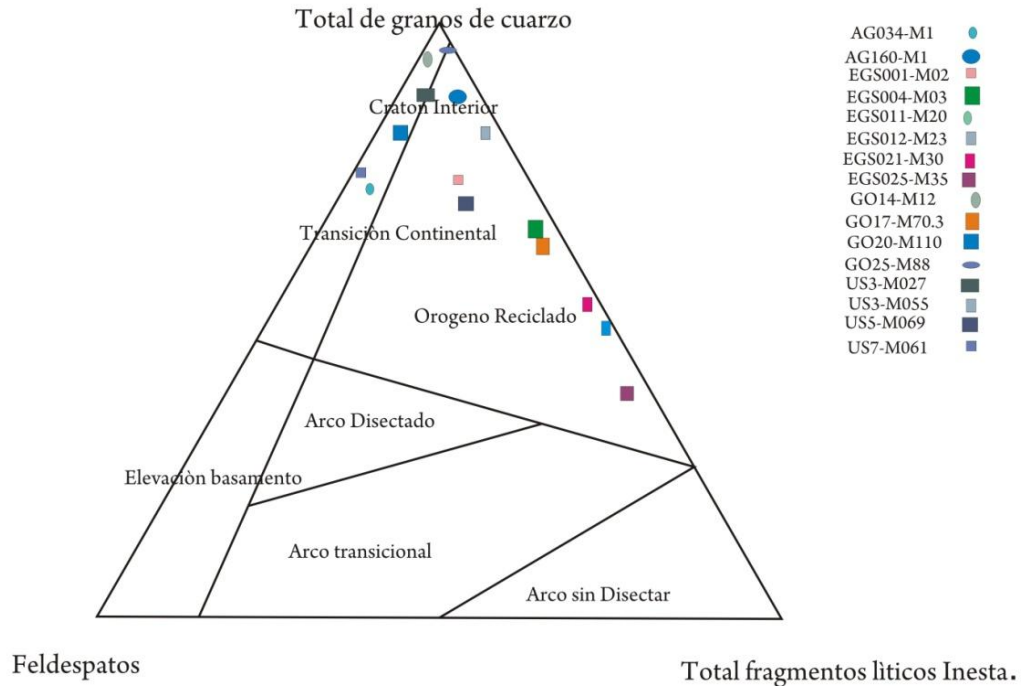




**Figura 6.1** Triángulo de clasificación de arenitas (Folk 1968). Secciones estratigráficas Andalucía-Galicia, La Paila-Sevilla, Buga-La Habana y Uribe-Sevilla.

ultrabásicas de los Complejos de Venus expuesto en el río Morales cerca a las poblaciones de Venus y La Moralia (Municipio de Tuluá) y el Complejo Ofiolítico de Ginebra que aflora en las áreas de los municipios de El Cerrito, Ginebra, Guacarí, Buga, San Pedro, Tuluá y Andalucía.

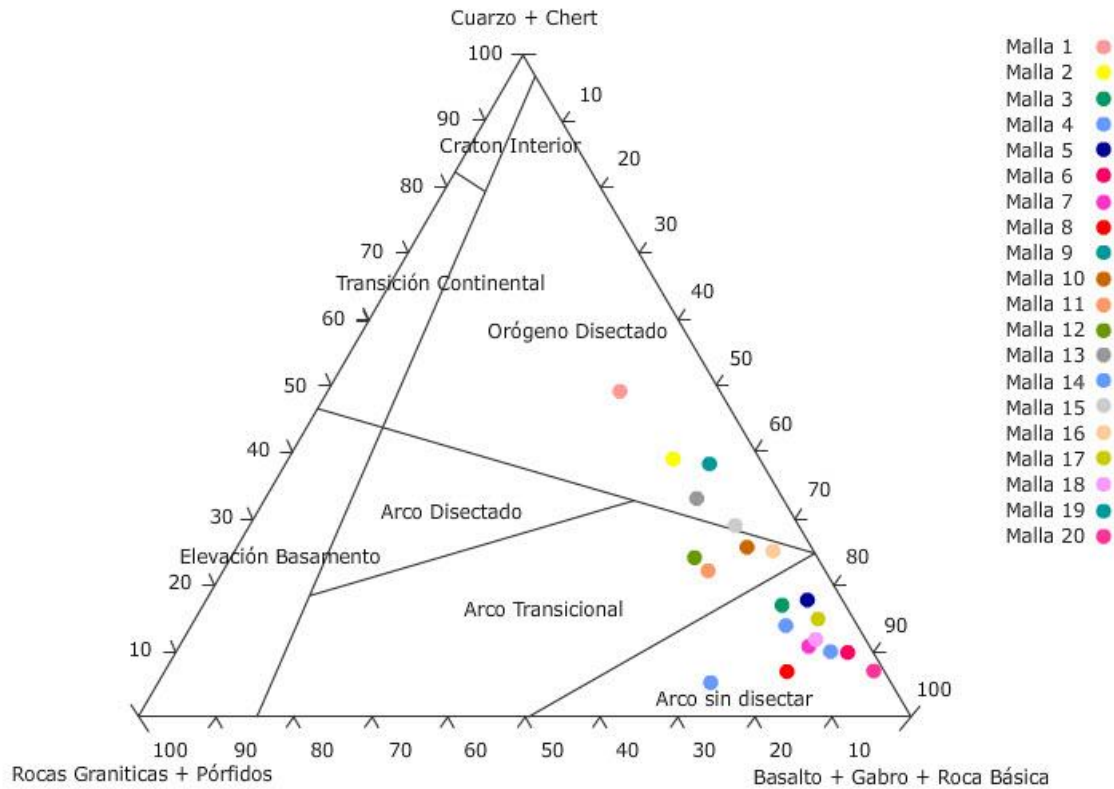
Los gabros foliados por metamorfismo dinámico y los metagabros provienen seguramente del Complejo Arquía. Los gujarros de cuarzo lechoso (no cuarcitas) provienen de las numerosas venas que atraviesan la generalidad de las rocas de basamento tanto en la Cordillera Central como Occidental. Los clastos de granitoides podrían provenir del Batolito de Buga (que en algunos lugares infrayace a la Formación La Paila). El origen de algunos líticos metamórficos (esquistos) necesariamente es el basamento de la Cordillera Central sin discriminar



**Figura 6.2** Relación entre el marco composicional de las arenitas y el ambiente tectónico relacionado (Dickinson, Beard et al. 1983).

si proceden de los esquistos del Complejo Arquía o del Complejo Cajamarca (en el estado del problema no es posible separarlos). Las rocas volcánicas e hipoabisales se originan en cuellos volcánicos (Andesitas Porfiríticas) y flujos de lavas aún no identificados. En cuanto a los líticos sedimentarios, todas las unidades sedimentarias tanto de la Cordillera Central y Occidental pudieron actuar como posibles rocas fuente. Los fragmentos de chert pueden originarse de la erosión de los niveles silíceos de la Formación Nogales, Complejo Quebradagrande y/o Grupo Dagua.

Según Abbott (1974) la “durabilidad” de los diferentes tipos de clastos controla su gradual desaparición durante los procesos de transporte. De esta manera los componentes más frágiles (esquistos) en los conglomerados no podrían tener fuentes muy lejanas. Por otro lado, el cuarzo y el chert son extremadamente durables y por tanto es admisible pensar en fuentes tanto locales como lejanas (Cordillera Occidental).

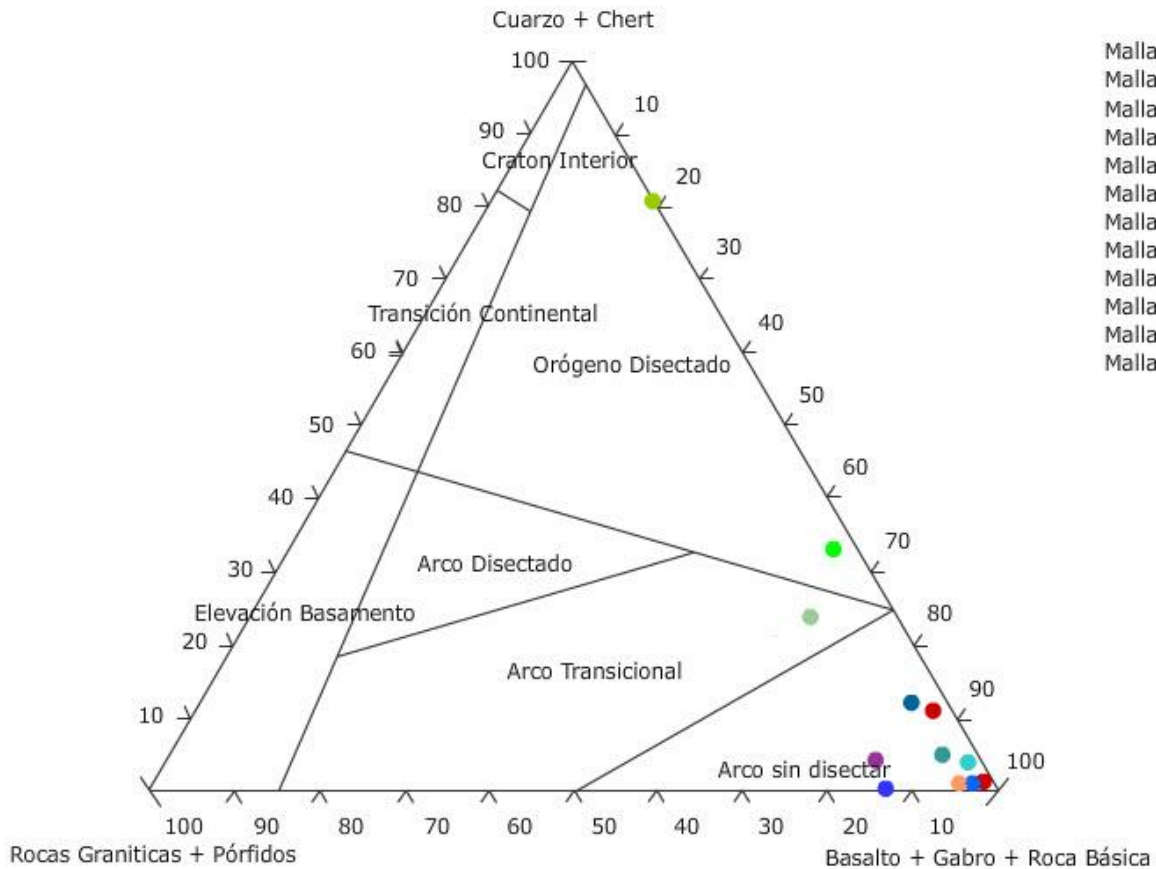


**Figura 6.3** Relación entre el marco composicional de los conglomerados, y el ambiente Tectónico. Mallas 1 - 20. Datos de Gómez y Suárez (este volumen). Triángulo ligeramente modificado de Dickinson et al. (1983)

### 6.6 Recomendaciones

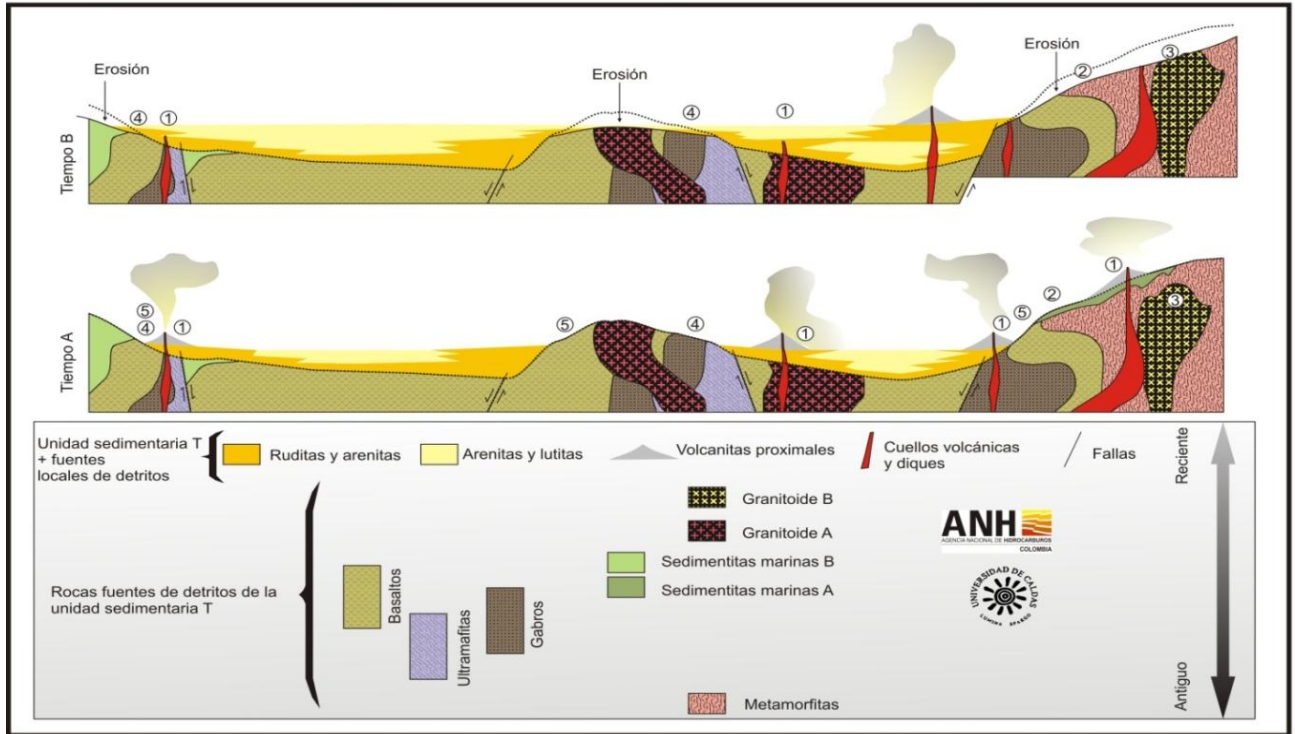
El análisis de proveniencia nos aporta una idea clara del régimen tectónico que controló la sedimentación, y si se interpreta adecuadamente podría caracterizar el régimen climático imperante durante la formación de la cuenca sedimentaria.

En cuanto al origen de los gujarros en la unidad se deberá hacer un estudio de paleocorrientes con el debido control estratigráfico y paleogeológico.. El Modelo de la Figura 6.5 esquematiza los problemas más comunes en una cuenca sedimentaria hipotética cuando se quiere establecer las áreas fuentes de detritos



**Figura 6.4** Relación entre el marco composicional de los conglomerados, y el ambiente tectónico. Malla 21-32 de Gómez y Suárez (este volumen). Modificado de Dickinson et al. (1983)

para la unidad sedimentaria T. (1) fuentes volcánicas episódicamente activas y con ubicación variable dentro de la cuenca. (2) fuentes de partículas eliminadas por la erosión en etapas tardías de evolución de la cuenca. (3) nuevas fuentes de partículas creadas por erosión en etapas tardías de evolución de la cuenca. (4) desaparición de áreas fuentes por enterramiento. (5) origen difícil de establecer cuando hay más de una fuente (caso de los basaltos); cuando la fuente conocida es única (caso de las rocas metamórficas) el problema de la fuente es más sencillo. Un análisis de proveniencia (ej. Dickinson 1985) indicaría simplemente la mezcla de todas las fuentes que aportaron partículas hacia la cuenca sedimentaria. La figura es un modelo explicativo de algunas relaciones vistas en campo que no pretende representar la situación de las unidades geológicas del área estudiada.



**Figura 6.5** Estilo estructural de la Cuenca del Cauca entre Buga y Cartago mostrado en una sección geológica compuesta entre Trujillo al este de la Cordillera Occidental y el Guamo en el Valle Superior del Magdalena. La Geología de superficie en el Valle del Cauca y el flanco oeste de la Cordillera Central está basada en datos de INGEOMINAS (1998) y López (2006). La geología del Valle del Magdalena es modificada de Butler y Schamel (1988). La estructura de la corteza está basada en el perfil gravimétrico de Meissner et al. (1976) a la latitud de Buenaventura y ajustado para este modelo de López (2006). Tomada y modificada de López, (2006).



## 7. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICOS DE LOS DEPÓSITOS VOLCANOCLÁSTICOS: GRANULOMETRÍA-COMPONENTES -GÉNESIS.

La Formación La Paila se cita como una de las unidades de edad Miocena que registra el inicio del volcanismo moderno en Colombia (Nivia, 2001). Los depósitos volcánicos frecuentemente se asocian a la base de la sucesión sedimentaria (Nelson, 1957), sin embargo los resultados de este trabajo muestran como se encuentran distribuidos indistintamente tanto a la base como hacia el techo de la unidad. Asociadas a las rocas de La Formación La Paila afloran, de manera no continua, depósitos de rocas volcanoclásticas (Tm, Tmh), las cuales representan episodio(s) volcano-sedimentario(s) en la zona de estudio.

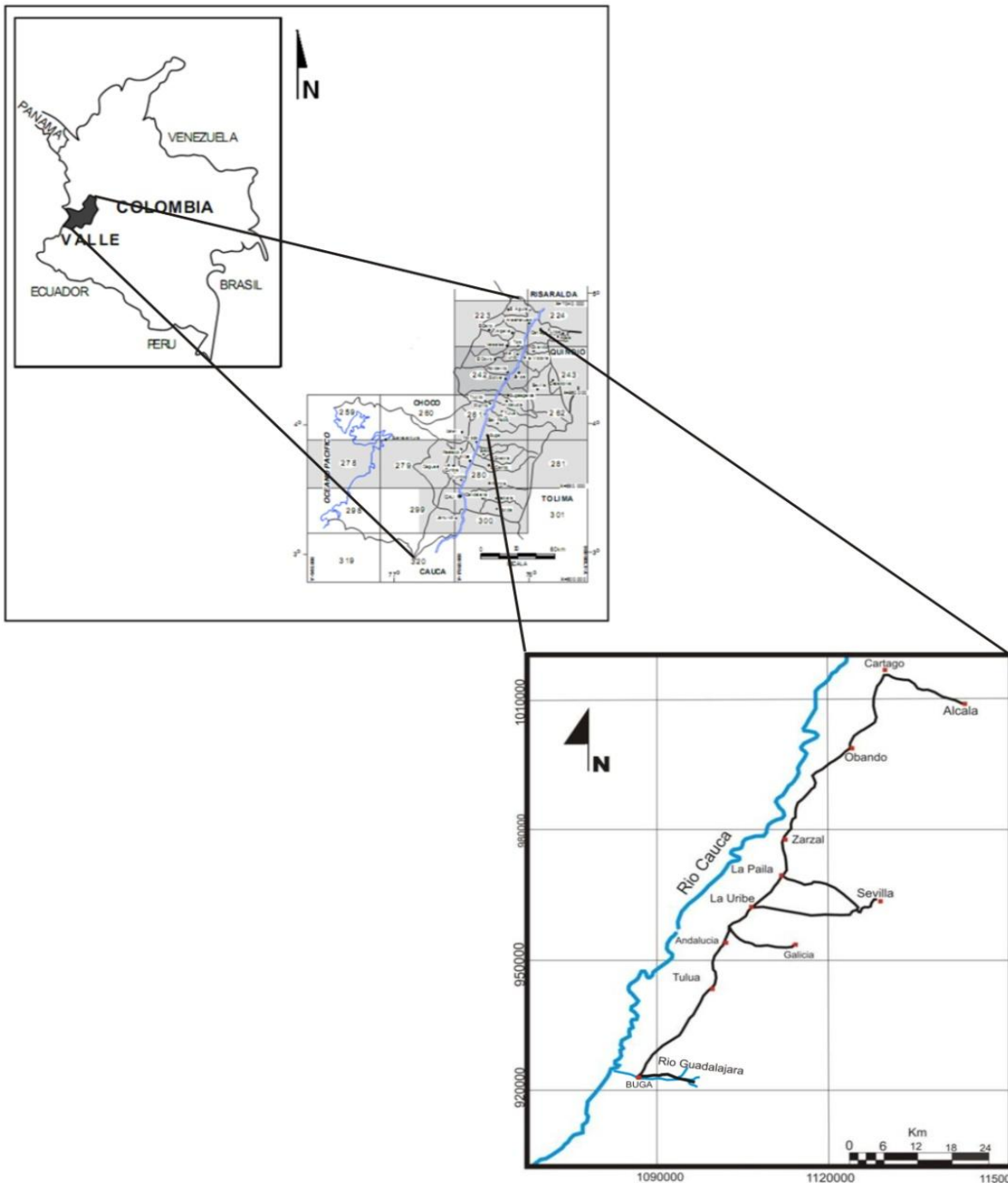
Estos depósitos volcanoclásticos se presentan en todas las secciones estudiadas, y los mayores espesores son observados en los sectores de La Uribe - Sevilla, La Uribe cerca al peaje, y La Paila – Sevilla, este último en la parte norte de la zona (Figura 7.1).

### 7.1 Metodología

Los depósitos volcanoclásticos fueron estudiados sobre la base de características tales como: color, composición mineralógica, proporción de cristaloclastos, líticos de rocas volcánicas, rocas metamórficas y presencia de fragmentos poméz, accesorios y grado de soldamiento, entre otros.

También se realizaron análisis granulométricos basados en las proporciones de las clases granulométricas de Wentworth, a través de los diagramas triangulares GLA (Grava-Lodo-Arena) de Folk (1954,1974). La clasificación de componentes se hizo teniendo en cuenta el triángulo LCV (Lítics- Cristales –Vidrio) de Smith (1981). También se contó con un análisis estadístico de los parámetros descriptivos de la curva de distribución granulométrica, el cual se realizó a partir de diagramas de cajas y bigotes de Peña y Romo (1997).

El análisis estadístico y los parámetros estadísticos describen la distribución en términos de media, mediana, desviación estándar, asimetría y Kurtosis. La obtención de estos parámetros sirve para comparar entre sí las distintas distribuciones de tamaños de granos y para correlacionar los diferentes tipos de sedimentos y sus ambientes de depósito.



**Figura 7.1** Mapa de Localización de las secciones estratigráficas donde se tomaron las muestras.

Para el análisis granulométrico se utilizó el programa SFT VERSIÓN 2.19 (WOHLETZ, 2007). Este programa utiliza los parámetros estadísticos gráficos de Folk, 1957 e Inman, 1952.

El análisis granulométrico se obtiene a partir del porcentaje en peso de cada fracción de tamaño de grano, tomando una muestra de 50 gr; y se analizaron 37 muestras de los depósitos volcanoclásticos.

## 7.2 Descripción granulométrica de los depósitos volcanoclásticos de la Formación La Paila

En esta sección se presenta una descripción cuantitativa de la granulometría obtenida a partir de la base de datos.

### 7.2.1 Sección Buga - La Habana

Las muestras se caracterizan granulométricamente por presentar una curva con tendencia unimodal, con desviación estándar entre 1.30 y 1.67 lo cual representa pobre selección (Cas and Wright 1987), con predominio de tamaño de grano fino.

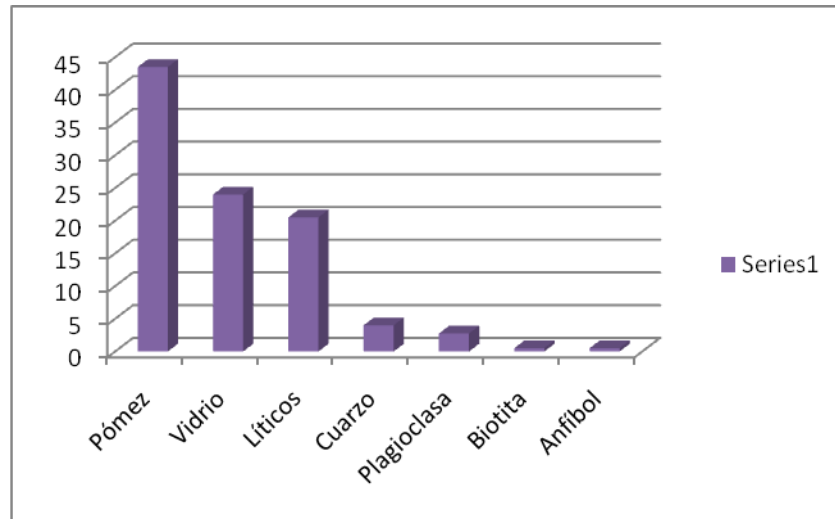
El análisis macroscópico de componentes, granulometría 1 phi (0,5mm), muestra la siguiente abundancia de fragmentos: pomez 43,5% vidrio 24%, líticos 20,25 %, cuarzo 4%, plagioclasa 2,75 %, biotita 0,5% y anfíbol 0,5%. Para la granulometría 2 phi (0,25mm) se encontró la siguiente abundancia: pomez 60,25% vidrio 22,25%, líticos 15%, cuarzo 1%, plagioclasa 1,5%, biotita 3% y anfíbol 0,75% (Figura 7.2).

A través de los diagramas triangulares granulométricos de grava- lodo-arena (GLA) propuesto por Folk (1954). Se puede observar un enriquecimiento en arena lo que correspondería a un flujo no cohesivo (Figura 7.3).

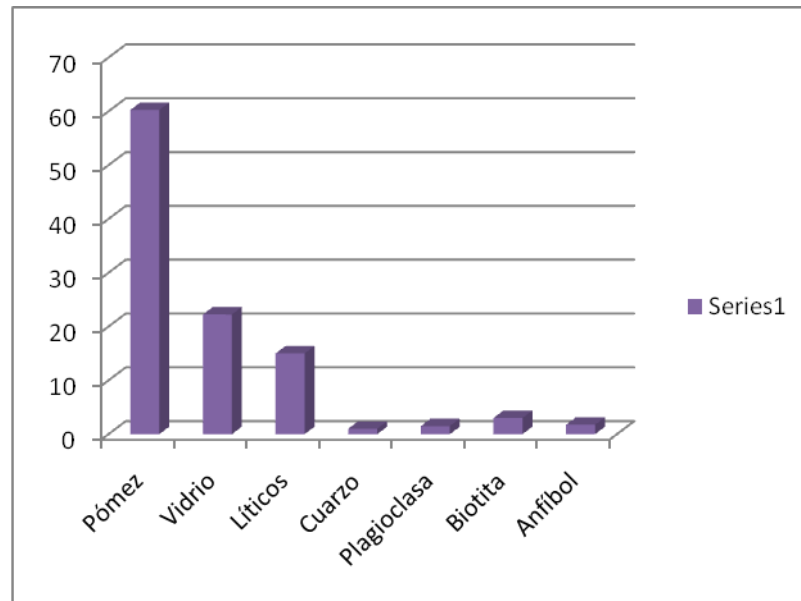
### 7.2.2 Sección Andalucía – Galicia

Granulométricamente las muestras de la sección estratigráfica Andalucía -Galicia presentan una curva de frecuencia con tendencia unimodal, parámetros con un promedio de grano  $Mz = -0,7$  phi, una desviación estándar de 1,42 marcando así una pobre selección (Cas and Wright 1987), con curva positivamente asimétrica lo cual representa un predominio de tamaño fino.

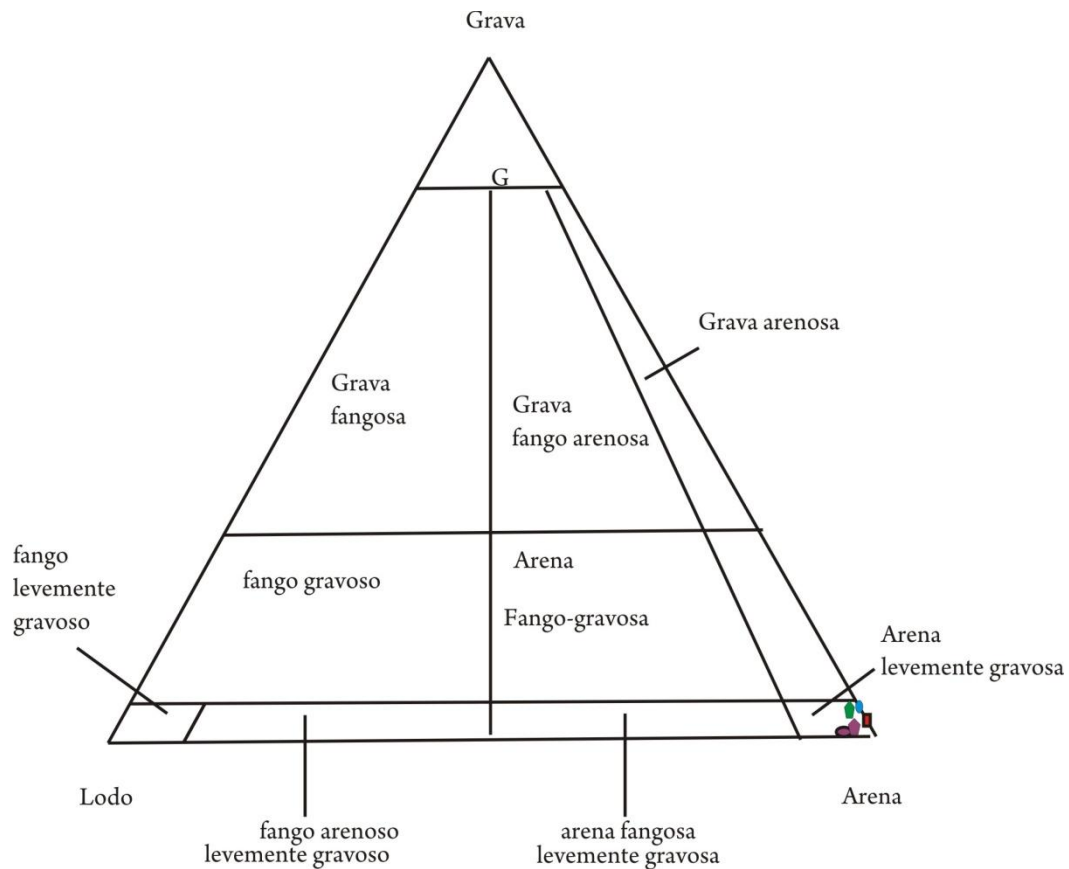
A.



B.



**Figura 7.2 A-B.** Cuadros comparativos de componentes granulométricos 1 phi (0,5mm) y 2 phi (0,25mm), respectivamente.



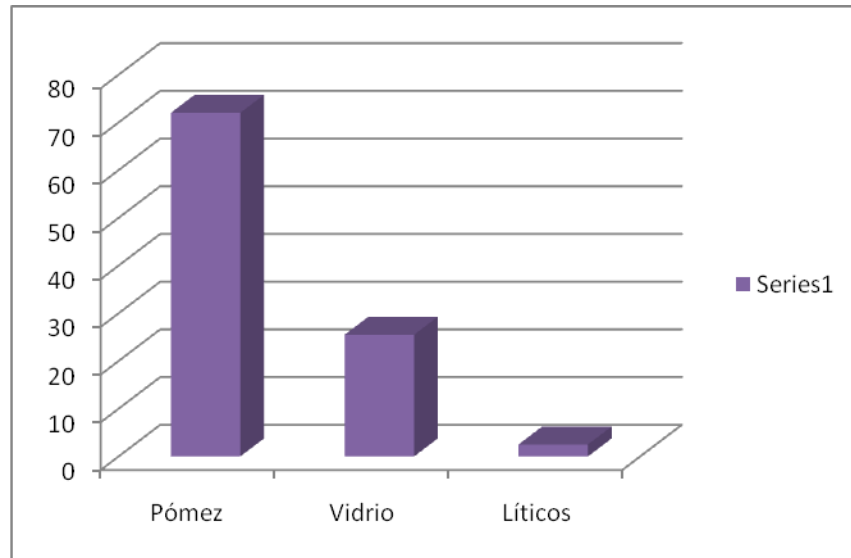
**Figura 7.3** Diagramas triangulares granulométricos de grava- lodo-arena (GLA). Folk (1954)

El análisis macroscópico de componentes, granulometría 1 phi (0,5mm), muestra la siguiente abundancia de fragmentos: pómez 72%; vidrio 25,5% y fragmentos líticos 2,5%. Para la granulometría 2 phi (0,25mm) se encontró la siguiente abundancia: pómez 50,5%, vidrio 43,5 %; fragmentos líticos 5% y cristales de biotita 1 % (Figura 7.4)

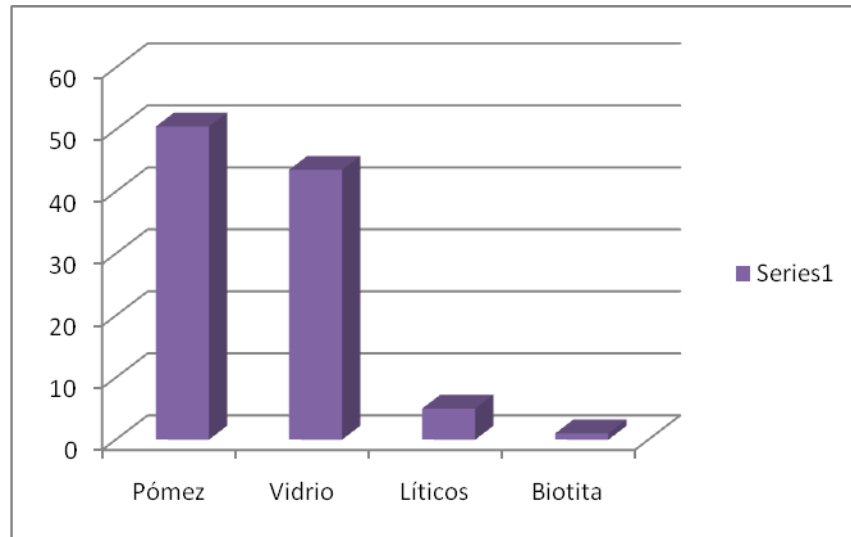
Teniendo en cuenta las características granulométricas y petrográficas observadas se define que la muestra corresponde a un depósito volcanoclástico resedimentado originado a partir de un flujo piroclástico primario, cuyos resultados fueron llevados



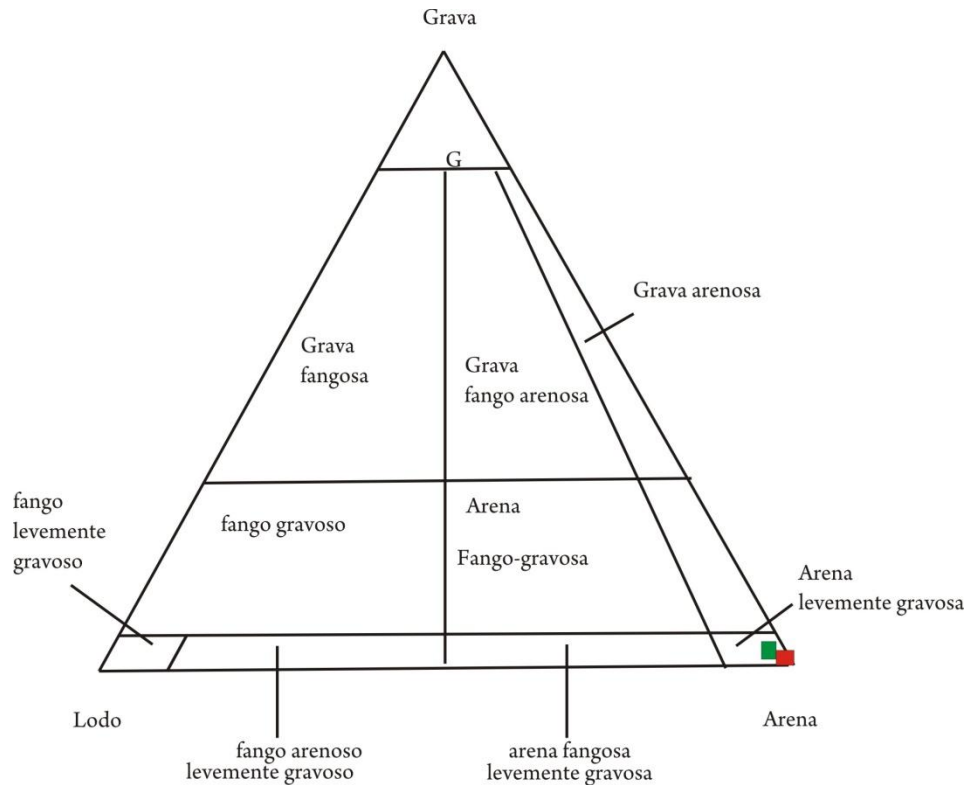
A.



B.



**Figura 7.4** A –B. Cuadros comparativos de componentes granulométricos 1 phi (0,5mm) y 2 phi (0,25mm).



**Figura 7.5** Diagramas triangulares granulométricas de grava- lodo-arena (GLA) Folk (1954).

al diagrama de Pierson & Scott (1999) identificándola dentro del campo de Flujo Hiperconcentrado.

A través de los diagramas triangulares granulométricos de grava- lodo-arena (GLA) propuesto por Folk (1954) se puede observar un enriquecimiento en arena lo que correspondería a un flujo no cohesivo (Figura 7.5).

### 7.2.3 Sección La Uribe cerca al peaje.

Las muestras de la sección estratigráfica Uribe cerca al peaje se caracterizan granulométricamente por presentar una curva en general bimodal, con desviación estándar entre 0,68 y 2.07 lo cual representa buena selección (Cas and Wright 1987), con predominio de tamaño de grano fino.

El análisis macroscópico de componentes, granulometría 1 phi (0,5mm), muestra la siguiente abundancia de fragmentos: pómez 68,56%; vidrio 20,86%; fragmentos líticos

7,43% y 15.5% de cristales, con predominio de biotita sobre plagioclasa, anfíbol y feldespato K. Para la granulometría 2 phi (0,25mm) se encontró la siguiente abundancia: pómez 43,56%; vidrio 30,32%; fragmentos líticos 10,6% y cristales 23,4%, con predominio de biotita sobre cuarzo, anfíbol y feldespatos (Figura 7.6).

El análisis macroscópico de componentes se realizó a partir del tamizado de veintiocho (28) muestras, cuyos resultados fueron llevados al Diagrama de Pierson & Scott (1999) identificándolas dentro del campo de Flujo Hiperconcentrado (Figura 7.7).

A través de los diagramas triangulares granulométricos de grava- lodo-arena (GLA) propuesto por Folk (1954), se puede observar un enriquecimiento en arena lo que correspondería a un flujo no cohesivo (Figura 7.8).

#### 7.2.4 Sección La Paila – Sevilla.

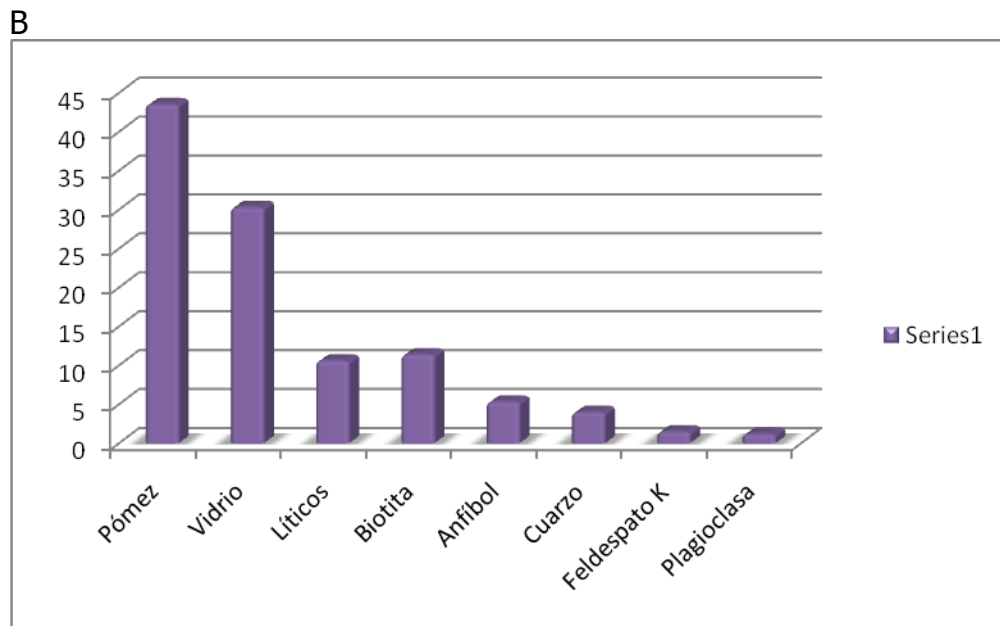
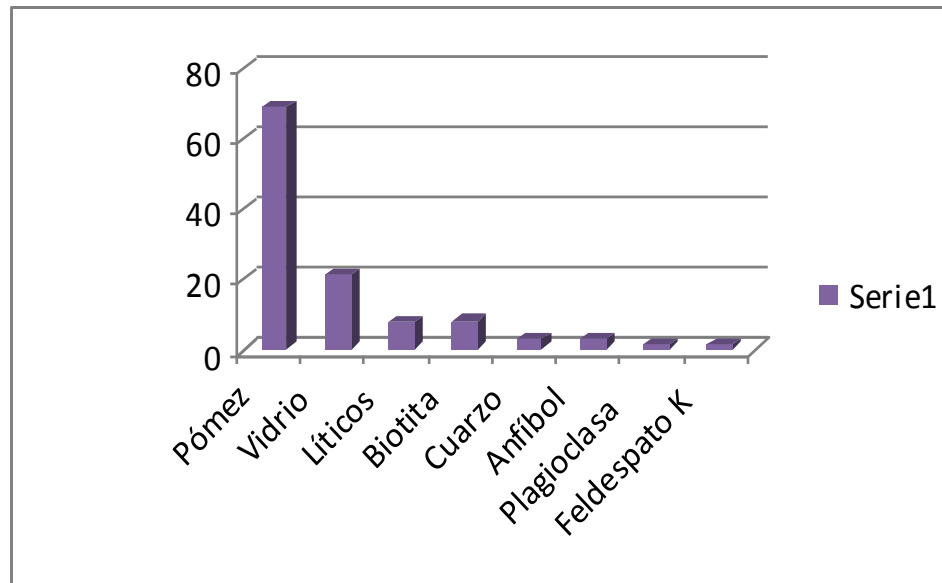
Las muestras de la sección estratigráfica La Paila – Sevilla se caracterizan granulométricamente por variar la curva de frecuencia de bimodal a unimodal, con desviación estándar entre 1.37 y 1.77 lo cual representa buena selección (Cas and Wright 1987), con predominio de tamaño de grano fino.

El análisis macroscópico de componentes, granulometría 1 phi (0,5mm), muestra la siguiente abundancia de fragmentos: pómez 64,56%; vidrio 19,43%; fragmentos líticos 11,12% y 7.5% de cristales, con predominio de cuarzo sobre plagioclasa, anfíbol y feldespato K. Para la granulometría 2 phi (0,25mm) se encontró la siguiente abundancia: vidrio 52,68%; pómez 34,75%; fragmentos líticos 9% y cristales 12,9%, con predominio de biotita sobre cuarzo, anfíbol y plagioclasa (Figura 7.9).

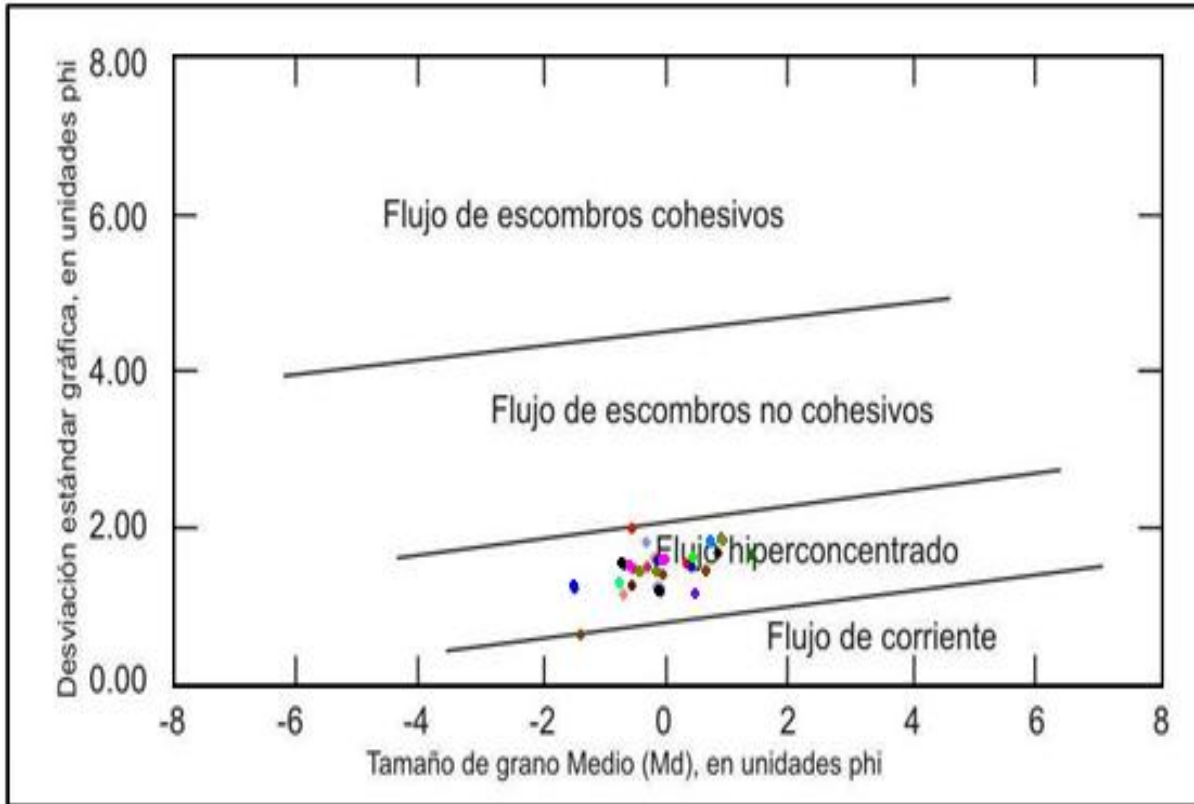
El análisis macroscópico de componentes se realizó a partir del tamizado de ocho (8) muestras, cuyos resultados fueron llevados al Diagrama de Pierson & Scott (1999) identificándolas dentro del campo de Flujo Hiperconcentrado (Figura 7.10).

A través de los diagramas triangulares granulométricos de grava- lodo-arena (GLA) propuesto por Folk (1954), se puede observar un enriquecimiento en arena lo que correspondería a un flujo no cohesivo (Figura 7.11)

A.



**Figura 7.6** A –B. Cuadros comparativos de componentes granulométricos 1 phi (0,5mm) y 2 phi (0,25mm).



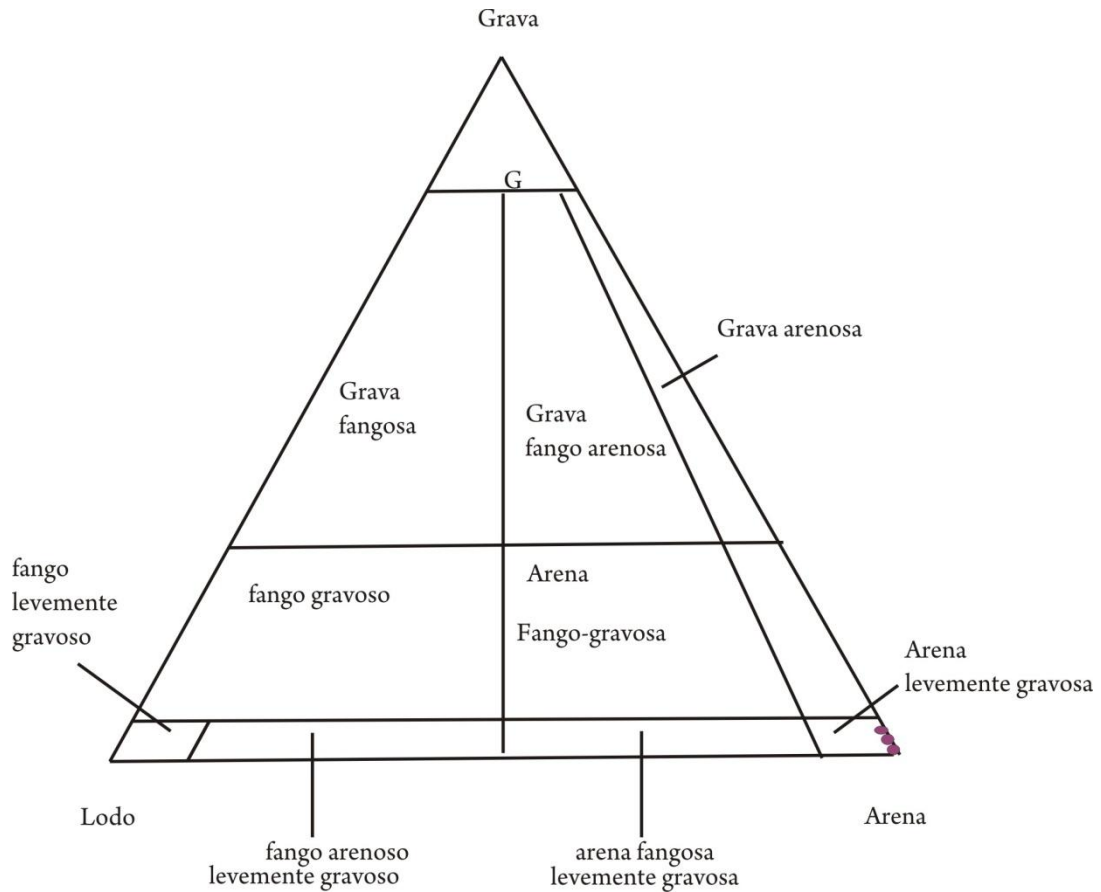
**Figura 7.7** Diagrama de Pierson & Scott (1999), para las muestras del sector Uribe – cerca al peaje.

### 7.3 Interpretación Granulométrica De Las Secciones Estratigráficas

Las características granulométricas de las muestras analizadas indican que cada depósito en la sección La Paila-Sevilla es unimodal a bimodal, sección Buga –La Habana es unimodal, sección Uribe – cerca al peaje, es unimodal a bimodal, con unos grados de clasificación de moderado a pobre, según terminología de Folk y Ward (1957).

Mientras que los análisis de componentes indican que los fragmentos más abundantes son pómez de colores blancos a cremas (43,5-72%), vidrio (19-

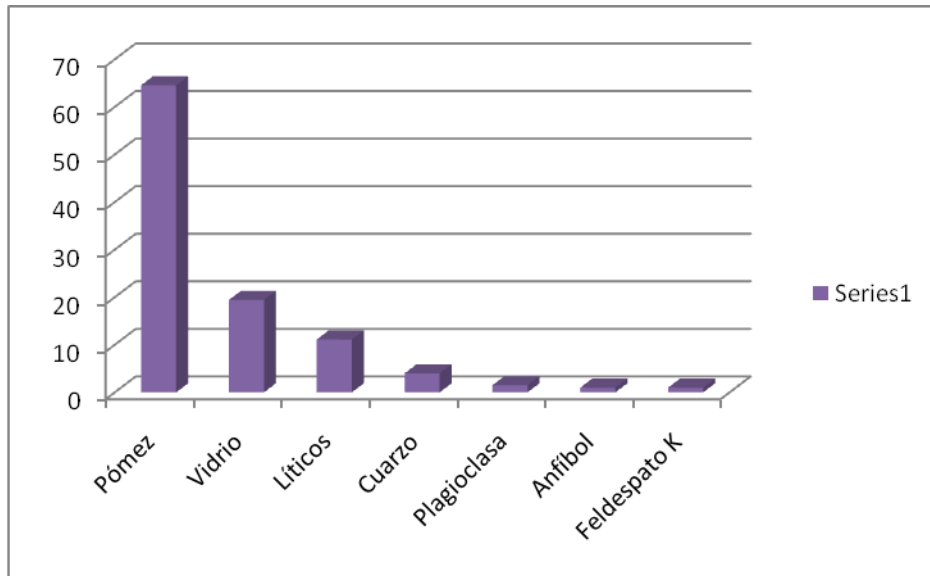




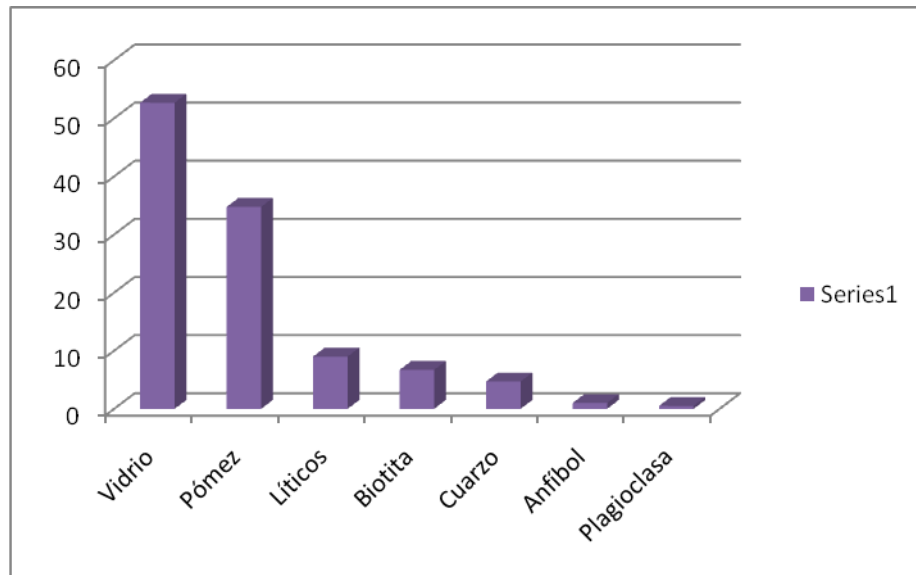
**Figura 7.8** Diagramas triangulares granulométricas de grava- lodo-arena (GLA). Folk (1954)

25,5%), líticos (2,5 -20,25%), cristales de plagioclasas (~3%), biotita (~3%), anfíbol y cuarzo (1%) respectivamente.

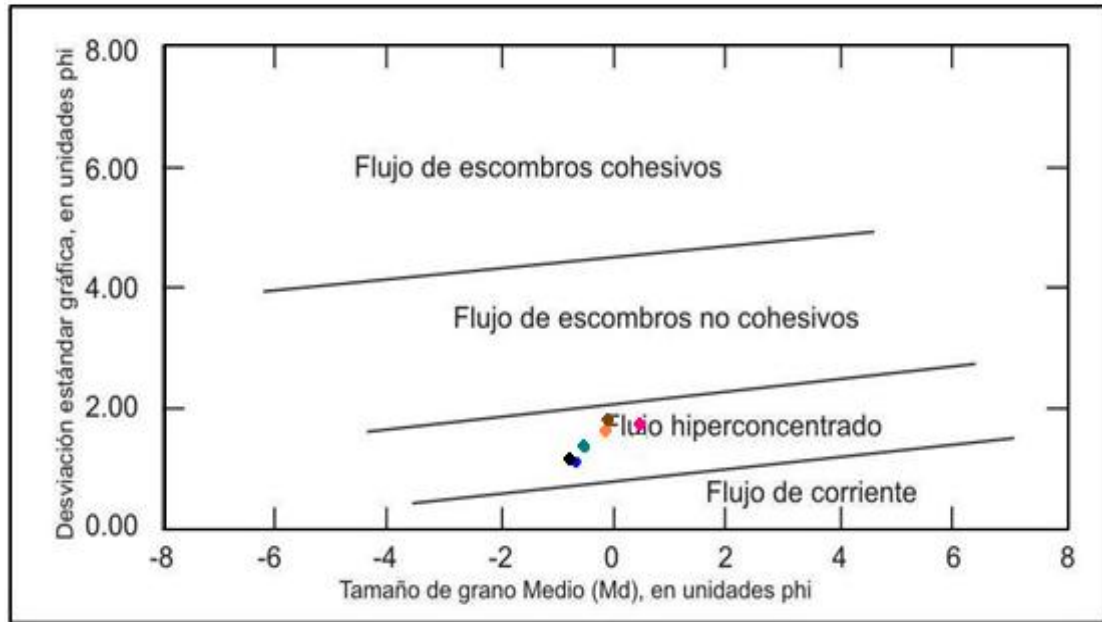
La abundancia de pómez y vidrio indica que durante la explosión hubo gran cantidad de gases y que el ascenso del magma fue rápido, dado que el vidrio es abundante, el cual presenta formas irregulares y alargadas, que probablemente formaban las paredes de las burbujas antes de la explosión. Por último, las fracturas de los cristales y líticos, así como la vesicularidad de la pómez ponen de manifiesto la cantidad de energía liberada durante la erupción que produjo los depósitos estudiados.



B.



**Figura 7.9** A- B Cuadros comparativos de componentes granulométricos 1 phi (0,5mm) y 2 phi (0,25mm).



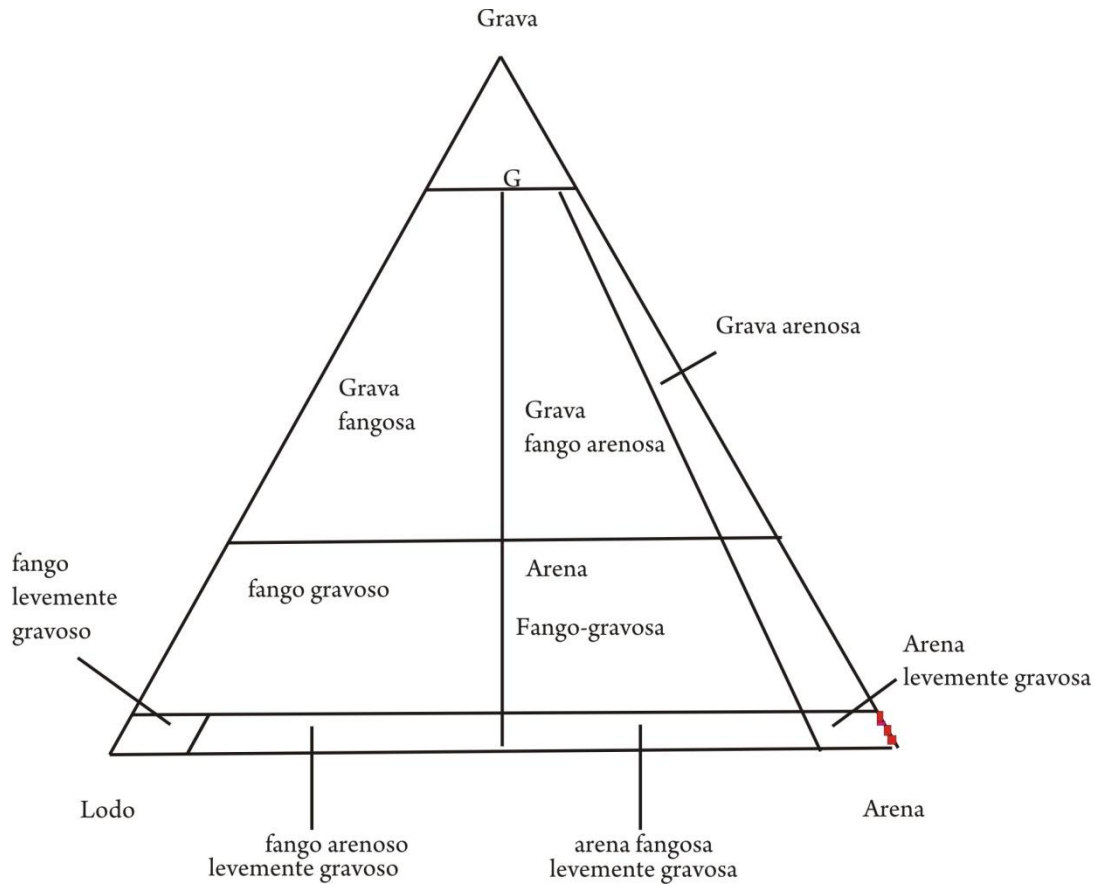
**Figura 7.10** Diagrama de Pierson & Scott (1999), para las muestras del sector la Paila - Sevilla.

#### 7.4 Petrografía y origen de los depósitos volcanoclásticos

Con la elaboración del análisis petrográfico en las secciones delgadas, en microscopio de luz polarizada, se identificaron fragmentos de cristales, fragmentos líticos y vidrio (matriz) en las rocas volcanoclásticas con el fin de establecer los procesos genéticos y el ambiente de depositación.

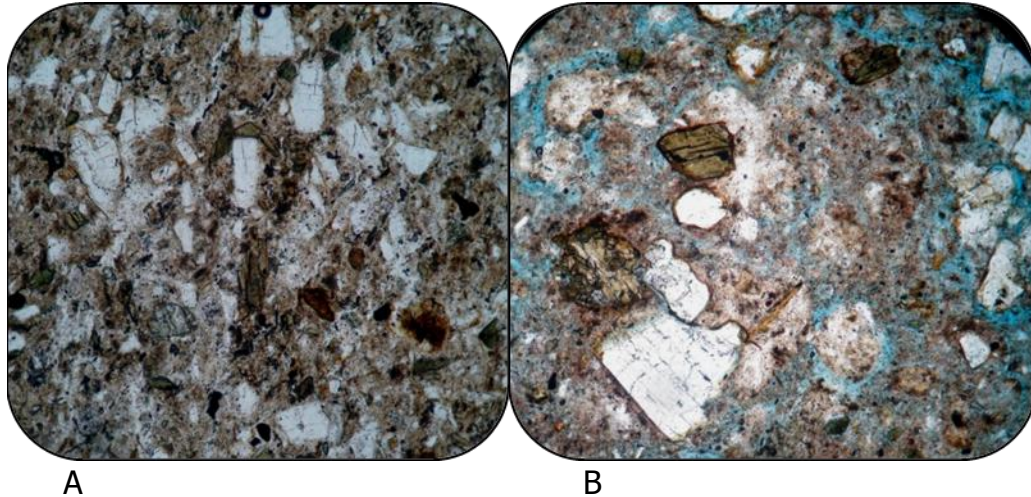
El porcentaje modal se determinó sobre el conteo entre 300 - 400 puntos de acuerdo con la granulometría de la roca, las muestras se clasificaron utilizando el triángulo de composición fragmentos de cristales-fragmentos de líticos-vidrio (C-L-V), según Smithd (1981).

La sucesión estudiada de la sección estratigráfica Buga -La Habana es un conjunto de tobas de color café claro a marrón de tamaño de grano arena muy fina con cristales con porcentajes bajos < 10% de cuarzo y anfíboles; estos niveles de tobas aparecen suprayaciendo los niveles de litoarenitas submaduras. Se analizaron 4 secciones delgadas.



**Figura 7.11** Diagramas triangulares granulométricas de grava- lodo-arena (GLA). Folk (1954)

Composición Principal: Las tobas de la sección Buga- La Habana se componen de cristales de cuarzo con porcentajes que oscilan entre 0,0 y 25% con un promedio de 12,25%; feldespatos que oscila entre 5 y 30% con un promedio de 15,75%; hornblenda que oscila entre de 6 y 20% con un promedio de 10 % y biotitas que oscila entre 0,0 8% con un promedio de 4% y un promedio de clorita 3%. El vidrio con un porcentaje entre 40 y 75% con un promedio de 60% (Figura 7.12). La composición mineralógica de estas rocas se estableció por medio de la composición de los fragmentos de cristales siguiendo los criterios de Streckeisen (1979) y Teruggi (1980); la clasificación corresponde a tobas dacíticas.



**Figura 7.12** Secciones delgadas en nicols paralelos de las tobas de la sección Buga - La Habana- A. Muestra G004-M12 Toba de cristales –vitrea; B. G019-M75.3 Toba vitrea con cristales

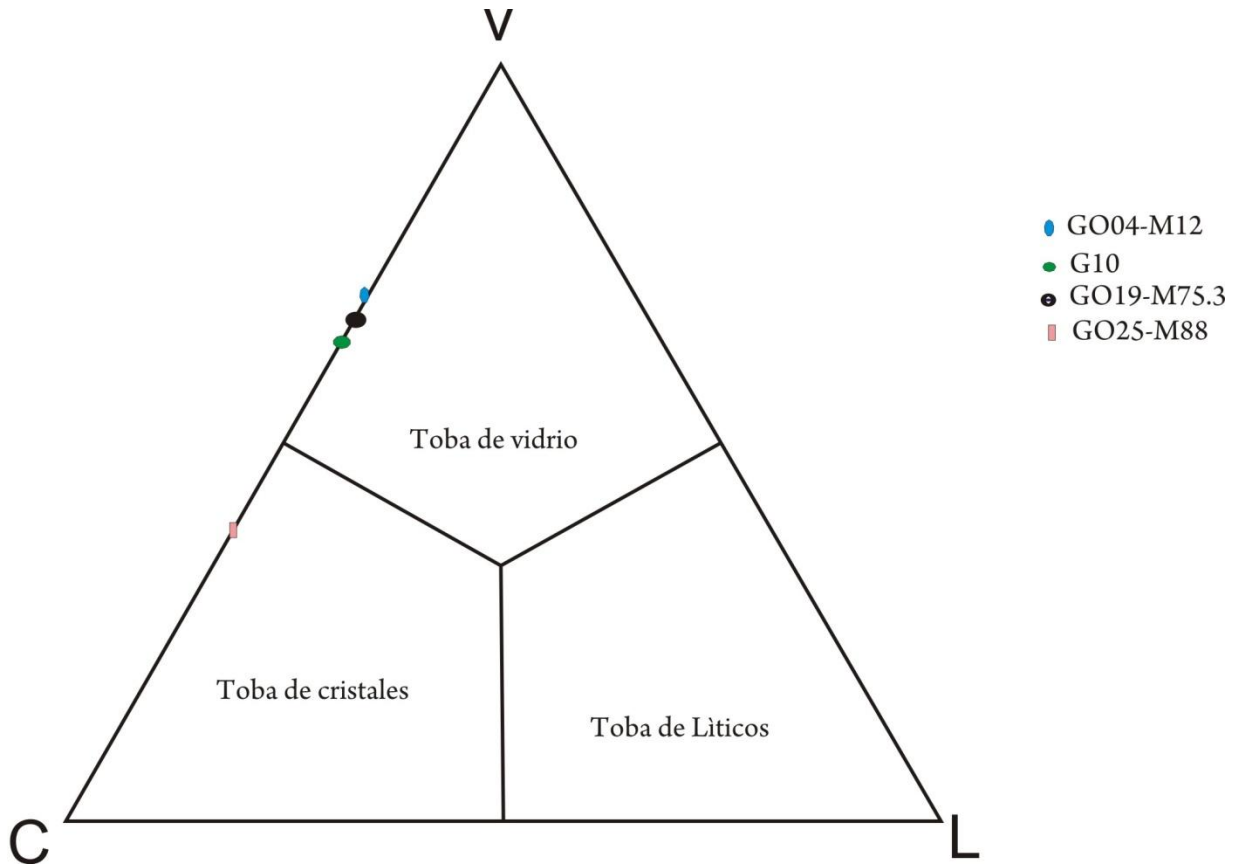
Clasificación de la Tobas: Al graficar las tobas en función de sus componentes, en el triángulo C-L-V (Schmidt, 1981), se obtienen tobas vítreas-cristalinas y tobas cristalinas con vidrio (Figura 7.13)

Mayores constituyentes: El vidrio constituye la matriz de estas rocas con colores marrones claros a oscuros, el vidrio se presenta parcialmente alterado a minerales arcillosos. Los feldespatos corresponden a cristales de plagioclasa con maclas de albita, Carlsbad y periclina con formas principalmente euhedrales a subhedrales, parcialmente alterados a sericita; los cristales de hornblenda con formas tabulares euhedrales a subhedrales; las micas (clorita – biotita).

#### 7.4.1. Sección Andalucía-Galicia

La sucesión estudiada de la sección estratigráfica de Andalucía-Galicia corresponde a unos pocos niveles de tobas de color café claro a marrón de tamaño de grano arena muy fina con cristales visibles de cuarzo y anfíboles en porcentajes entre 5 y 10%, estos niveles de tobas aparecen infrayacidos por los niveles de arenitas y suprayacidos por niveles de conglomerados. No se realizaron secciones delgadas.





**Figura 7.13** Triángulo de componentes de fragmentos de cristales-fragmentos de líticos-vidrio CVL (Schmidt, 1981) de la sección Buga -La Habana.

La sucesión estudiada de la sección estratigráfica La Uribe-Sevilla es un conjunto de niveles de tobas con espesores variables de decímetros a un metro, de color gris claro a habano claro, de diferentes tamaños de grano desde arena muy fina a gruesa con capas esporádicas de lapilli de 2 a 3 cm de espesor. En estos niveles se alcanzan a observar cristales de biotita con porcentajes entre 5 y 15%; feldespatos con promedios de 10% y anfíboles de 5%. Los niveles de tobas aparecen interestratificados con los niveles de arenitas. Se seleccionaron 8 secciones delgadas para analizar.

#### 7.4.2. Sección La Uribe –Sevilla

Composición Principal: Las tobas de la sección La Uribe-Sevilla se componen de cristales de cuarzo con porcentajes que oscilan entre 5 y 30% con un promedio de 11,62%; feldespatos que oscila entre 10 y 20% con un promedio de 14,3%; hornblenda que

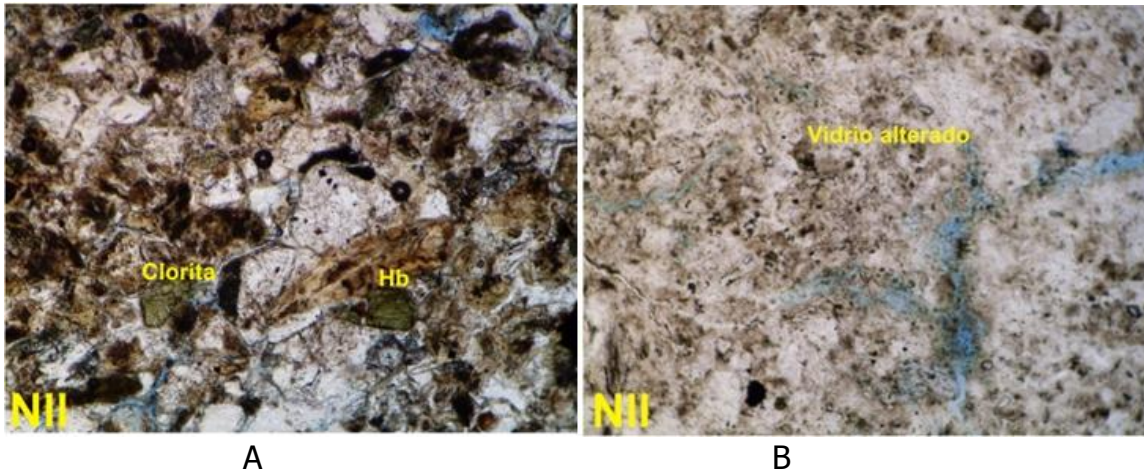
oscila entre 7 y 25% con un promedio de 12,87 %; biotita que oscila entre 3 y 5% con un promedio de 4%; también se presentan cristales de epidota con promedios de 3% y un porcentaje de líticos entre 0,0 y 10% con un promedio de 2%; estos líticos corresponden a poméz de colores crema –habano y con tamaños máximos de diámetro de 2 cm. (figura 7.14). La composición mineralógica corresponde a dacitas.

Clasificación de la Tobas: Al graficar las tobas en función de sus componentes, en el triángulo C-L-V (Schmidt, 1981), se obtienen tobas vítreas-cristalinas y tobas cristalinas con vidrio (Figura 7.15)

Mayores constituyentes: El vidrio constituye la matriz de estas rocas con colores marrones claros a oscuros, el vidrio se presenta parcialmente alterado a minerales arcillosos. Los feldspatos corresponden a cristales de plagioclasa con maclas de albita, Carlsbad y periclina con formas principalmente euhedrales a subhedrales, parcialmente alterados a sericita; los cristales de hornblenda con formas tabulares euhedrales a subhedrales; las micas (clorita – biotita), con cristales de epidota con hábitos granulares.

#### 7.4.3. Sección Uribe cerca al Peaje

La sucesión estudiada de la sección estratigráfica sector Uribe cerca al Peaje, corresponde a niveles de tobas con espesores variables desde decimétricos hasta 10 metros, de colores blanquecinos-habanos, de diferentes tamaños, desde tamaño arena fina hasta tamaño arena gruesa, con niveles interestratificados de lapilli con espesores menores a 3cm. La base de esta secuencia se encuentra cubierta por vegetación. Se seleccionó una muestra para análisis. Se seleccionaron dos muestras para realizar secciones delgadas de este sector.

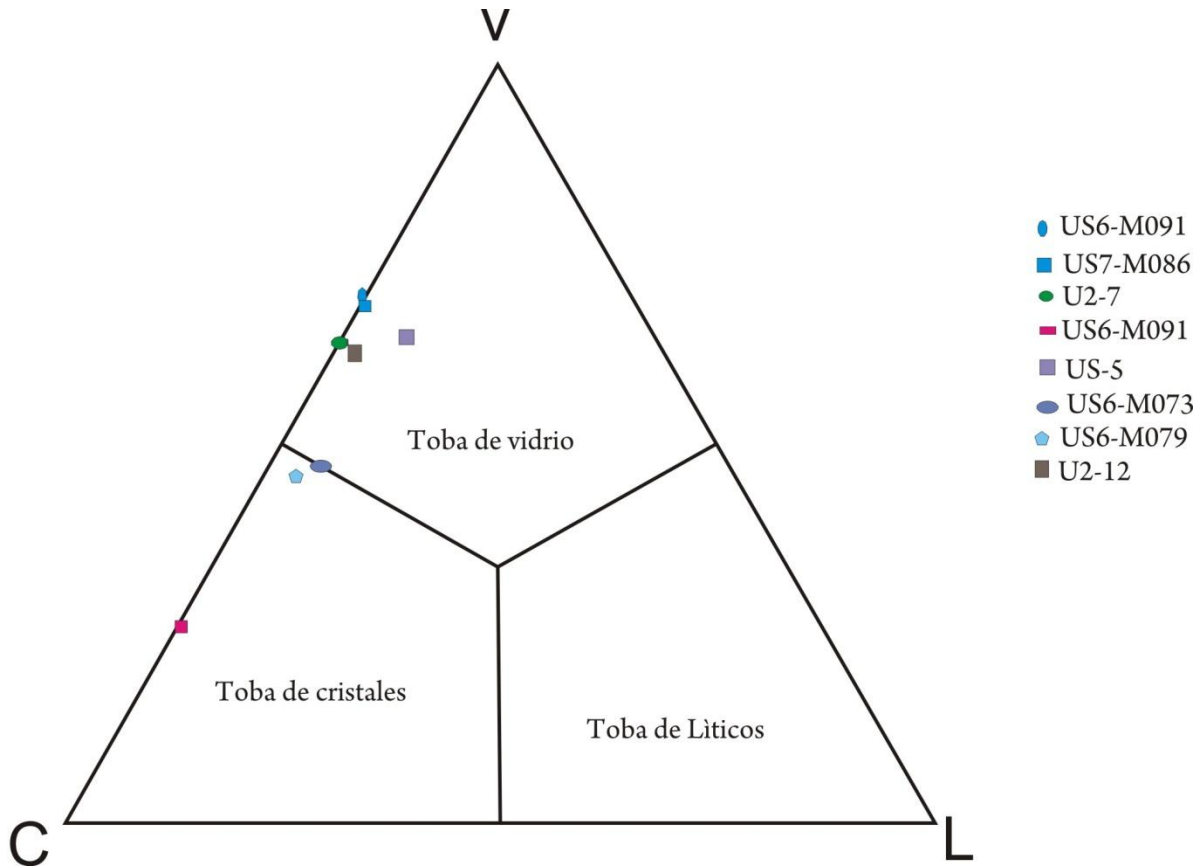


**Figura 7.14** Secciones delgadas en nicols paralelos de las tobas de la sección la Uribe-Sevilla A. Muestra US6 M079 Toba de cristales –vitrea; B. US6 M073 Toba vitrea con cristales.

Composición Principal: Las tobas del sector Uribe cerca del Peaje se componen de cristales de cuarzo con porcentajes que oscilan entre 10 y 15% con un promedio de 12,5%; feldspatos que oscila entre 23 y 24% con un promedio de 23,5%; hornblenda que oscila entre 10 y 12% con un promedio de 11 % ;biotita que oscila entre 8 y 11% con un promedio de 9,5%; también se presentan cristales de epidota con promedios de 3% y líticos 0-10% corresponden a poméz subredondeadas con masa fundamental vitrofidica de color marrón. La matriz está constituida por vidrio que oscila entre 10 y 15%, incolora a color marrón claro levemente alterado a minerales de arcillas (Figura 7.16). La composición mineralógica corresponde a dacitas.

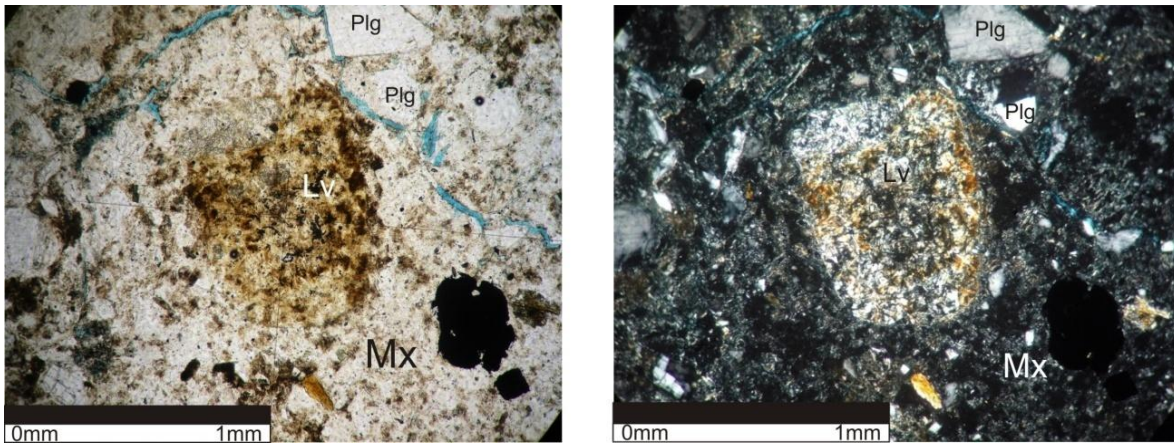
Clasificación de la Tobas: Al graficar las tobas en función de sus componentes, en el triángulo C-L-V (Schmidt, 1981), se obtienen toba vítrea-cristalina y toba de cristales (Figura 7.17).

#### 7.4.4 Sección La Paila-Sevilla



**Figura 7.15** Triángulo de componentes de fragmentos de cristales-fragmentos de líticos-vidrio CVL (Schmidt, 1981) de la sección La Uribe –Sevilla.

La sucesión estudiada de la sección estratigráfica La Paila-Sevilla presenta pocos afloramientos expuestos; algunos de estos corresponden a pequeñas exposiciones en los terrenos de la Hacienda La Bamba y en la carretera principal que de La Paila conduce a Sevilla. Por esta carretera en el sector denominado La Cantera se seleccionaron varias muestras de tobas para realizar análisis de datación, pero dado que el tamaño del grano es muy fino y los cristales de biotitas y/o hornblenda se presentan generalmente alterados, no fue posible obtener suficiente material para datar; por lo tanto solo fue posible datar anfíbol en una pómez en este sitio. Se seleccionaron 13 muestras para análisis petrográfico.



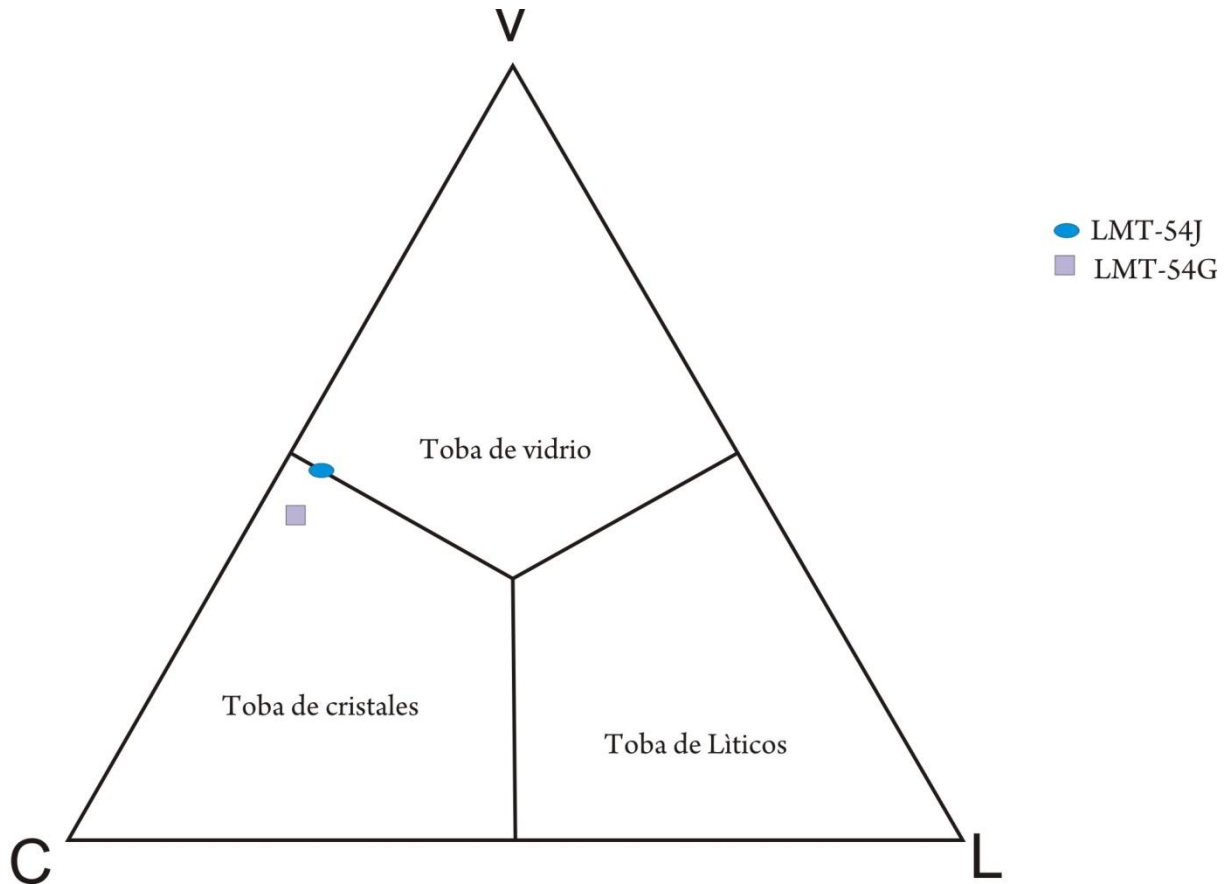
**Figura 7.16** sección delgada con nicols paralelos y cruzados de muestra LMT-054G de una toba de cristales.

Composición Principal: Las tobas de la sección estratigráfica La Paila-Sevilla se componen de cristales de cuarzo con porcentajes que oscilan entre 7 y 15% con un promedio de 5,3%; feldespatos que oscila entre 11 y 30% con un promedio de 18,15%; piroxeno que oscila entre 6 y 15% con un promedio de 2,76 %; hornblenda que oscila entre 7 y 25% con un promedio de 16,23 %; biotita que oscila entre 3 y 11% con un promedio de 4,38%; también se presentan cristales de epidota con promedios de 3% y líticos 0-20% corresponden a poméz redondeadas a subredondeadas con masa fundamental vitrofidica de color café claro. La matriz está constituida por vidrio incoloro a color marrón claro levemente alterado a minerales de arcillas que oscila entre 22 y 64% con un promedio de 45% (Figura 7.18). La composición mineralógica corresponde a dacitas.

Clasificación de la Tobas: Al graficar la toba en función de sus componentes, en el triángulo C-L-V (Schmidt, 1981), se obtienen tobas de cristales y tobas de vidrio (Figura 7.19).

Mayores constituyentes: Los cristales de plagioclasa presentan maclas de albita, Carlsbad y periclina; algunos de ellos con zonamiento normal y oscilatorio, los cristales se encuentran fracturados con formas principalmente subhedrales. El cuarzo con formas anhedrales y la hornblenda en cristales tabulares, fracturados. La pómez presenta texturas porfíricas con fenocristales de hornblenda y masa fundamental vitrofidica con tamaños de diámetro máximo de 2 cm.

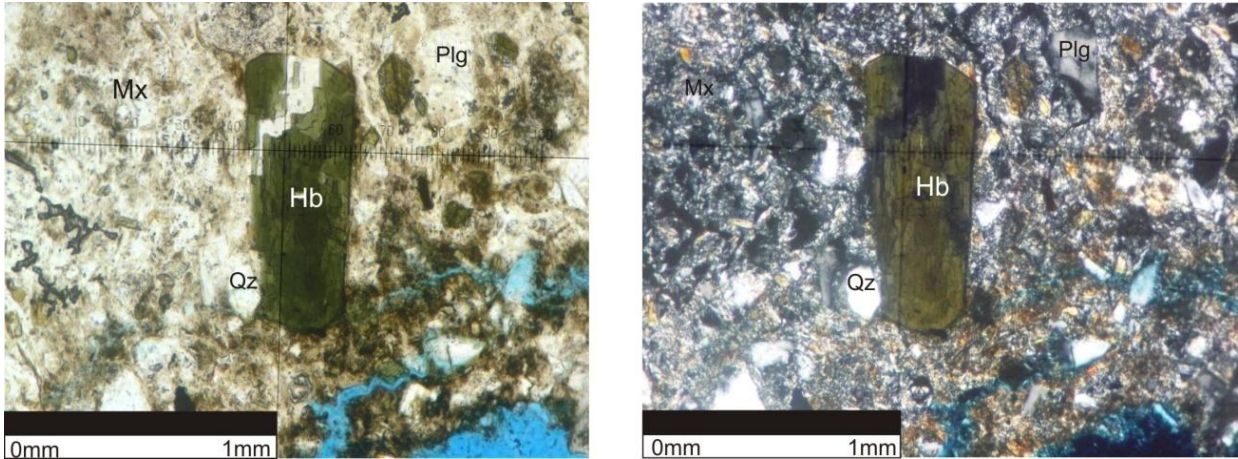




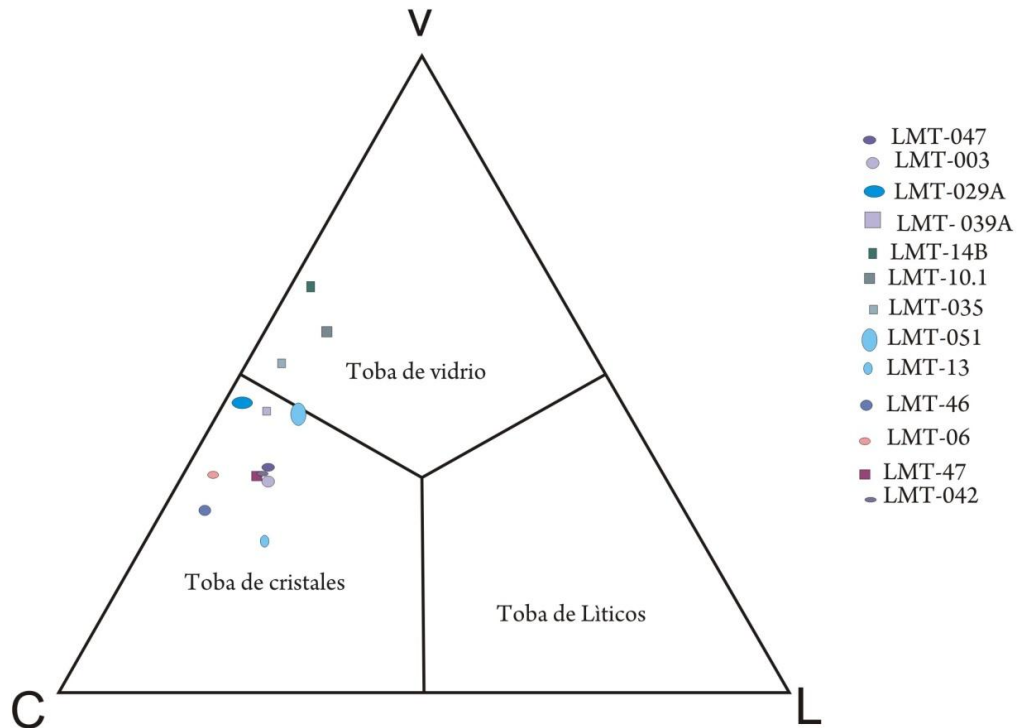
**Figura 7.17** Triángulo de componentes de fragmentos de cristales-fragmentos de líticos-vidrio CVL (Schmidt, 1981) de la sección Uribe cerca al peaje.

### 7.5 Niveles de tobas

Corresponde a un nombre informal dado por el grupo de trabajo de La Universidad de Caldas, para diferenciar los paquetes centimétricos de capas tabulares de tobas macizas -homogéneas (Tm) y paquetes métricos de capas tabulares de tobas con gradación normal a macizas (Tng) de colores crema –habanos y café respectivamente. Estos niveles pueden intercalarse con paquetes de litoarenitas.



**Figura 7.18** sección delgada LMT-029A con nicols paralelos y cruzados de una toba de cristales y vidrio de la sección estratigráfica La Paila-Sevilla.



**Figura 7.19** Triángulo de componentes de fragmentos de cristales-fragmentos de líticos-vidrio CVL (Schmidt, 1981) de la sección La Paila - Sevilla.

**Tabla 7.1** División informal del miembro de tobas de la Formación La Paila, con referencia de las litofacies comprendidas

Sección	Composición	Litofacies comprendida
La Paila-Sevilla	dacíticas	Tm
Uribe-Sevilla	dacíticas	Tm Tng
Uribe cerca al Peaje.	dacíticas	Tm Tng
Andalucia-Galicia	dacíticas	Tm
La abana- Guadalajara	dacíticas	Tm

**Tabla 7.2** Descripción e interpretación de las litofacies piroclásticas de la Formación La Paila

Litofacies	Litología y Estructura interna	Contactos	Geometría	Proceso originario
Tm	Tobas vítreas macizas	Plano neto	tabular	Flujos piroclásticos
Tm –Tgn	Tobas cristalolíticas, vítreas dispuestas en bancos y algunas con porción maciza	Plano neto	tabular	Flujos piroclásticos altamente fluidos, con frentes muy turbulentas

Las Tablas 7.1 y 7.2 muestran las cinco secciones estratigráficas donde fueron estudiado los depósitos volcanoclásticos.

### 7.5.1 Asociación de facies

Se reconocieron dos asociaciones de facies, una asociación de tobas macizas y otra de tobas macizas con gradación normal, que muestran una distribución areal distintiva.

La asociación de tobas macizas es la más extendida y aflora principalmente en las secciones La Paila-Sevilla, Andalucía-Galicia y Uribe –Sevilla.

Los depósitos de la asociación de tobas macizas con gradación normal son los menos extendidos, y afloran en la sección Sevilla cerca del peaje. Las acumulaciones de ambas asociaciones de facies se interpretan como producto de repetidos colapsos gravitacionales de columnas eruptivas, que originaron numerosos flujos piroclásticos. En este contexto, los depósitos de la asociación de tobas macizas agrupan posiblemente flujos piroclásticos que viajaron y se depositaron en zonas más alejadas del centro de emisión.

En general, los colapsos de las columnas eruptivas habrían ocurrido durante largos periodos de tiempo a juzgar por los pocos depósitos epiclásticos presentes en la zona. En este tipo de depósitos, que suelen formarse a expensas de tasas de erupción elevadas, el transporte del material es laminar (aunque localmente puede ser turbulento) y el emplazamiento es principalmente 'en masa' (Valentine, 1987).

Los datos granulométricos y petrográficos permitieron interpretar, estos depósitos como depósitos de caídas piroclásticas, derivadas de colapsos gravitacionales de columnas eruptivas.

## 7.6 Geoquímica

Se seleccionaron 38 muestras de los depósitos volcanoclásticos, las cuales fueron analizadas con base en su contenido de elementos mayores, menores y traza en los laboratorios comerciales ACMElabs (Acme analytical laboratorios Ltd) Vancouver de Canadá. (Anexo 22)

Se utilizó el método combinado de plasma y espectrometría de masas (ICP-MS). Los resultados de los análisis químicos están expresados de acuerdo al informe de laboratorio, fueron recalculados a 100% libres de agua tal como se recomienda para la realización de los diferentes diagramas.

Una primera característica que condiciona el tratamiento de los datos es el valor de LOI de las muestras analizadas. El mismo oscila entre 3,2 y 17,9 % con un 55 % de las muestras con valores mayores a 4 %. Estos elevados valores de LOI son consecuentes con la presencia de carbonatos secundarios en algunas de las muestras obtenidas. Este proceso puede ser responsable de una modificación sustancial en los contenidos de

algunos elementos mayores, por lo tanto se ha optado por clasificar las muestras y utilizar el diagrama de Winchester y Floyd (1977).

#### 7.6.1 Sección estratigráfica Buga –La Habana

La clasificación química de las rocas de la sección estratigráfica Buga -La habana según el diagrama de Winchester y Floyd (1987), ubica las rocas en los campos de basaltos subalcalinos y andesitas de las series Tholeíticas-transicional (Figura 7.20).

#### 7.6.2 Sección estratigráfica Andalucía-Galicia

La clasificación química de las rocas de la sección estratigráfica Andalucía-Galicia según el diagrama de Winchester y Floyd (1987), ubica las rocas en el campo de andesita-traquita de las series toleítica-transicional (Figura 7.21)

#### 7.6.3 Sección Sevilla cerca del Peaje

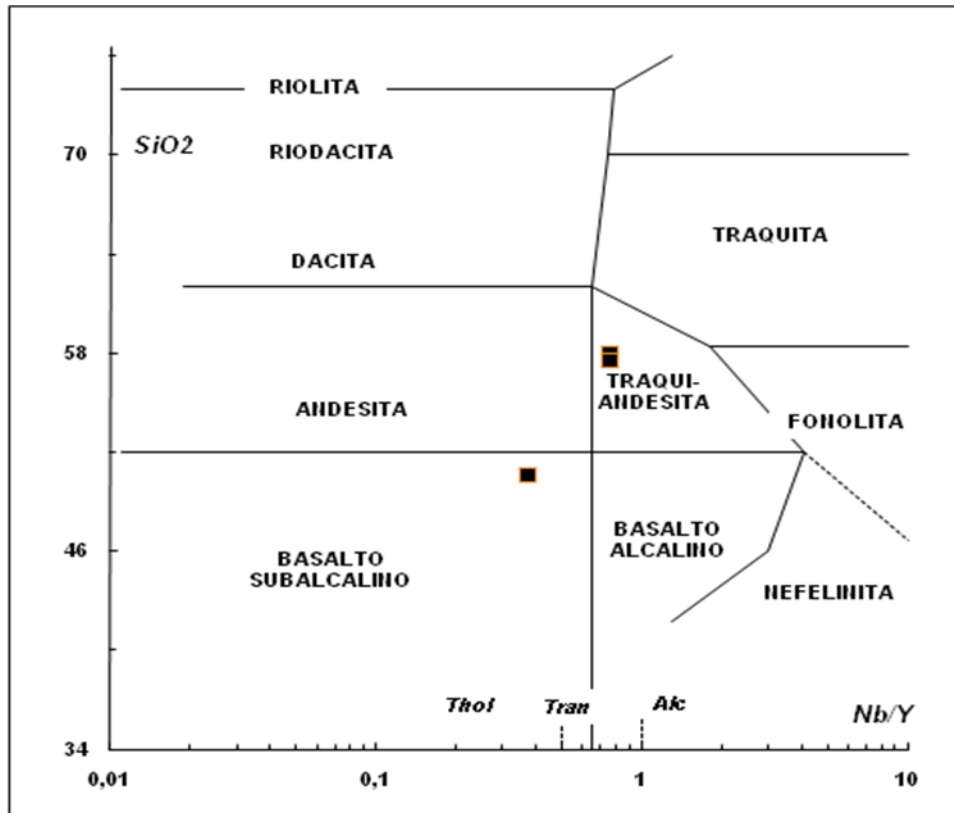
La clasificación química de las rocas de la sección estratigráfica Sevilla-cerca del peaje según el diagrama de Winchester y Floyd (1987), ubica las rocas en los campos de andesitas-traquita/andesitas y traquita de las series toleítica-transicional (Figura 7.22).

#### 7.6.4 Sección estratigráfica La Paila - Sevilla

La clasificación química de las rocas de la sección estratigráfica Sevilla-cerca del peaje según el diagrama de Winchester y Floyd (1987), ubica las rocas en los campos de basaltos, basalto alcalino, andesitas-traquita/andesitas y traquita de las series transicional- alcalina (Figura 7.23)

También se utilizaron los diagramas discriminadores de ambiente tectónico de Wood (1980). Campo A: Basaltos MORB tipo B. Campo B: Basaltos Toleíticos intraplaca. Campo C: Basaltos Alcalinos Intraplaca. Campo D: Basaltos de Arco Volcánico.; el campo D se subdivide en un área de dominio de tholeitas de arco de islas (toleitas de arco primitivo) y un área de dominio de basaltos calcoalcalinos, siendo el límite entre ambos campos la razón  $Hf/Th=3$  ( $Hf/Th>3$  para toleitas y  $Hf/Th<3$  para calcoalcalinos).

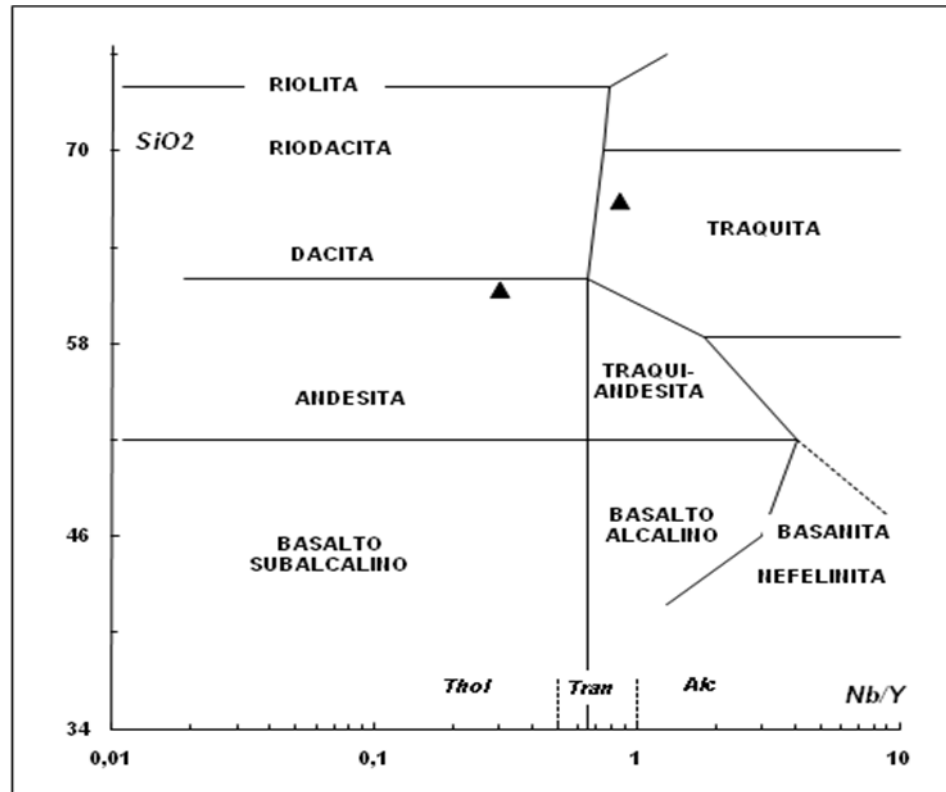




**Figura 7.20** Diagrama  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Nb/Y}$  de Winchester y Floyd (1987) para las muestras analizadas de la sección estratigráfica Buga -La Habana. A este diagrama se le han incorporado las líneas para separar los campos Tholeítico(Thol), transicional (Tran) y alcalino(Alc).

Los análisis de tres muestras de roca de la sección estratigráfica Buga - La Habana (Figura 7.24) y dos muestras de roca de la sección estratigráfica Andalucía-Galicia (Figura 7.25) las clasifican como basaltos de arco volcánico con afinidad calcoalcalina.

La mayoría de las muestras de roca analizadas de las secciones Uribe cerca al peaje (Figura 7.26) y La Paila-Sevilla (Figura 7.27) se clasifican como basaltos de arco volcánico con afinidad calcoalcalina.

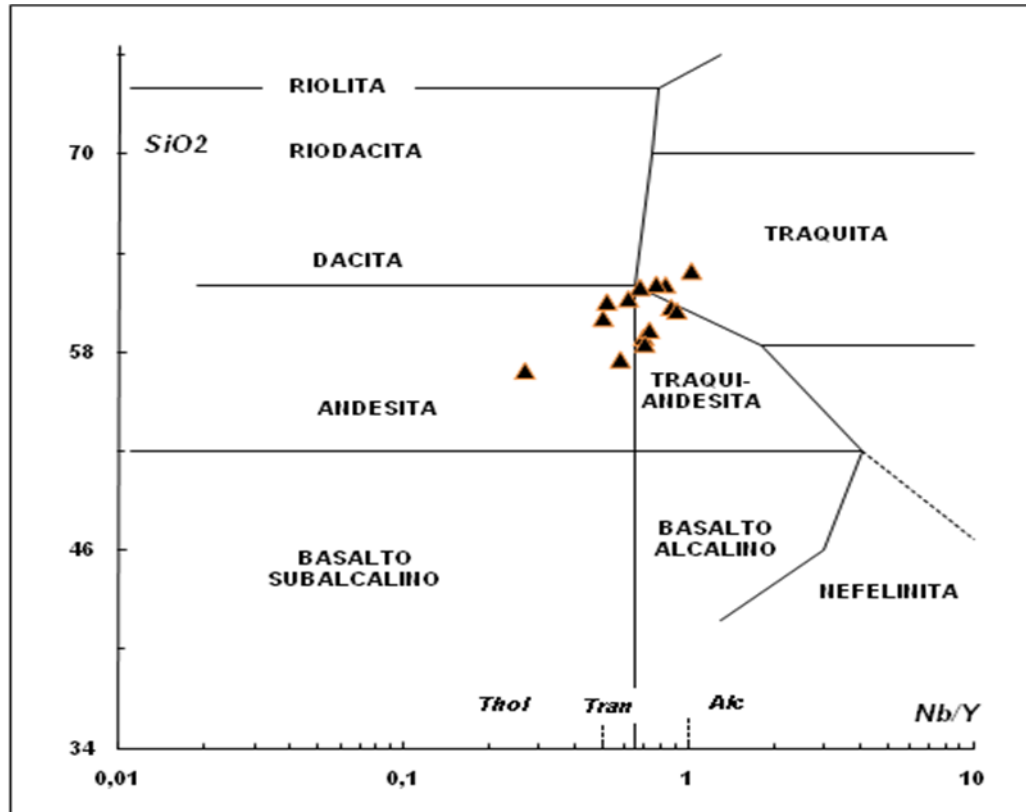


**Figura 7.21** Diagrama SiO<sub>2</sub> versus Nb/Y de Winchester y Floyd (1987) para las muestras analizadas de la sección estratigráfica Andalucía-Galicia. A este diagrama se le han incorporado las líneas para separar los campos Tholeítico(Thol), transicional (Tran) y alcalino(Alc).

Las muestras LMT 039A y LMT 039C de la sección La Paila-Sevilla tienen afinidad de toleitas de arco primitivo y la muestra LMT 017 no entra en ninguna clasificación.

Con el fin de explorar las características geoquímicas y acotar mejor el ambiente tectónico se utilizó el diagrama de La/10 – Y/15 – Nb/8 de Cabanis & Lecolle (1989).

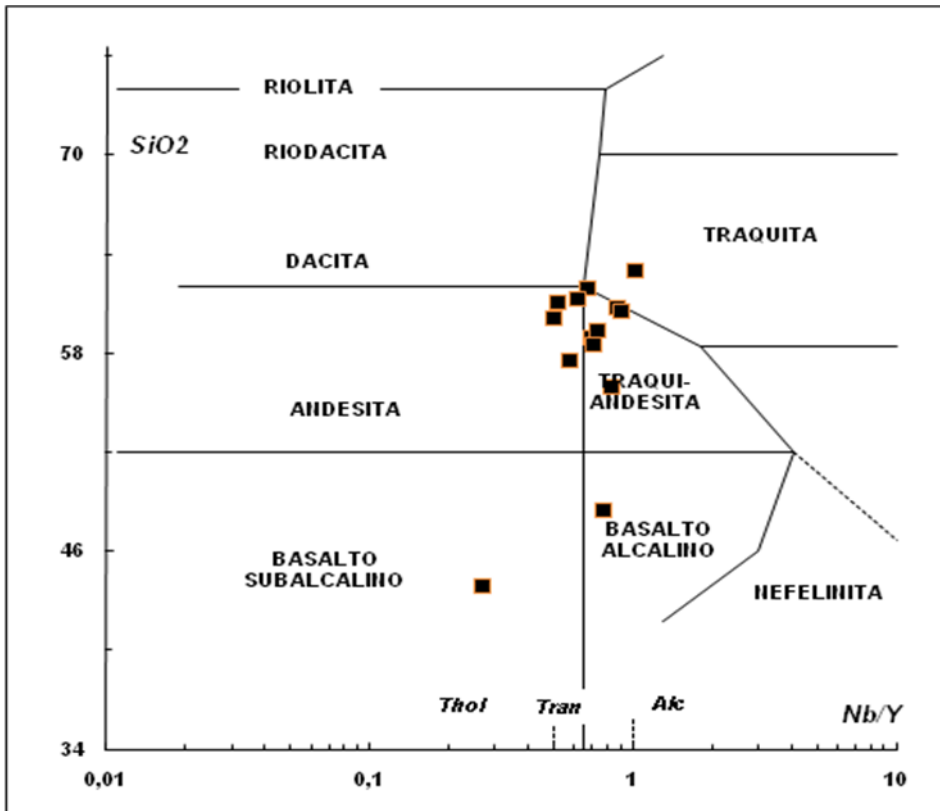
Las muestras LMT031 (Sección Buga-La Habana) y LMT026 (sección Andalucía-Galicia) se encuentran en el dominio orogenico. Las muestras LMT030, LMT034



**Figura 7.22** Diagrama  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Nb/Y}$  de Winchester y Floyd (1987) para las muestras analizadas de la sección estratigráfica Uribe cerca al peaje. A este diagrama se le han incorporado las líneas para separar los campos Tholeítico(Thol), transicional (Tran) y alcalino(Alc).

(Sección Buga-La Habana) y LMT027 (sección Andalucía-Galicia) se encuentran en el dominio intracontinental (Figuras 7.28 y 7.29).

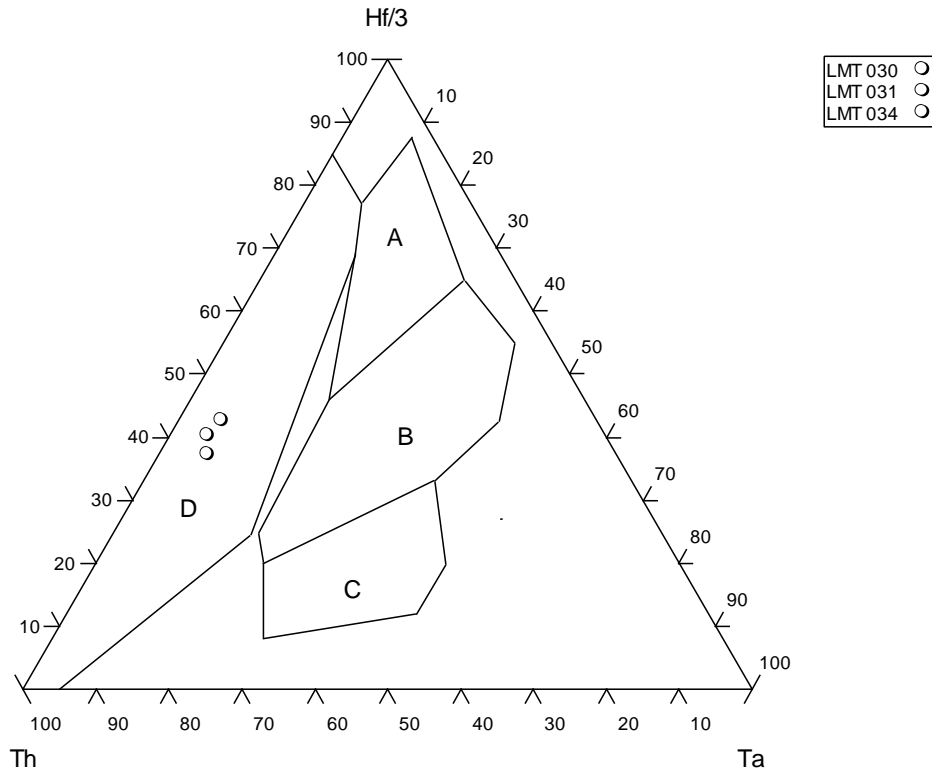
Las muestras de roca analizadas de las secciones Uribe y La Paila-Sevilla se proyectan en el dominio orogénico. (Figura 7.30 y 7.31 respectivamente).



**Figura 7.23** Diagrama SiO<sub>2</sub> versus Nb/Y de Winchester y Floyd (1987) para las muestras analizadas de la sección estratigráfica La Paila-Sevilla. A este diagrama se le han incorporado las líneas para separar los campos Tholeítico(Thol), transicional (Tran) y alcalino(Alc).

### 7.7 Diagramas de Elementos Traza y Tierras Raras (REE).

El diagrama multielementos, normalizados a MORB según Pearce (1983) para las rocas de la sección estratigráfica Buga - La Habana (Figura 7.32), exhibe enriquecimiento de la mayoría de los elementos principalmente incompatibles móviles y empobrecimiento de P. En general presentan un marcado enriquecimiento en elementos LIL (elementos litófilos de radio iónico grande de bajo potencial iónico) con respecto a elementos HFS (elementos de alto potencial

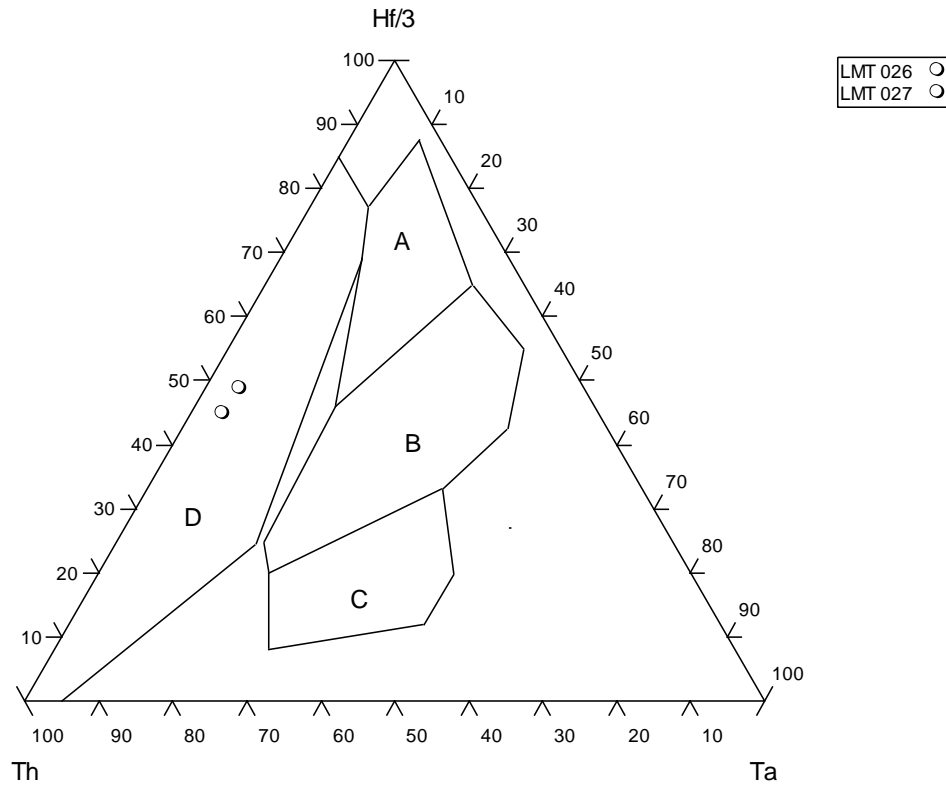


**Figura 7.24** Diagrama de discriminación tectónica de Wood(1980). Las rocas de la sección estratigráfica Buga-La Habana se ubican en el campo D (rocas de arco volcánico). Campo A: Basaltos tipo MORB; B: Basaltos MORB tipo E; C: Basaltos alcalinos intraplaca y D: Rocas de arco volcánico.

iónico); el contenido en los elementos traza describen diseños aserrados en los diagramas tipo araña con anomalías negativas de Ta-Nb, P-Ti y un marcado empobrecimiento en Y y Yb. De modo concomitante se advierte un enriquecimiento en Rb, Ba y Th.

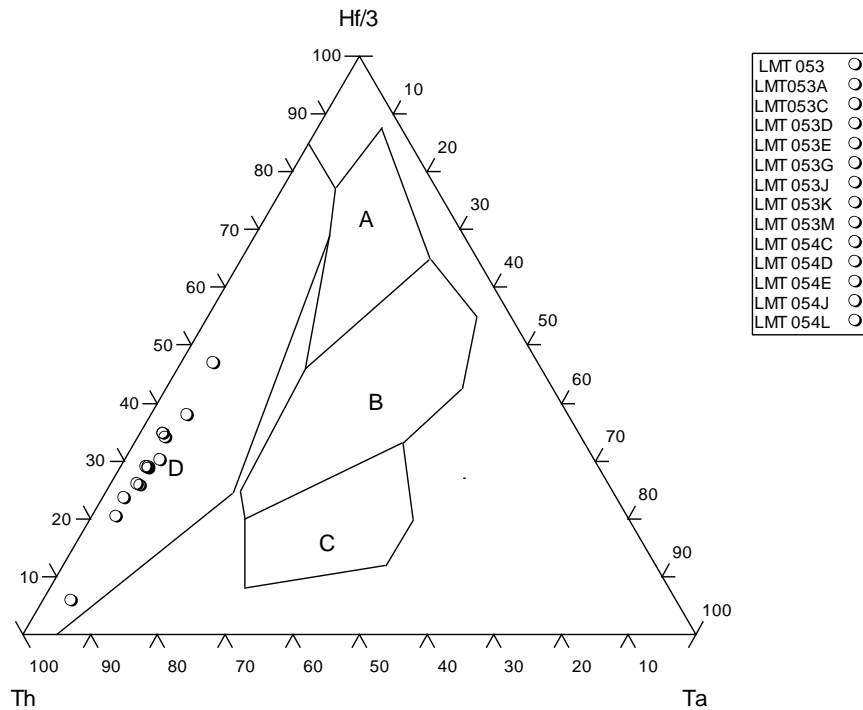
El diagrama multielementos, normalizado a MORB según Pearce (1983) para las rocas de la sección estratigráfica Andalucía-Galicia (Figura 7.33), exhibe





**Figura 7.25** Diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980). Las rocas de la sección estratigráfica Andalucía-Galicia se ubican en el campo D (rocas de arco volcánico). Campo A: Basaltos tipo MORB; B: Basaltos MORB tipo E; C: Basaltos alcalinos intraplaca y D: Rocas de arco volcánico.

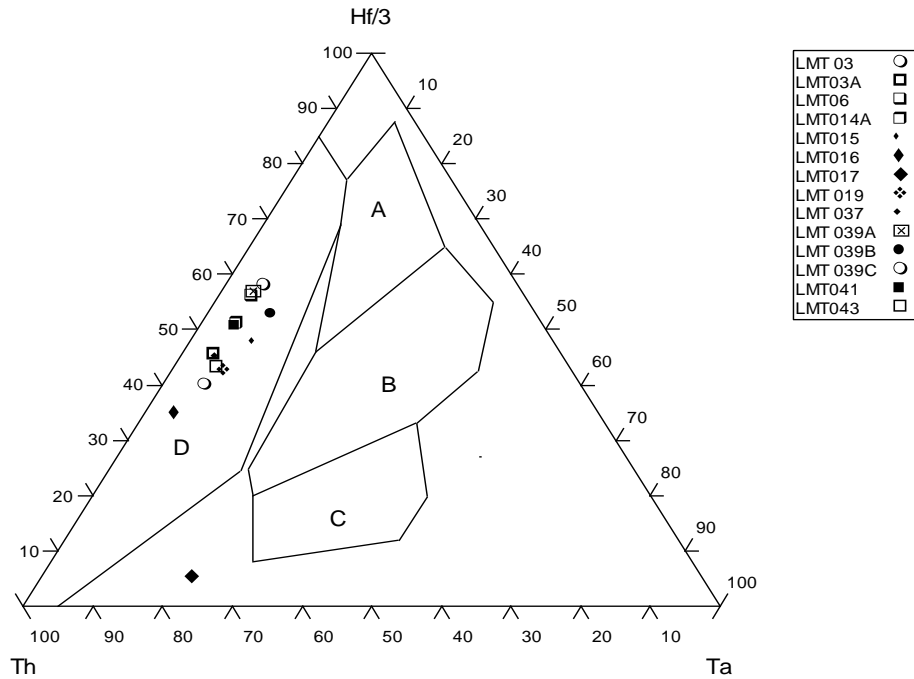
enriquecimiento de la mayoría de los elementos principalmente incompatibles móviles y empobrecimiento de P. El contenido en los elementos traza describe diseños aserrados en los diagramas tipo araña con anomalías negativas de Ta-Nb – P; y un marcado empobrecimiento en Y e Yb. De modo concomitante se advierte un enriquecimiento en Rb, Ba y Th.



**Figura 7.26** Diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980). Las rocas de la sección Uribe se ubican en el campo de D (rocas de arco volcánico). Campo A: Basaltos tipo MORB; B: Basaltos MORB tipo E; C: Basaltos alcalinos intraplaca y D: Rocas de arco volcánico.

El diagrama multielementos, normalizado a MORB según Pearce (1983) para las secciones Uribe (Figura 7.34) y La Paila-Sevilla (Figura 7.35), exhibe enriquecimiento de la mayoría de los elementos principalmente incompatibles móviles y empobrecimiento de P. El contenido en los elementos traza describe diseños aserrados en los diagramas tipo araña con anomalías negativas de Ta-Nb – P y Ti y un enriquecimiento en K, Rb, Ba y Th. Además para la sección Uribe se observa un marcado empobrecimiento en Y e Yb.

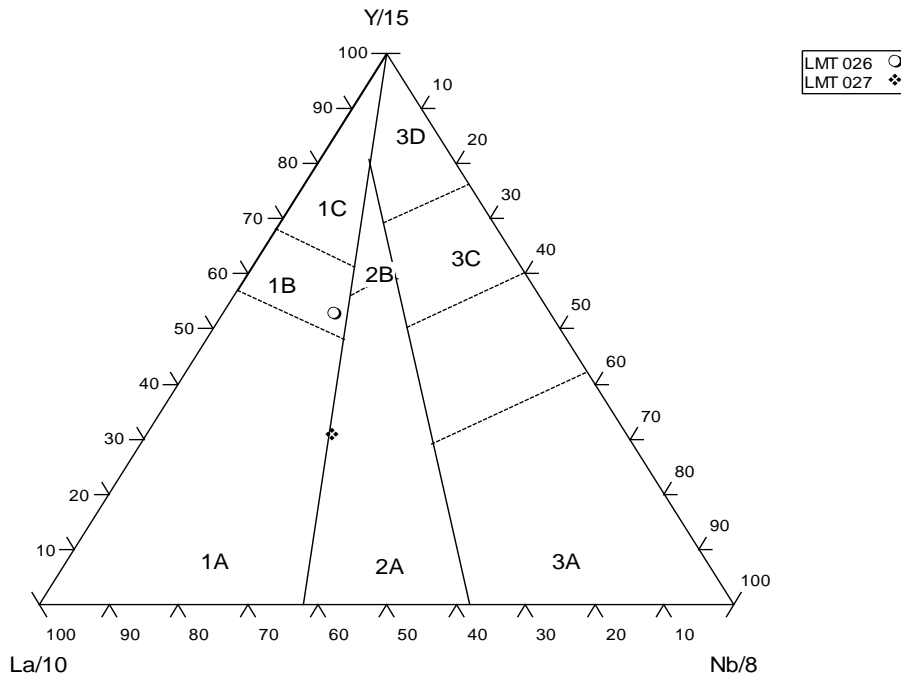
Los anteriores diagramas indican que las tobas de la Formación La Paila tienen una tendencia calcoalcalina y están relacionadas a zonas de subducción y arco



**Figura 7.27** Diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980). Las rocas de la sección La Paila-Sevilla, se ubican en el campo D (rocas de arco volcánico). Campo A: Basaltos tipo MORB; B: Basaltos MORB tipo E; C: Basaltos alcalinos intraplaca y D: Rocas de arco volcánico.

volcánico en donde es clara la tendencia de elementos HFS(Nb, Ta, P y Ti) típicos de magmas de arco volcánico.

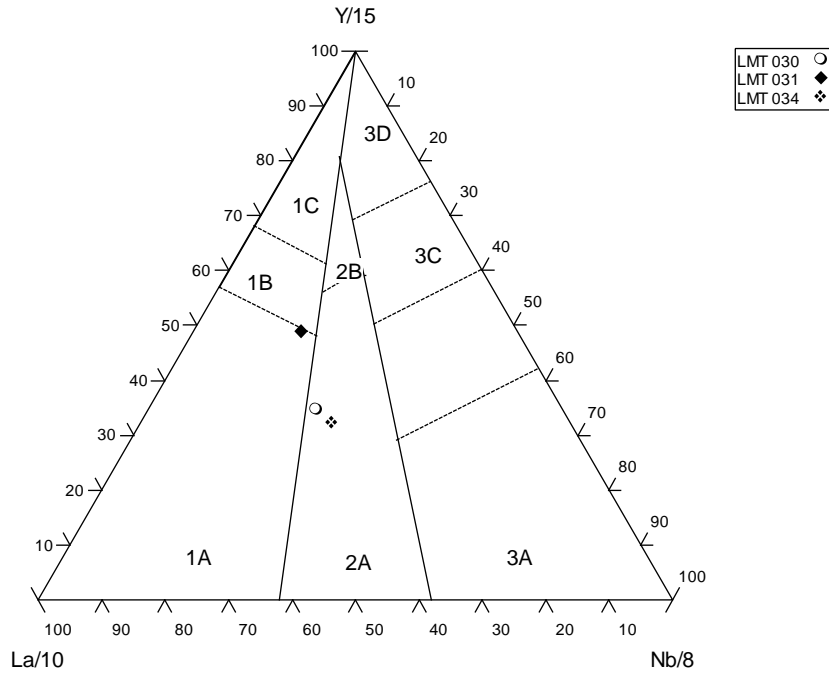
La distribución de elementos de tierras raras normalizados, para las tobas de la sección Buga - La Habana (Figura 7.36) presenta enriquecimiento entre 10 y 40 veces con respecto a condrito según Nakamura (1974); mostrando un diseño de pendientes relativamente empinadas para las tierras raras livianas(LREE) y casi horizontales para las tierras raras pesadas (HREE). Un rasgo notable es la ausencia de anomalías en Eu lo que sugiere la ausencia de fraccionamiento de plagioclasa.



**Figura 7.28** Diagrama de discriminación tectónica de Cabanis y Lecolle (1989). Sección Buga-La Habana. Campo 1: Rocas de dominio orogénico calcoalcalino; 2: Rocas de dominio intra-continental y 3: Rocas de dominio no orogénico.

La distribución de elementos de tierras raras normalizados, para las tobas de la sección Andalucía-Galicia (Figura 7.37) presenta enriquecimiento entre 40 y 60 veces con respecto a condrito según Nakamura (1974); mostrando un diseño de pendientes relativamente empinadas para las tierras raras livianas (LREE) y casi horizontales para las tierras raras pesadas (HREE). Un rasgo notable es la ausencia de anomalías en Eu lo que sugiere la ausencia de fraccionamiento de plagioclasa.

La distribución de elementos de tierras raras normalizados, para las tobas de la sección Uribe (Figura 7.38) presenta enriquecimiento entre 60 y 100 veces con respecto a condrito según Nakamura (1974); mostrando un diseño de pendientes relativamente empinadas para las tierras raras livianas (LREE) y casi horizontales

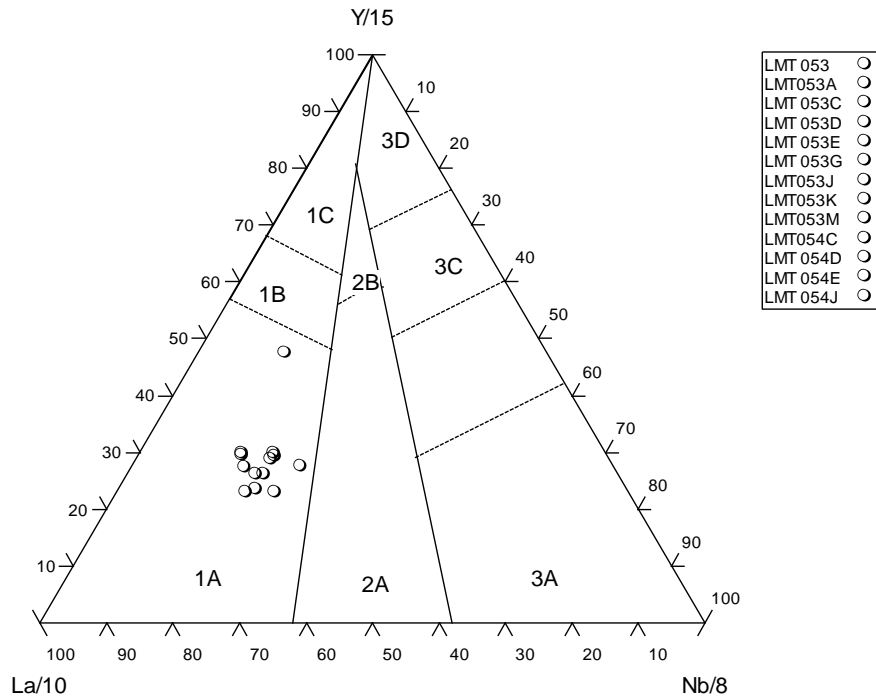


**Figura 7.29** Diagrama de discriminación tectónica de Cabanis y Lecolle (1989). Sección Andalucía-Galicia. Campo 1: Rocas de dominio orogénico calcoalcalino; 2: Rocas de dominio intra-continental y 3: Rocas de dominio no orogénico.

En resumen, de acuerdo a los patrones de tierras raras y multielementos de las muestras analizadas, las tobas de La Formación La Paila se habrían formado a partir de procesos de cristalización fraccionada en un ambiente de arco volcánico continental calcoalcalino relacionado con procesos de subducción en el margen continental activo.

para las tierras raras pesadas (HREE). Un rasgo notable es la ausencia de anomalías en Eu lo que sugiere la ausencia de fraccionamiento de plagioclasa.

La distribución de elementos de tierras raras normalizados, para las tobas de la sección La Paila-Sevilla (Figura 7.39) presenta enriquecimiento entre 30 y 100 veces con respecto a condrito según Nakamura (1974); mostrando un diseño de



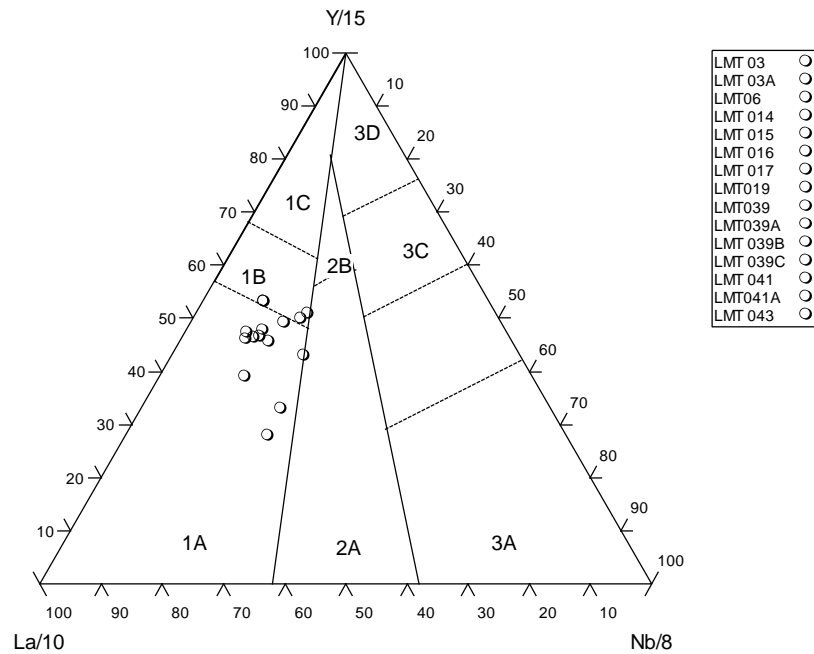
**Figura 7.30** Diagrama de discriminación tectónica de Cabanis y Lecolle (1989). Sección Uribe. Campo 1: Rocas de dominio orogénico calcoalcalino; 2: Rocas de dominio intracontinental y 3: Rocas de dominio no orogénico.

pendientes relativamente empinadas para las tierras raras livianas (LREE) y casi horizontales para las tierras raras pesadas (HREE). Un rasgo notable es la ausencia de anomalías en Eu lo que sugiere la ausencia de fraccionamiento de plagioclasa, a excepción de la muestra LMT 30A.

En general existe un enriquecimiento en elementos incompatibles que indica la influencia de una corteza continental. En general estas rocas presentan mayor abundancia de elementos LIL con respecto a elementos HFS.

Es notoria la tendencia hacia el paralelismo en los patrones de distribución de tierras raras dentro del dominio de tobas de las secciones estudiadas. De acuerdo

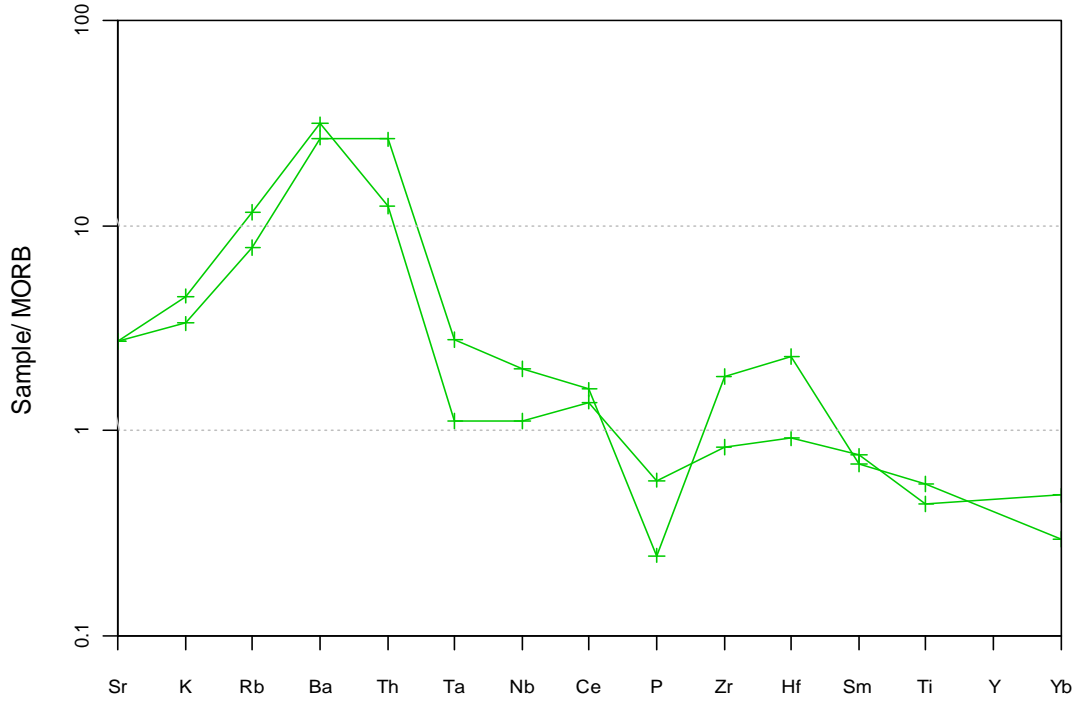




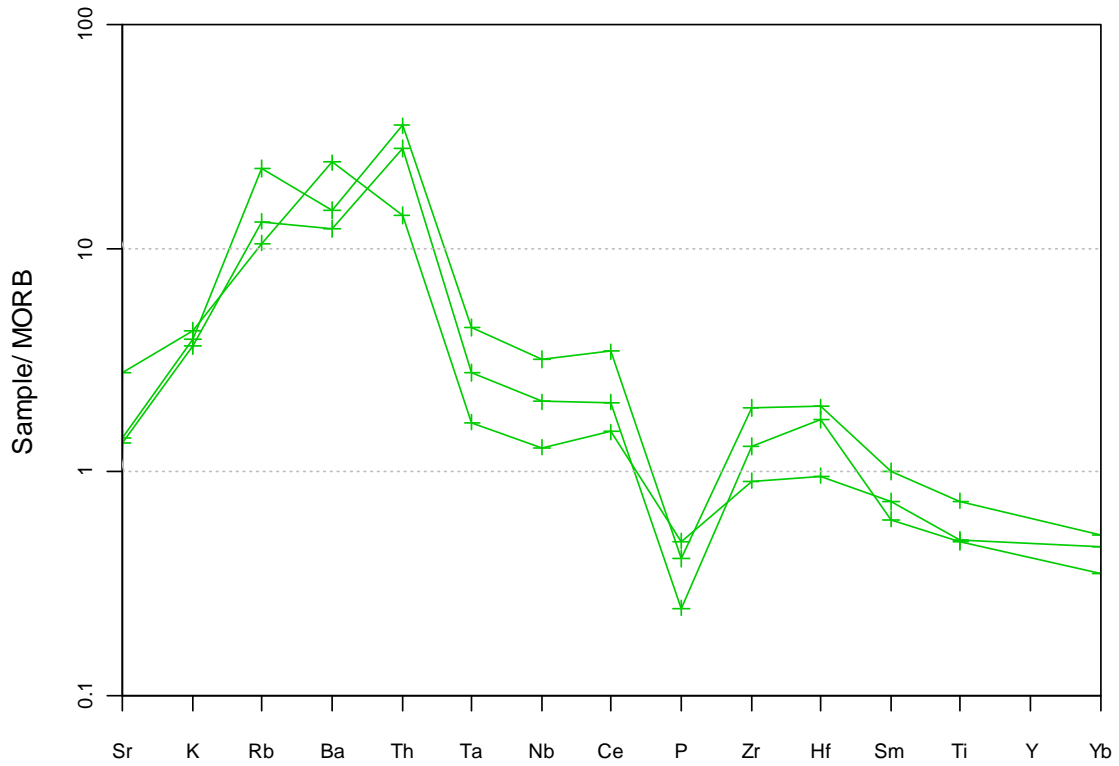
**Figura 7.31** Diagrama de discriminación tectónica de Cabanis y Lecolle (1989). Sección La Paila-Sevilla. Campo 1: Rocas de dominio orogénico calcoalcalino; 2: Rocas de dominio intra-continental y 3: Rocas de dominio no orogénico.

a Ellam (1992), un incremento en el espesor cortical se vería reflejado en el aumento de la relación La/Yb, evidenciado en las tobas de la sección La Paila–Sevilla que presentan valores de La/Yb más altos que en el resto de las secciones.

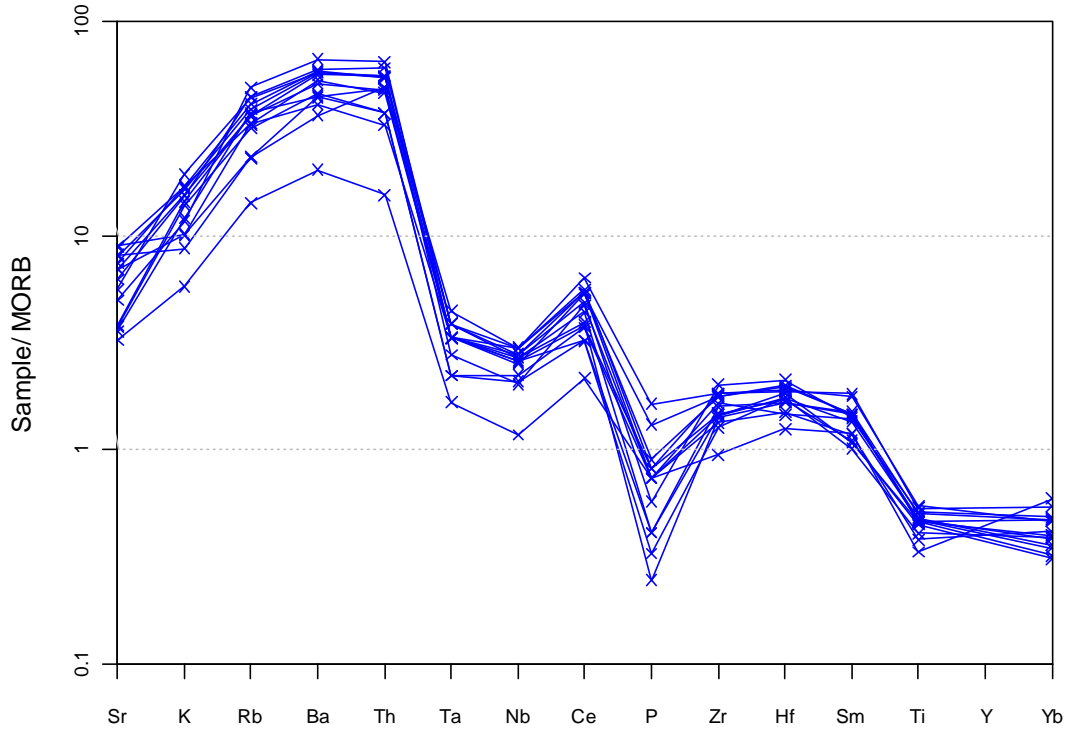
La mayoría de los resultados obtenidos no muestran anomalía de Eu, anomalía que estaría relacionada con la cristalización fraccionada de plagioclasa. Es un rasgo común el fuerte empobrecimiento de Ti y P que estaría relacionado al fraccionamiento de ilmenita, Ti-magnetita y apatito.



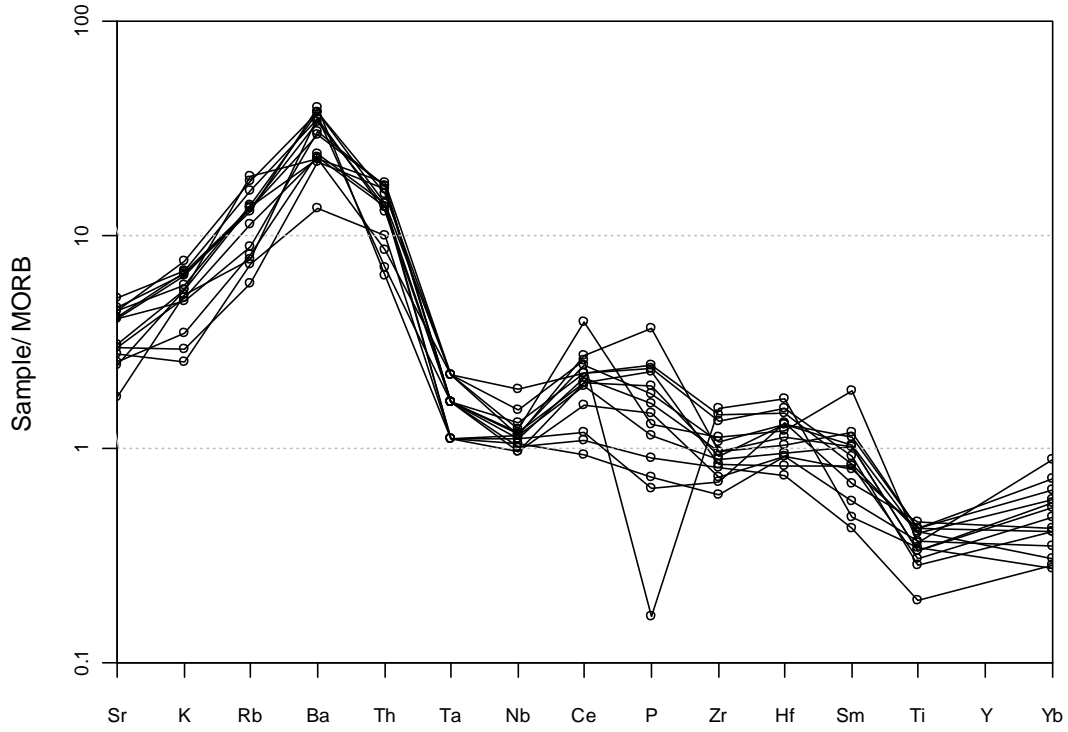
**Figura 7.32** Diagrama de multielementos de las tobas de la sección Buga–La Habana.



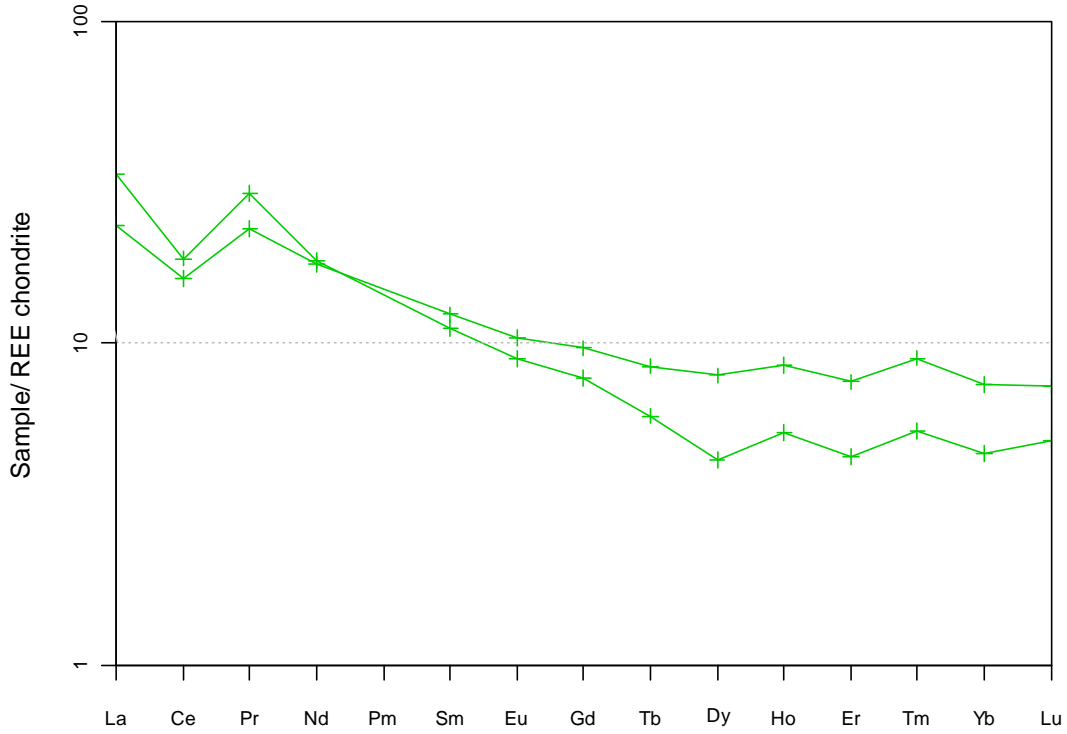
**Figura 7.33** Diagrama de multielementos de las tobas de la sección Andalusia-Galicia.



**Figura 7.34** Diagrama de multielementos de las tobas de la sección Uribe.

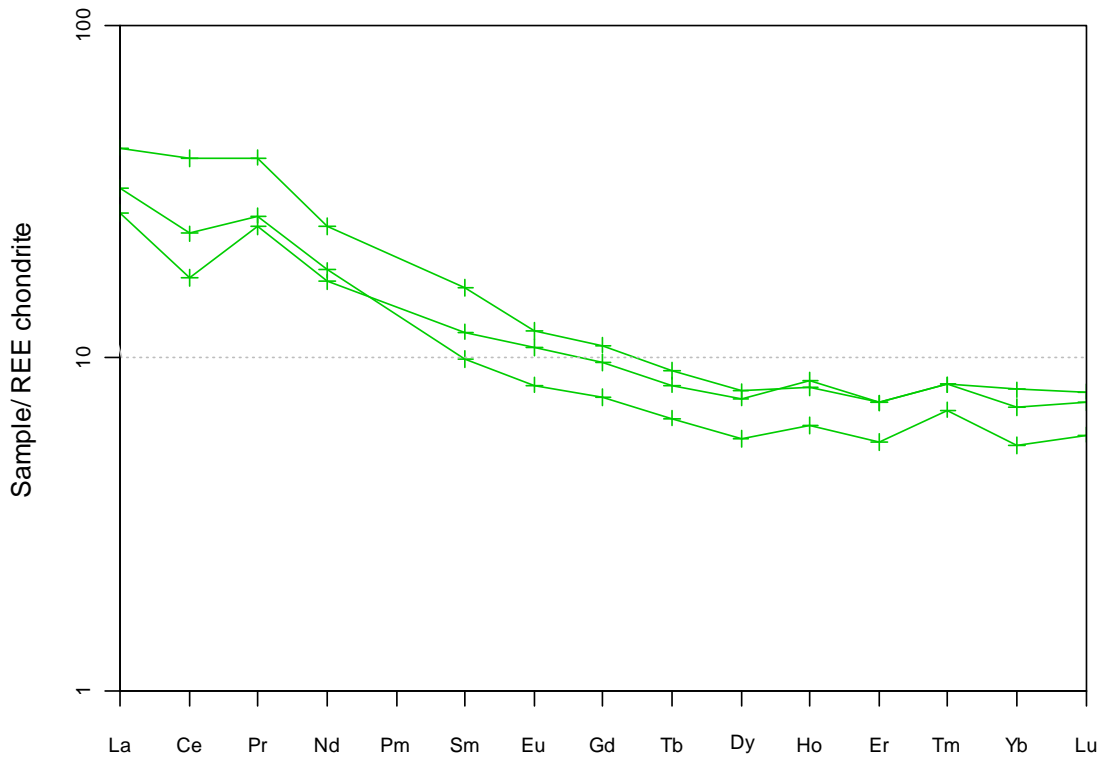


**Figura 7.35** Diagrama de multielementos de las tobas de la sección La Paila-Sevilla.

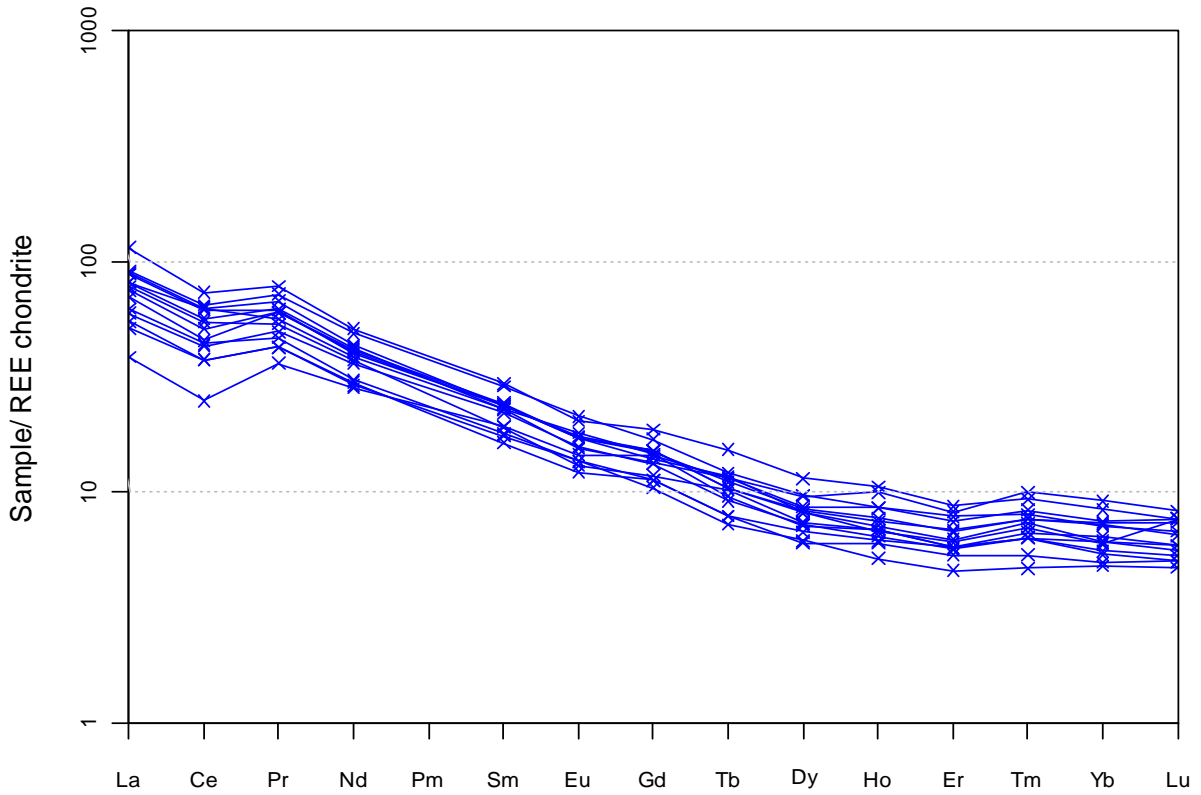


**Figura 7.36** Distribución de elementos de tierras normalizados a condrito de (Nakamura,1973), de la sección Buga-La Habana.

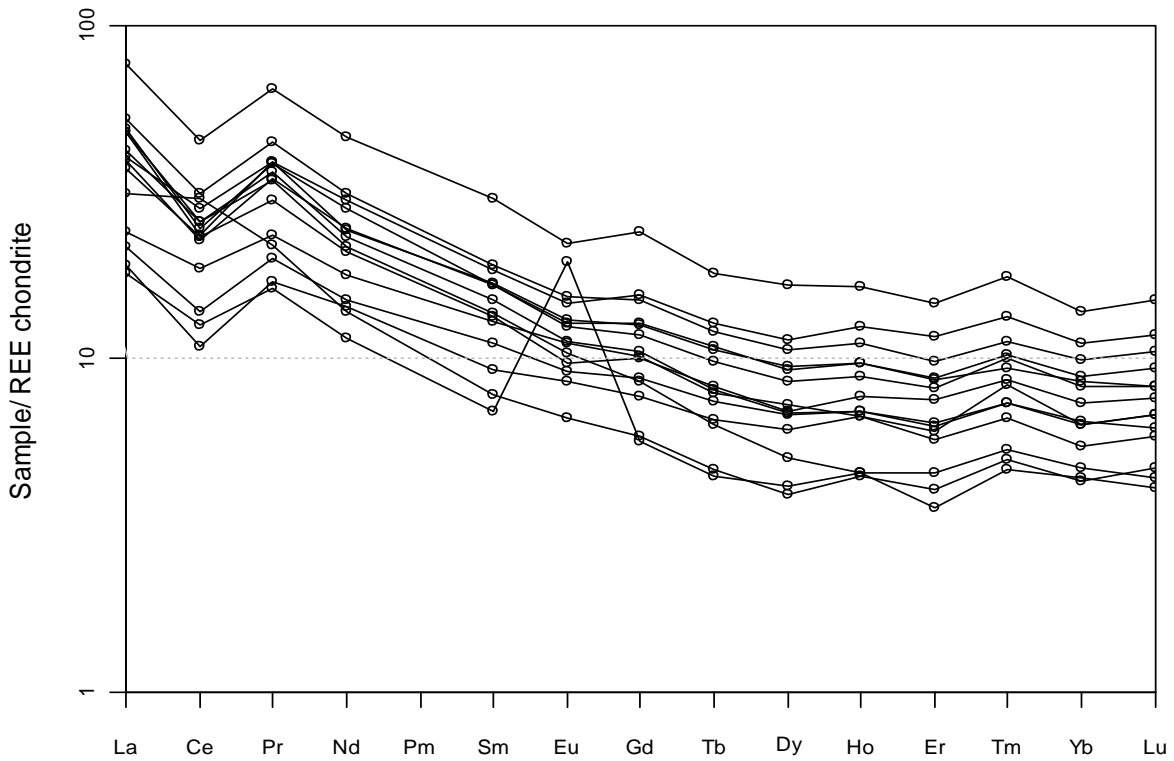




**Figura 7.37** Distribución de elementos de tierras normalizados a condrito de (Nakamura,1973), de la sección Andalucía-Galicia.



**Figura 7.38** Distribución de elementos de tierras normalizados a condrito de (Nakamura,1973), de la sección Uribe.



**Figura 7.39** Distribución de elementos de tierras normalizados a condrito de (Nakamura,1973), de la sección La Paila-Sevilla.

## 8. GEOLOGÍA DEL PETROLEO

Es importante anotar que las observaciones presentadas en este capítulo se basan en la cartografía geológico-estructural de superficie, no se contó con información del subsuelo. Los trabajos aquí presentados están basados en los trabajos realizados por docentes del departamento de Ciencias Geológicas y compilación e integración de información disponible para el área de interés.

### 8.1 Formación Nogales

La Formación Nogales, una unidad en el Valle del Cauca potencial mente generadora de hidrocarburos

Formación Nogales: Es la unidad de origen marino con el mayor potencial generador de hidrocarburos en el norte de la Cuenca Cauca-Patía. Las otras rocas de origen marino del complejo estructural Dagua han sido descartadas como rocas generadoras debido a su sobremaduración.

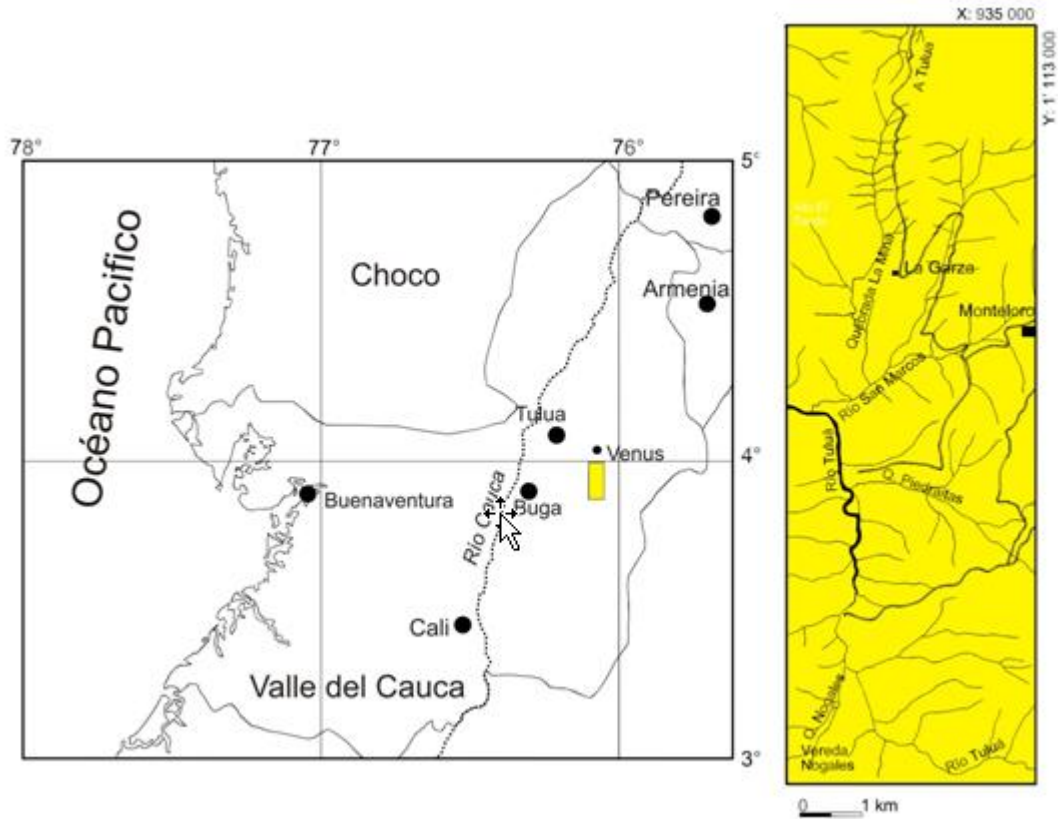
Autor: Keizer: Nelson y Van der Hammen (1955, inédito). Primera publicación: Nelson (1957).

Localidad tipo: Río Tuluá, Quebradas San Marcos y Nogales. Área de los municipios de San Pedro, Tuluá y Andalucía (ver mapa del sector de Monteloro, (Figura 1, Figura 2).

Espesor: 500-600 metros.

Litología: Conglomerados, arenitas calcáreas, lutitas negras, tobas, y chert.

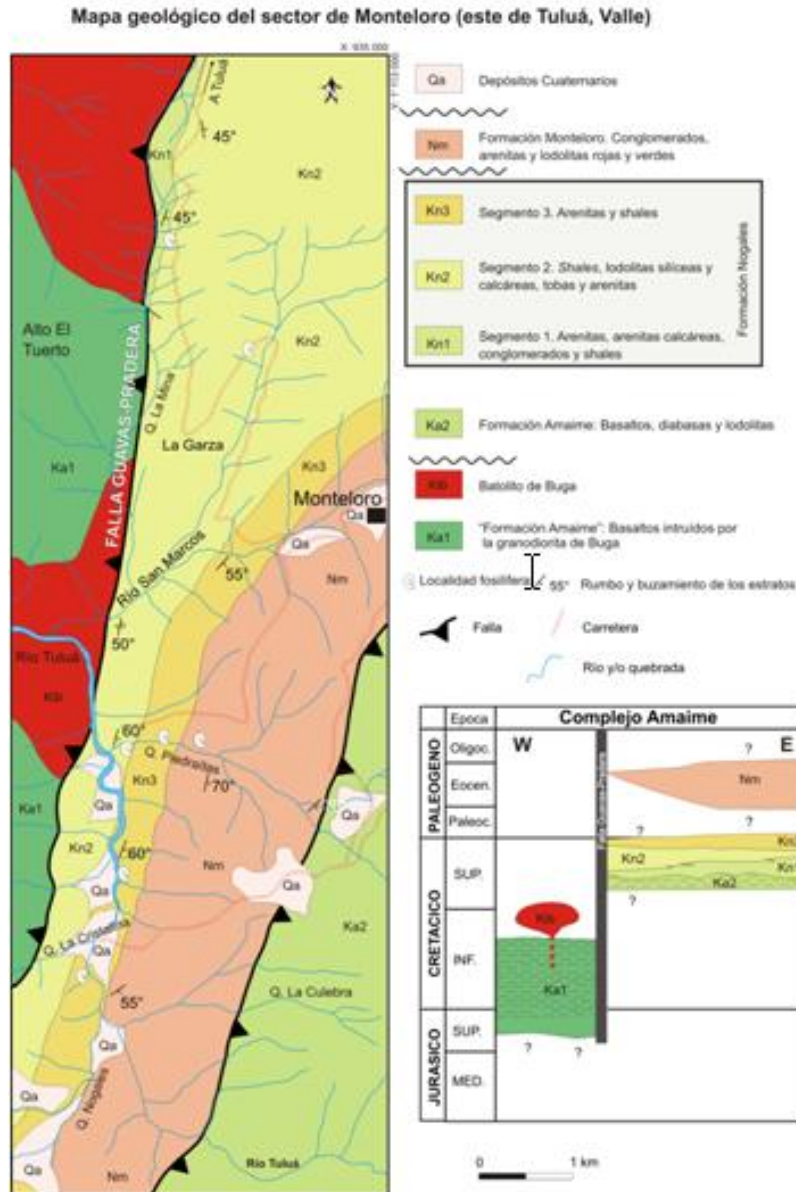
Contactos: En la sección tipo (río Tuluá) el contacto basal está fallado contra los basaltos de la "Formación Amaime" (basaltos intruídos por las granodioritas de Buga), en Pardo Alto (norte de la localidad tipo) el contacto es neto contra basaltos de la Formación Amaime (*sensu stricto*). En el techo el contacto es una paraconformidad con los conglomerados de la Formación Monteloro (Moreno-Sánchez and Pardo-Trujillo, 2003).



**Figura 8.1** Mapa de localización de la Formación Nogales

Nivia (2001) incluye la Formación Nogales en el Complejo Estructural Dagua e indica una edad Turoniano-Maastrichtiano para todo este conjunto.

Edad: Van der Hammen (1958) propuso una edad Paleocena según datos palinológicos para los niveles calcáreos de esta unidad. Sin embargo Morales (1984), basándose en relaciones de campo, indica una edad Jurásico-Cretácica temprana. Según los análisis de macrofauna realizados por Etayo Serna (Blau et al., 1995; Etayo-Serna and Gaona, 2003; Pardo-Trujillo et al., 1993) basados en el hallazgo de moluscos (amonites y bivalvos) en varios niveles sitúan la edad en el lapso Campaniano-Maastrichtiano.



**Figura 8.2** Mapa Geológico y tabla cronoestratigráfica de las unidades aflorantes al este de Tuluá con especial énfasis en la Formación Nogales (Campaniano – Maastrichtiano). Modificado de Pardo-Trujillo, Moreno-Sánchez, y Gómez –cruz (2002) y Moreno-Sánchez y Pardo Trujilo (2003).

Generalidades



Esta unidad fue definida en informe inédito por Keizer, Nelson y Van der Hammen (1955, en Van der Hammen, 1958) definen la unidad en informe inédito, descrita por Nelson (1957) como una "serie de cherts negros y arenitas grises sucias" que afloran en el río Tuluá, cerca a la desembocadura de su afluente el río San Marcos. Según Nelson (1957) la unidad posee un espesor de 500-600 m y descansa sobre las rocas ígneas básicas del Grupo Diabásico. Está conformada por arenitas lodosas oscuras (*Greywackes*) a la base; el resto de la unidad posee intercalaciones de arenitas lodosas y rocas silíceas (*cherty*) finamente estratificadas, que en sección delgada corresponden más a arenitas de grano fino.

La Formación Nogales aflora como una franja en forma de lente que se alarga de sur a norte desde la Quebrada Nogales hasta la población de La Morelia. En los afloramientos más septentrionales, en el sitio conocido como "Boquerón del Río Bugalagrande", las sedimentitas de la Formación Nogales se encuentran asociadas con diabasas cizalladas (Nelson, 1957). En este mismo lugar Moreno-Sánchez and Pardo-Trujillo (2003) encuentran que la base de la unidad se intercala con flujos basálticos.

Según Nelson (1957) esta unidad se formó en un ambiente lacustre (*limnic*). Muestras obtenidas en los niveles calcáreos proporcionaron granos de polen identificados por Van der Hammen (1958) como: *Monocolpites operculatus*, *onocolpites medius*, *Monocolpites minutus*, *Triporites* sp., cf. *Tetradites magnus*, *Monoporites* sp. y *Triletes* sp., de acuerdo con el autor esta asociación permite asignar una edad Paleoceno.

Posteriormente, en una cartografía realizada en el área por INGEOMINAS (en Armas, 1984) propone una edad Jurásico-Cretácico Temprano, asumiendo que los basaltos intruidos por la granodiorita de Buga son los mismos que se intercalan a la base de la Formación Nogales. La granodiorita de Buga (ex-Batolito de Buga) datada entre  $113 \pm 4$  y  $75 \pm 4$  Ma K/Ar (Brook, 1984; Toussaint et al., 1978; Villagómez et al., 2008) intruye los basaltos aflorantes al oeste de la Falla Guavas-Pradera (Figura 2) lo que sugiere que en este sector existe un basamento básico de edad Cretácica temprana (edad mínima).

Con base en la descripción litológica y las relaciones estratigráficas descritas para la Formación Nogales (e.g. Van der Hammen, 1958), Padilla (1991) propuso extender esta unidad con el nombre de "Miembro Nogales" a la parte baja de una secuencia sedimentaria que aflora al oeste de los municipios de Cali y Jamundí en el flanco oriental de la Cordillera Occidental (departamento del Valle del Cauca), 100 km al suroeste del área estudiada.

Los mejores afloramientos de la unidad se ubican a pocos kilómetros al sur del caserío Venus, entre la población de Monteloro al este y la vereda Nogales al sur (Figura 2). La Formación Nogales se presenta como una franja alargada en dirección NNE-SSO; la

dirección de la estratificación posee en general esta misma tendencia (Figura 2); el buzamiento es predominantemente hacia el este, exceptuando algunas inversiones relacionadas con fallas.

Según trabajo geológico realizado por Pardo-Trujillo et al. (2008) en la Formación Nogales se reconocen tres entidades litológicas caracterizadas por diferentes procesos de sedimentación marina:

- Segmento 1: arenítico-calcáreo y conglomerático
- Segmento 2: lutítico-volcanoclástico-silíceo
- Segmento 3: lutítico-arenítico

Segmento 1. Los procesos que dominan esta parte de la unidad son principalmente corrientes tractivas, flujos de masa y corrientes turbidíticas de alta concentración a diluidas. Las características descritas, tales como el predominio de sucesivos niveles clásticos gruesos con pobre calibrado, el alto contenido de carbonato, la abundante bioperturbación, los fósiles de organismos de aguas someras (e.g. ostréidos) y la gran cantidad de restos vegetales y troncos, sugieren depósitos cercanos a áreas emergidas. Según los procesos enunciados este segmento se pudo formar en un sistema abanico-delta (*fan delta*).

Segmento 2. En este segmento dominan los depósitos hemipelágicos producidos en aguas profundas, en menor cantidad por niveles generados por pequeños flujos de masa, y corrientes de turbidez de alta concentración a diluidas. Las estructuras de deslizamiento indican paleopendientes durante el depósito que, junto con las facies descritas, pueden compararse con las presentes en la zona de talud. Las arenitas volcanoclásticas y los lodos biogénicos hemipelágicos calcáreos sugieren vulcanismo concomitante con el depósito y acumulación por encima del nivel de compensación de carbonato (CCD). Aunque los niveles orgánicos (color negro) laminados son dominantes, la bioperturbación en algunos niveles destruye por completo las estructuras sedimentarias primarias y en otros aparece como huellas aisladas. Los cambios de color en las lodolitas silíceas sugieren episodios cortos de oxigenación en el fondo.

Segmento 3. Este sector se interpreta como formado en la parte media de un abanico turbidítico o *mid fan* (Walker, 1984) que prograda. Las duplas de arenita-lodolita representan eventos de corrientes de turbidez de baja concentración y las arenitas macizas, flujos de masa. Walker (1978) sugiere que el engrosamiento hacia arriba en secuencias métricas (< 5 m) puede indicar progradaciones menores de canales de *suprafan* que divagaban rápidamente.

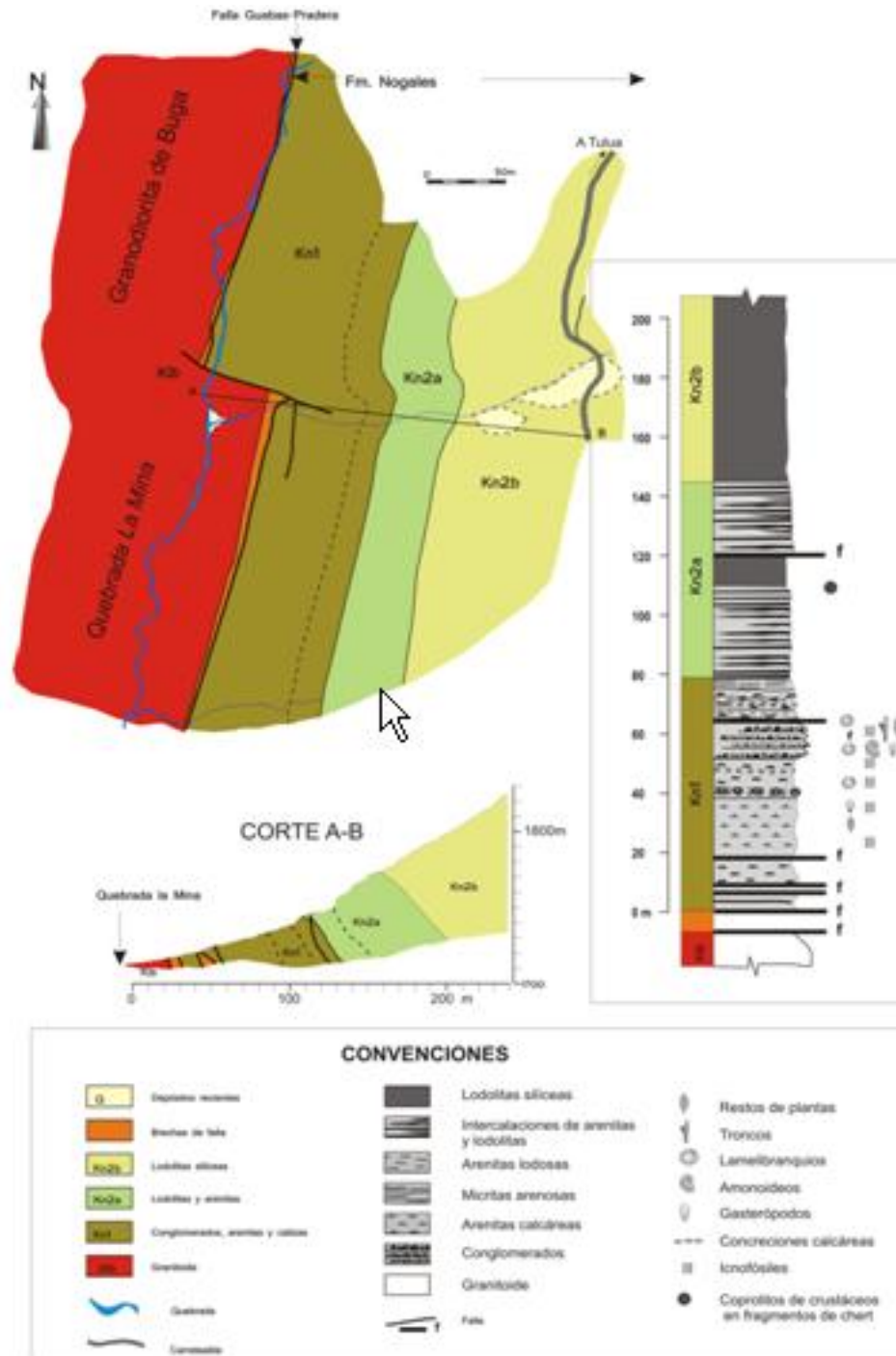
## 8.2 La Formación Nogales como unidad generadora

La Formación Nogales representa una secuencia sedimentaria formada en una cuenca donde los primeros depósitos son someros (fan delta), luego se profundiza rellenándose con lodos hemipelágicos y arenitas de origen turbidítico. La cuenca se colmata por el avance de abanicos submarinos.

Es notable que el estado de alteración de la materia orgánica y la diagénesis en esta unidad es muy bajo. En el segmento 1 en la Quebrada La Mina (Figura 3) es posible reconocer en pequeños niveles areníticos un marcado olor a crudo. La Formación Nogales es por tanto potencialmente productora de crudos como se puede deducir de su contenido de materia orgánica, su madurez y carácter predominantemente anóxico. Los segmentos 1 y 3 son fundamentalmente clásticos, con paquetes de arenitas ocasionalmente muy gruesos, los cuales podrían actuar como reservorios.

A diferencia de otros depósitos marinos en el valle del Cauca y la Cordillera Occidental, la Formación Nogales presenta las mejores cualidades como unidad potencialmente generadora de hidrocarburos en el área. La exploración de hidrocarburos en depósitos marinos profundos (más de 200 metros de profundidad) ha sido estimulada al final del siglo XX por el descubrimiento de campos petrolíferos gigantes en el Golfo de México y Océano Atlántico en Brasil (Shanmugam, 2006).

En este trabajo se recomienda para la Formación Nogales realizar estudios enfocados a definir su potencial generador de hidrocarburos (análisis de materia orgánica), su disposición en el subsuelo (sísmica) y su relación con otras unidades potencialmente almacenadoras (ej. Formación La Paila). Aunque los límites en



**Figura 8.3** Mapa, sección y columna de la Formación Nogales en al Quebrada la Mina. Kn1: segmento1, Kn2a y Kn 2b: segmento 2.

superficie de la Formación Nogales con otras unidades aflorantes en este sector de la cuenca son fallados, un estudio enfocado a reconocer la situación de esta unidad en el subsuelo podría dar información sobre su conexión con las unidades clásticas suprayacentes.

### 8.3 Roca Potencial Reservorio

Las unidades que podrían acumular hidrocarburos generados por la Formación Nogales son aquellas con posición estructural y porosidad adecuada. Tres formaciones clásticas cumplen con los requisitos de porosidad y localización necesaria para la acumulación de petróleo: Formación Monteloro, Formación Cartago ("Cinta de Piedra") y Formación La Paila.

La Formación Monteloro (Moreno-Sánchez and Pardo-Trujillo, 2003) es una unidad Cenozoica (Paleógeno?) de 1300 metros de espesor constituida por arenitas y ruditas con base paraconforme en la Formación Nogales. Esta unidad no aparece cartografiada en los mapas del INGEOMINAS. En Pardo-Trujillo et al.(2002) se cita como "Intervalo Clástico Rojo".

La Formación Cartago (Oligoceno?-Mioceno) está constituida por intercalaciones de lodolitas y arenitas, se conoce únicamente en el sinclinal de Miravalles al occidente de Cartago. Esta unidad reposa generalmente sobre basaltos y diabasas de la Formación Amaime, se desconoce si esta unidad tiene conexión con la Formación Nogales.

La Formación La Paila es una unidad litológicamente similar a la Formación Honda (Grupo en algunas áreas). Una característica adicional de esta unidad son las gruesas capas de tobas que poseen una gran extensión lateral y actúan como buenos sellos. Se recomienda realizar programas de sismica para trazar las relaciones estratigráficas y estructurales de todas las unidades Cenozoicas, incluida esta unidad, con unidades potencialmente productoras como La Formación Nogales.

### 8.4 Roca Sello

La roca sello está representada principalmente por los niveles de tobas macizas y homogéneas intercaladas en la Formación La Paila.

### 8.5 Migración

No hay evidencia, ni información adecuada, de migración de hidrocarburos en el sector.

## 8.6 Trampas

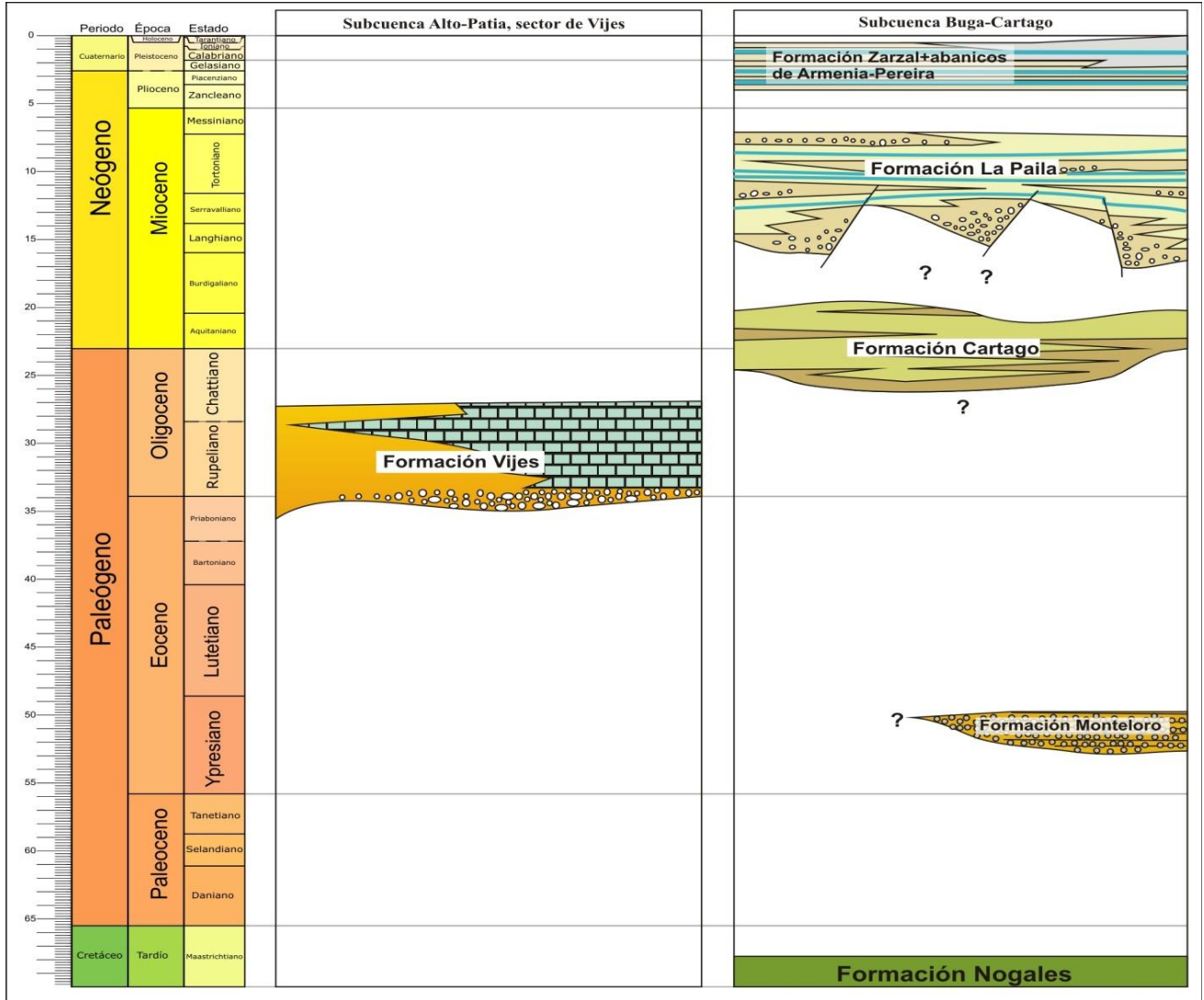
Dadas las características litológicas y texturales de las secciones estratigráficas Buga-La Habana, Andalucía-Galicia, Uribe-Sevilla, Uribe cerca del peaje, Paila-Sevilla y Zarzal-Armenia y las condiciones estructurales regionales, se infiere que las estructuras de entrapamiento podrían ser de tipo estratigráfico (variaciones laterales de facies) y estructural (pliegues, fracturas y fallas).



## 9.DISCUSIÓN-CONCLUSIONES

Para el área de estudio como resultado del análisis de la documentación que existe sobre las unidades para la Cuenca Cauca-Patía se presenta un cuadro cronoestratigráfico (Figura 9.1), donde algunos de los puntos más notables de la revisión se resumen a continuación:

- En el área de la subcuenca Buga-Cartago el término “Cinta de Piedra” no es aplicable por tener su localidad de origen en la subcuenca del Alto-Patía.
- El término “Cinta de Piedra” fue usado ampliamente en la Cuenca Cauca-Patía en una época en que se presumía correlación litológica entre los conglomerados de la subcuenca del Alto-Patía y los de la subcuenca de Buga-Cartago.
- Estrictamente ninguna de las unidades Cenozoicas de la Subcuenca del Alto-Patía afloran en la subcuenca de Buga-Cartago. El uso del término “Cinta de Piedra” para sedimentitas en la Serranía de Santa Bárbara (subcuenca Buga-Cartago”) crea un problema de homonimia (NACSN, 2005) al haber sido usado para nominar conglomerados al occidente de Jamundí (subcuenca Alto-Patía).
- El término Formación Cartago se utilizará en la subcuenca Buga-Cartago como un sustituto de Cinta de Piedra.
- Las calizas de Vijes Formación Vijes son oligocenas y forman la extensión más norte de la Subcuenca del Alto-Patía.
- Las Calizas de Vijes (incluidos los conglomerados de Vijes) reposan directamente sobre rocas volcánicas del Grupo Diabásico.
- El término Formación La Pobreza debe ser abandonado por considerarse un sinónimo de la Formación La Paila.
- La parte inferior de la Formación La Paila es equivalente al techo de la Formación Cartago (como se describe en la sección del río Guadalajara).



**Figura 9.1** Tabla cronoestratigráfica de las unidades del norte de la subcuenca del Alto-Patía y la subcuenca Buga-Cartago. En color azul se resaltan los niveles tobáceos de las formaciones La Paila y Zarzal. Escala de tiempo según: international Stratigraphic Chart 2008.

- En la subcuenca Buga-Cartago aún no han sido definidos los estratos que conforman los límites o contactos entre formaciones.

- La Formación Buga y la Formación La Paila son términos usados para describir parcialmente las mismas sedimentitas. La edad para estos depósitos es Mioceno.
- La Formación Cartago y en algunos casos la Formación Monteloro reposan discordantemente sobre rocas Cretácicas de la formaciones Amaime y Nogales.

### 9.1 Análisis de resultados del capítulo de proveniencia

Los datos de proveniencia para la Formación La Paila sugieren un aporte desde un arco volcánico transicional-orógeno-arco disectado. Las evidencias son el aumento notable del cuarzo policristalino, la presencia de microclina y fragmentos de feldespato, y cuarzo con texturas de intercrecimiento. Estas areniscas reflejan la exhumación de cuerpos intrusivos luego de la erosión de la cubierta sedimentaria y volcánica.

Paralelamente se observa mayor cantidad de componentes volcánicos y disminución de plutónicos, lo que sugiere un aumento de la actividad volcánica durante la depositación de la Formación La Paila.

En lo que concierne al origen o fuente de los guijarros varios problemas pueden ser enunciados (Figura 9.2). La presencia de guijarros de composición basáltica en la Formación La Paila indica intensa erosión (coetánea con actividad tectónica) de un basamento semejante al del Complejo Quebradagrande, Formación Amaime, y/o Grupo Diabásico.

Los gabros pueden provenir tanto de los cuerpos básicos presentes en el Grupo Diabásico o la serie básica asociada con las rocas ultrabásicas de los Complejos Venus y Ofiolítico de Ginebra. El Complejo Ofiolítico de Ginebra aflora al noreste de la Población de Ginebra y al este de Buga, rodeando parcialmente las rocas granodioríticas de Buga. El Complejo Ultramáfico de Venus aflora como una pequeña cuña entre la Formación Nogales y los basaltos de la Formación Amaime, en el área del corregimiento de Venus al oriente de Tuluá.

Los gabros foliados, de metamorfismo dinámico, y los metagabros provienen seguramente del Complejo Arquía. Los guijarros de cuarzo lechoso (no cuarcitas) provienen de las numerosas venas que atraviesan gran parte de las rocas del basamento tanto en la Cordillera Central como Occidental. Los clastos de granitoides podrían provenir de la Granodiorita de Buga (que en algunos lugares yace directamente bajo la Formación La Paila). El origen de algunos líticos metamórficos (esquistos) corresponden al basamento de la Cordillera Central sin discriminar si proceden de los esquistos del Complejo Arquía o del Complejo Cajamarca (en el estado del problema no

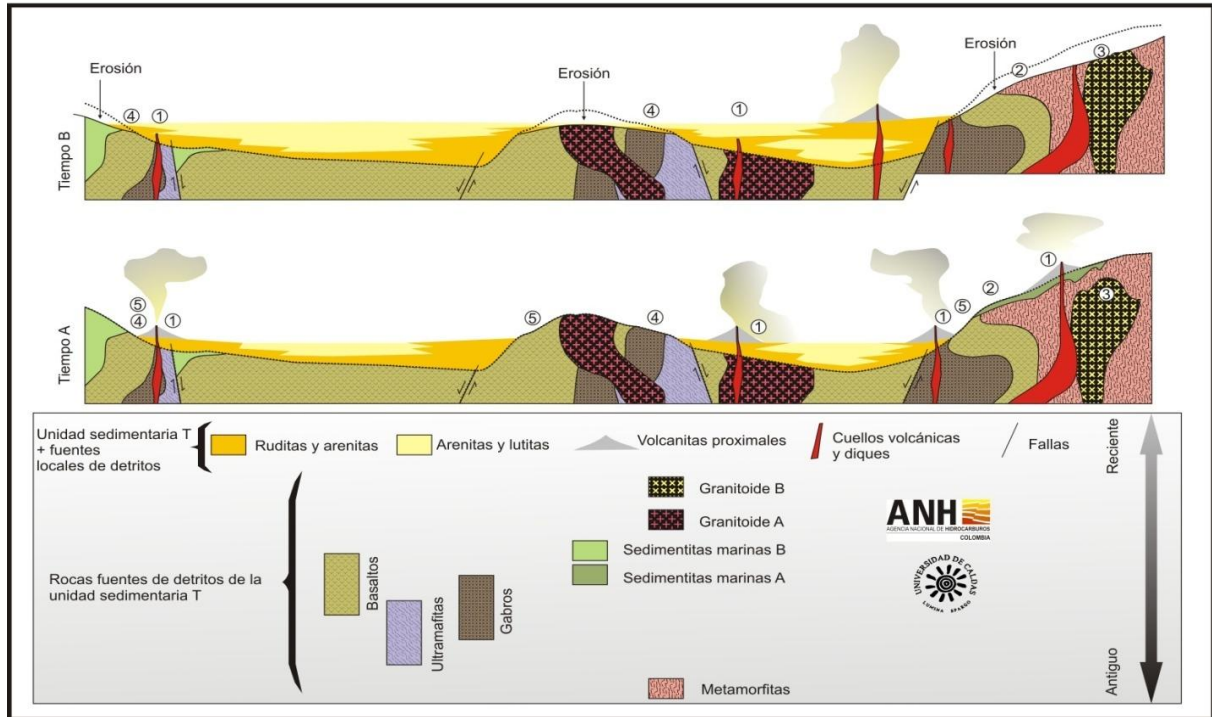
es posible separarlos). Las rocas volcánicas e hipoabisales se originan en cuellos volcánicos (Andesitas Porfíricas) y flujos de lavas aún no identificados aunque se mencionan los Diques de la Albania (oriente de Ginebra, Valle) como una posible fuente. En cuanto a los líticos sedimentarios, todas las unidades de este tipo tanto de la Cordillera Central y Occidental pudieron actuar como posibles rocas fuente. Los fragmentos de chert pueden originarse de la erosión de los niveles silíceos de la Formación Nogales, Complejo Quebradagrande y/o Grupo Dagua (Cordillera Occidental).

## 9.2 Estilo Estructural

La marcada fisiografía que define la Cuenca Cauca-Patía llamó la atención de los europeos que estudiaron la geología del occidente colombiano. Por comparación con el foso o graben (en alemán) del Rin, Stutzer (1934) denominó "Foso Cauca-Patía" "Foso Cauca-Patía" al área que ocupa la cuenca hasta su prolongación en Ecuador.

Según esta presunción el valle correspondería con una fosa de hundimiento alargada que estaría limitada por fallas normales como en el *graben* del río Rin en Europa. El término fosa (*graben*) que se había aplicado al valle del río Cauca tenía una connotación genética: se presumía que la cuenca era una estructura análoga a la del Rin y por tanto producto de extensión, evidentemente en ese entonces la estructura tectónica del valle del río Cauca no se conocía bien.

Los datos estructurales para el valle del río Cauca indican, una tectónica de rumbo, o compresiva (Alfonso et al., 1994; Campbel and Velasco, 1965; Case et al., 1971), o incluso transpresiva (Barlow, 1981; López, 2006; López et al., 2009), pero nunca extensional pura. Por esto el término "graben" debería restringirse en su uso



**Figura 9.2** Modelo que esquematiza los problemas más comunes en una cuenca sedimentaria hipotética cuando se quiere establecer las áreas fuentes de detritos para la unidad sedimentaria T. (1) Fuentes volcánicas episódicamente activas y con ubicación variable dentro de la cuenca. (2) Fuentes de partículas eliminadas por la erosión en etapas tardías de evolución de la cuenca. (3) Nuevas fuentes de partículas creadas por erosión en etapas tardías de evolución de la cuenca. (4) Desaparición de áreas fuentes por enterramiento. (5) Origen difícil de establecer cuando hay más de una fuente (caso de los basaltos); cuando la fuente conocida es única (caso de las rocas metamórficas) el problema de la fuente es más sencillo. Un análisis de proveniencia (ej. Dickinson 1985) indicaría simplemente la mezcla de todas las fuentes que aportaron partículas hacia la cuenca sedimentaria. La figura es un modelo explicativo de algunas relaciones vistas en campo que no pretende representar la situación de las unidades geológicas del área estudiada.

únicamente a regímenes tectónicos donde la corteza sufre procesos de estiramiento (Burbank and Anderson, 2001). Sin embargo, el término "graben" se continúa empleando en la literatura colombiana para designar el valle del río Cauca, por ejemplo, Nivia (2001a) emplea la designación "Graben Interandino Cauca-Patía" en la memoria del mapa del Valle.

Barlow (1981) sugirió que las fallas de cizalla en el piso de la cuenca estaban orientadas con el esfuerzo principal, y fueron reactivadas por el pico de la compresión Andina para producir las fallas dextrales de tendencia NE y asociadas a pliegues del Mioceno (Figura 9.2). En el piedemonte oriental de la Cordillera Occidental son más conspicuas las evidencias de fallamiento transcurrente que en el piedemonte de la Cordillera Central (Figura 9.3).

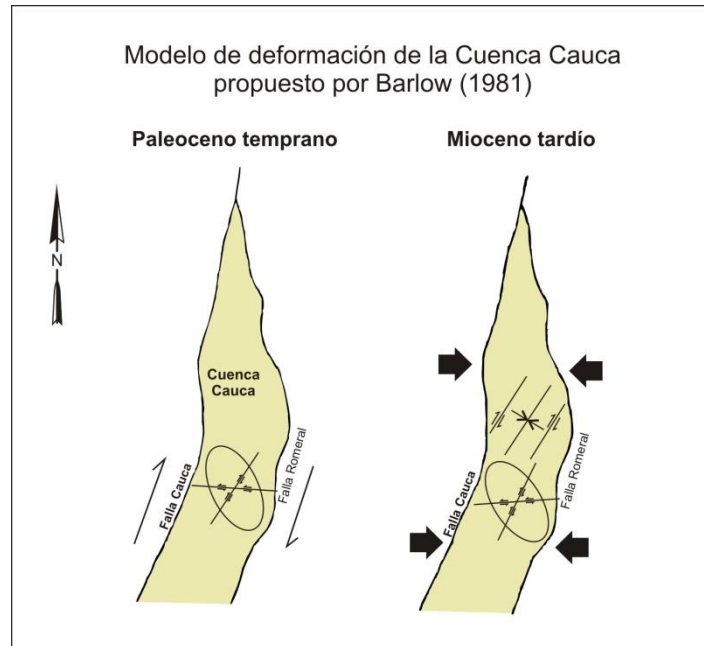
La cuenca actual del río Cauca en el "plano de Cartago-Cali" es del tipo sin-sedimentario (*sensu* Einsele, 1992) considerando que la tectónica ha estado actuando contemporáneamente con la sedimentación como lo evidencian las fallas recientes registradas en sus márgenes (López and Moreno-Sánchez, 2005) (Figura 8.4).

Por otro lado, uno de los aspectos que hoy contribuyen a definir con un buen grado de aproximación el estilo estructural que afecta la Cuenca Cauca-Patía, es la identificación de estructuras de deformación que afectan los sedimentos recientes.

A partir de análisis detallados en las estribaciones de las cordilleras Central y Occidental en el Valle del Cauca, López (2006) encuentra que la mayor parte de los cabalgamientos identificados en afloramientos del piedemonte de la Cordillera Central al norte de Sonso tienen vergencia este y ponen rocas de la Formación La Paila de edad Mioceno desplazando unidades del Cuaternario incluso paleosuelos del Holoceno (López et al., 2004).

Se deduce que estos cabalgamientos se desprenden de fallas inversas de vergencia oeste, las cuales estarían enraizadas en el frente montañoso principal (Figuras 8.5) y se despegan de la interface Cretácico-Cenozoico cortando cada vez sedimentos más recientes hacia la cuenca. Esto concuerda parcialmente con las interpretaciones de perfiles sísmicos realizadas por Alfonso et al. (1994) quienes identificaron que el Cenozoico cabalga sobre el Cretácico y varios altos de basamento estarían relacionados con el cabalgamiento de La Ribera-Galicia. Aunque al parecer la resolución de la sísmica realizada en ese momento no

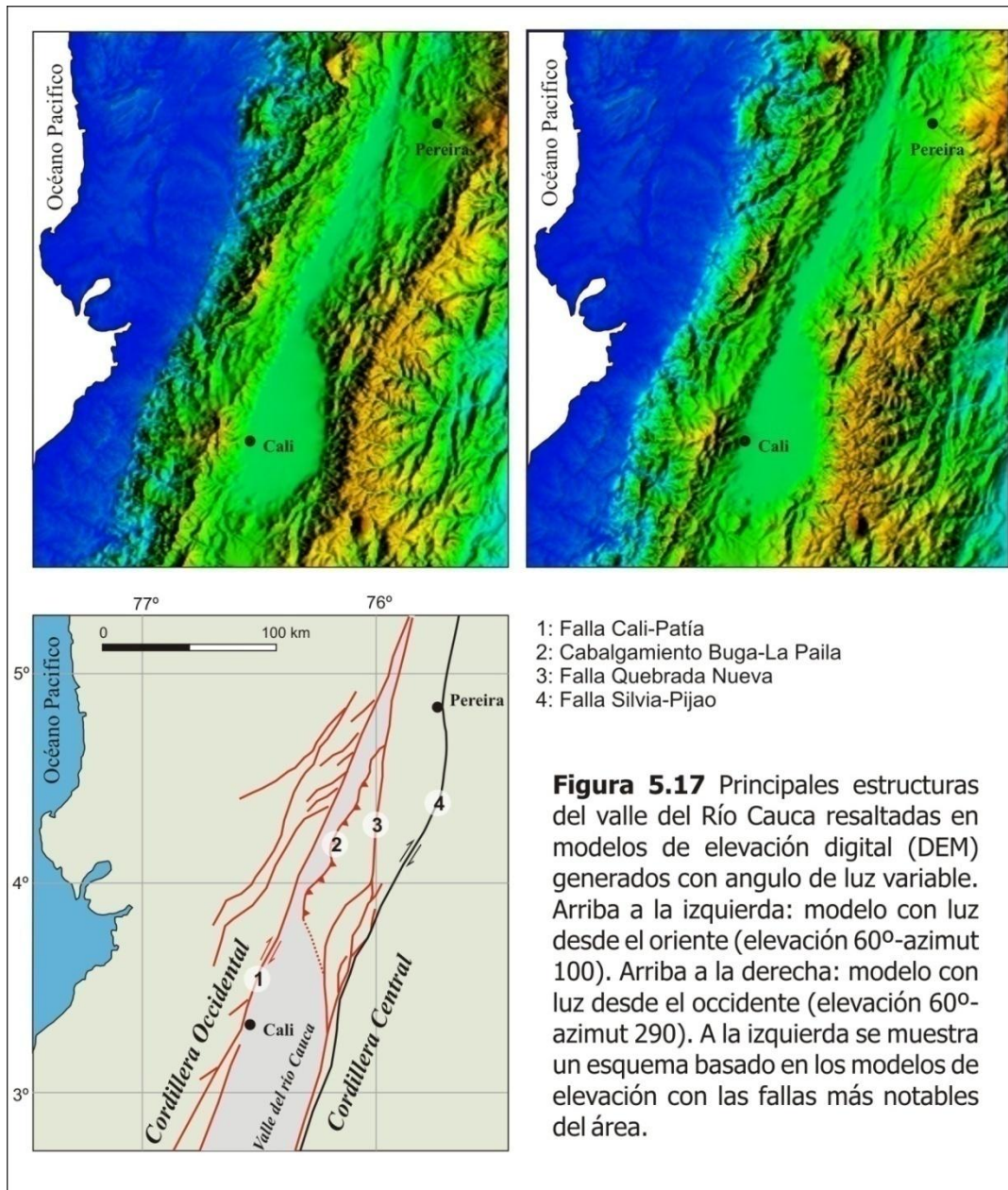




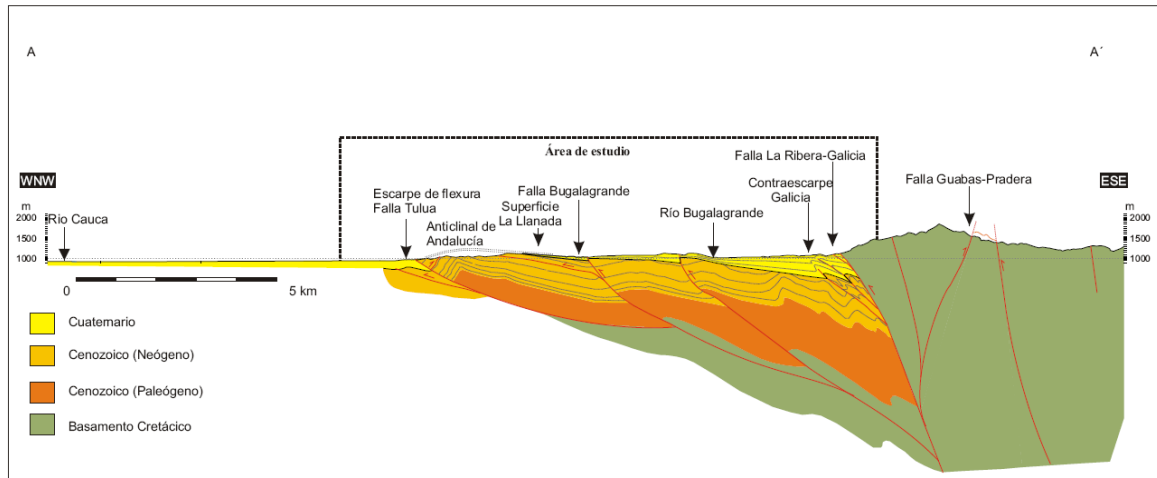
**Figura 9.3** Modelo de deformación propuesto por Barlow (1981) para la Cuenca del Cauca en tiempo anterior al Paleoceno Temprano (izquierda) y durante el Mioceno tardío al Plioceno mostrando plegamiento y fallamiento. Las flechas indican compresión. Modificada de Barlow (1981).

alcanzaba a discernir que el Cenozoico estaba cabalgando a su vez sobre el Cuaternario, sin embargo en el pozo Candelaria hay indicios de que hay repeticiones tectónicas por debajo de la llanura aluvial reciente.

López (2006) propone que el piedemonte de la Cordillera Central se desarrolla como resultado de una tectónica tipo piel delgada hacia la cuenca y piel gruesa hacia el orógeno (reinterpretando el trabajo de Alfonso et al. 1994) (Figura 9.6). De acuerdo con las limitantes de una tectónica tipo piel gruesa, el término solamente aplicaría para engrosamientos corticales entre 20 y 40 km.



**Figura 9.4** Configuración actual de la cuenca Cauca – Patía.

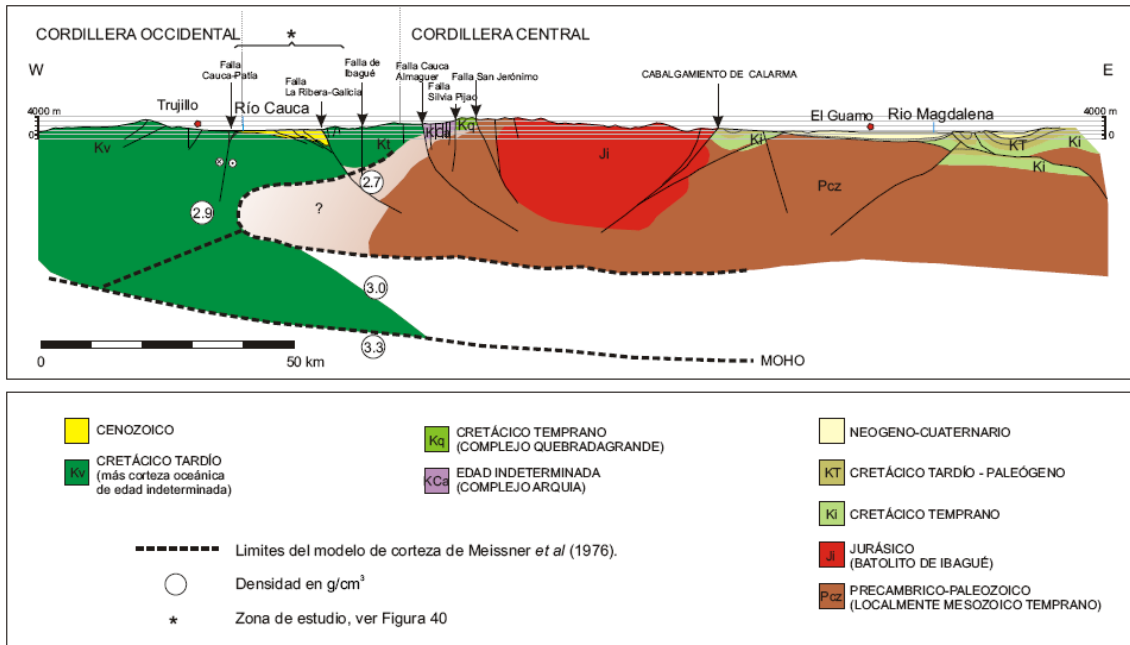


**Figura 9.5** Perfil geológico estructural en dirección N80W del valle del río Cauca y la Cordillera Central, que pasa entre Bugalagrande en el norte y Tuluá en el Sur. El despegue de las fallas de vergencia oeste se presume a partir de una estructura que controla el frente montañoso principal

Clastos de pórfidos andesíticos ocurren dentro de la Formación La Paila, incluyendo la parte basal al norte de la Quebrada Nueva y a lo largo de la Quebrada La Pobreza. Estos clastos intrusivos son similares a otros pórfidos andesíticos que están presentes en la Cordillera Central. Uno de estos pórfidos ha sido datado en  $18 \pm 0.1$  Ma (McCourt et al., 1984) indicando que La Paila es más joven que esta edad y que por lo menos algo de la deformación es más joven que 18 ma.

Según Keith et al. (1988) en la evolución del Mioceno medio a temprano se formaron altos de basamento que produjeron sedimentos en abanicos aluviales húmedos. En las partes bajas y distales existían lagos. Tanto los sedimentos finos como los gruesos constuyeron la Formación La Paila (incluyendo la "Formación la Pobreza") la cual se depositó durante este tiempo. Muchos de los altos topográficos se situaron en el terreno Amaime.

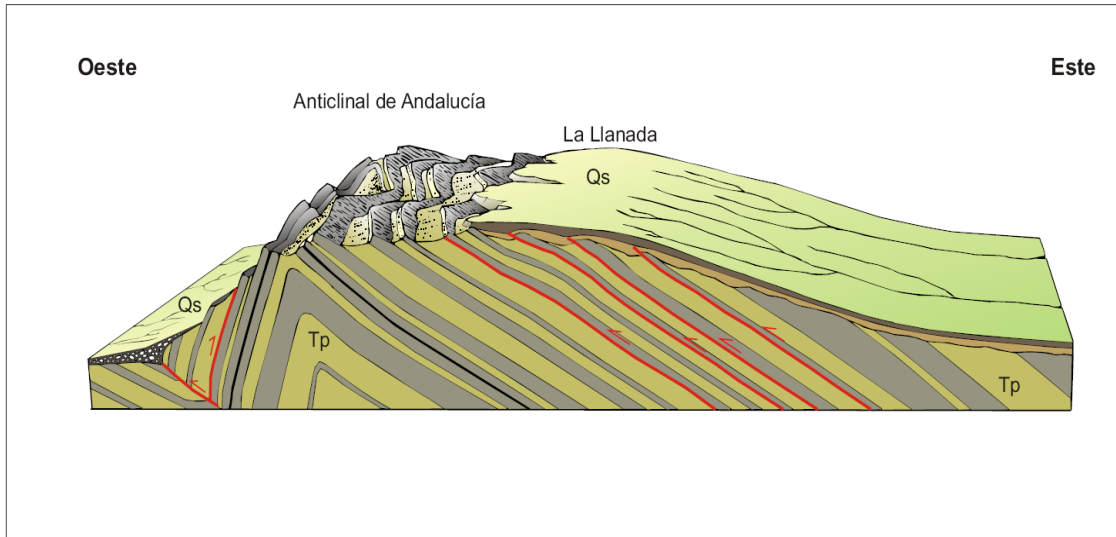
Durante la fase de deformación actual, compresiva, son comunes las fallas de momento de plegamiento que se manifiestan como fallas de cabalgamiento de deslizamiento de flexura a lo largo de los planos de estratificación de la Formación



**Figura 9.6** Estilo estructural de la Cuenca del Cauca entre Buga y Cartago mostrado en una sección geológica compuesta entre Trujillo al este de la Cordillera Occidental y el Guamo en el Valle Superior del Magdalena. La Geología de superficie en el Valle del Cauca y el flanco oeste de la Cordillera Central está basada en datos de INGEOMINAS (1998) y López (2006). La geología del Valle del Magdalena es modificada de Butler y Schamel (1988). La estructura de la corteza está basada en el perfil gravimétrico de Meissner et al. (1976) a la latitud de Buenaventura y ajustado para este modelo de López (2006). Tomada y modificada de López, (2006).

La Paila y fallas tipo *out-of-syncline* desarrolladas en el bloque subyacente del cabalgamiento (Figura 9.7).

Los anticlinales de Andalucía y Sonso así como los retrocabalgamientos con los cuales están relacionados (Figuras 5.11 y 5.12), son quizás las estructuras más significativas del frente de cabalgamiento que bordea el piedemonte de la Cordillera Central (López, 2006, López et al., 2009). El flanco occidental de estos anticlinales se incrementa formando un escarpe de flexura en el contacto entre el piedemonte y la llanura aluvial reciente, esto coincidiría con el salto de la falla o



**Figura 9.7** Esquema simplificado del Anticlinal de Andalucía y fallas de momento de plegamiento relacionadas con el crecimiento activo del anticlinal. El escarpe de flexura.

rampa frontal que se atenúa progresivamente hacia el oriente (Figuras 5.13 y 5.15).

Estos cabalgamientos representarían un estado más reciente de la deformación que produjo el Sinclinal de Miravalles, el espacio de acomodación del Abanico del Quindío y el cierre del Valle del río Cauca en el norte (López, 2006).

El plegamiento de las unidades del Cuaternario es el resultado de la propagación de fallas imbricadas de vergencia este y oeste según lo documenta López (2006) en la región comprendida entre Sonso y Bugalagrande (Figura 5.5).

Al no encontrar evidencia de deformación en las formaciones Zarzal y Jamundí, de edad Plio-Pleistoceno, Keith et al. (1988) indican que la deformación en el área del valle terminó al comienzo del Plioceno.

Sin embargo, existe nueva información que indica que esta apreciación no es correcta. En la Superficie la Llanada (Figura 5.13), al sur del río Bugalagrande, depósitos cuaternarios atrapados en cuencas *piggy back* están afectados por retrocabalgamientos que emergen aprovechando planos de estratificación de la Formación La Paila (López, 2006).

En los sectores de Tuluá y Presidente pueden observarse estratos de crecimiento y el encuentro de fallas de vergencia este y oeste que indicarían la existencia de una zona



triangular en profundidad (López, 2006; López et al., 2009; López et al., 2003) (Figura 5.18).

Adicionalmente en la llanura aluvial reciente se han observado abombamientos del terreno con ejes de dirección NW que terminan contra fallas de dirección NS. Se sugiere que estos abombamientos son braquianticlinales que representan rampas laterales del cabalgamiento ciego más reciente que se propaga hacia el oeste (López 2006). De acuerdo con Burbank y Anderson (2001) los antidinales indican sitios de mayor desplazamiento del cabalgamiento y son ubicuos a cabalgamientos ciegos.

Hacia el oriente la estructura es más compleja pues se producen ramificaciones de los cabalgamientos afectando rocas de diferente comportamiento reológico, ver secciones Andalucía-Galicia y Armenia-Zarzal (Anexo 1 y Figura 5.15).

En general la traza axial de muchos pliegues observados es NNE y termina contra estructuras de orientación NE y ENE. Esto confirma las observaciones de López et al. (2003) quienes sugieren que el sistema compresivo del Valle del Cauca, activo en el Holoceno, está cinemática y mecánicamente conectado con el sistema transcurrente ENE que atraviesa la Cordillera Central y concuerda con una zona de transición marcada por medidas geodésicas de desplazamiento presentadas por Trenkamp et al. (2002).

Esta zona de transición ha sido identificada previamente alrededor de la latitud 4° N por un cambio en los regímenes de esfuerzos entre el sur y el norte (Audemard, 2002; Ego et al., 1995; James, 1985; López et al., 2003; MacDonald et al., 1996; Meyer and Mejía, 1995; Montes et al., 2003; Toussaint and Restrepo, 1987) y por *gaps* de vulcanismo (Hall and Wood, 1985). Al norte de la latitud 4° N los movimientos de bloques (datos de GPS) indican desplazamientos en sentido sinistral, al sur los datos indican movimientos en sentido contrario (dextral) del piedemonte occidental de la Cordillera Central en proceso actual de erosión, representando el flanco oeste del anticlinal. El plegamiento de los depósitos del Cuaternario (Qs) es interpretado como producto de la propagación de fallas de deslizamiento de flexura que aprovechan los planos de estratificación de la Formación La Paila (Tp). En el contacto con la llanura aluvial actual se desarrollan cabalgamientos tipo *out-of-syncline* (Tomada y modificada de López, 2006).

Como conclusión se puede decir que una fase extensional afectó el norte del valle del río Cauca durante el Mioceno simultáneamente con la depositación de sedimentos y vulcanitas de la Formación La Paila (?), y antes de la formación de los anticlinales de Sonso, Andalucía y La Paila (López y Moreno-Sánchez, 2005) (Figura 5.10). Actualmente la región norte del Valle del Cauca está experimentando una inversión tectónica y plegamientos cuaternarios en los frentes montañosos. Según Ramos y



Aleman (2000) la inversión tectónica de fallas normales previas se ha constituido en uno de los mecanismos más significativos que preceden los cabalgamientos.

### 9.3 Rocas Volcanoclásticas

Las características granulométricas de las muestras analizadas indican que cada depósito en la sección La Paila-Sevilla es unimodal a bimodal, sección Buga-La Habana es unimodal, sección Uribe cerca al peaje es unimodal a bimodal, con unos grados de clasificación de moderado a pobre, según terminología de Folk y Ward (1957).

Mientras que los análisis de componentes indican que los fragmentos más abundantes son pómez de colores blancos a cremas (43,5-72%), vidrio (19-25,5%), líticos (2,5 - 20,25%), cristales de plagioclasas (~3%), biotita (~3%), anfíbol y cuarzo (1%) respectivamente.

La abundancia de pómez y vidrio indica que durante la explosión hubo gran cantidad de gases y que el ascenso del magma fue rápido, dado que el vidrio es abundante, el cual presenta formas irregulares y alargadas, que probablemente formaban las paredes de las burbujas antes de la explosión. Por último, las fracturas de los cristales y líticos, así como la vesicularidad de la pómez ponen de manifiesto la cantidad de energía liberada durante la erupción que produjo los depósitos estudiados.

Los análisis geoquímicos permitieron clasificar las tobas de la Formación La Paila entre basaltos subalcalinos, andesitas, traquitas-andesita, traquita dentro del campo de las series Tholeíticas y Transicionales.

En la datación Ar-Ar se utilizó la muestra LMT 051, proveniente de la sección La Paila-Sevilla, en el sector conocido como La Cantera; los minerales de anfíbol fueron datados en un toba de cristales con vidrio de composición dacítica.

Geológicamente, la edad obtenida está relacionada a la cristalización del mineral en el momento de la erupción del material volcánico. La naturaleza volcanodástica del nivel es el resultado de un transporte aéreo del material producto de la erupción y un depósito casi sincrónico, por lo que la edad del anfíbol data el depósito.

La medida radiométrica ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ ) en la muestra del anfíbol aporta una edad de  $9.8 \pm 0.3$  Ma como la edad *plateau*. Esta edad, representa la cristalización del mineral próximo a la sedimentación de la capa datada. De acuerdo con este resultado, situamos el nivel volcánico próximo del inicio del piso Tortoniano? del Mioceno Superior y, por lo

tanto, se puede usar este nivel volcanodástico para correlacionar las escalas cronoestratigráficas continentales.

#### 9.4 Análisis Bioestratigráficos

La asociación palinológica encontrada permite ubicar 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: *Clavainaperturites microclavatus*, *Concavissimisporites fossulatus*, *Cyatheacidites annulatus*, *Echitricolporites spinosus*, *Foveotriletes ornatus*, *Kuylisporites waterbolkii*, *Magnastriatites grandiosus*, *Monoporopollenites annulatus*, *Nijssenosporites fossulatus*, *Heterocolpites sp.*, *Geranium*, *Myrica*, *Pityrogramma*, *Illexpollenites* y *P. pseudopsilatus*. *Cyatheacidites annulatus* aparece en el Mioceno Superior (Muller et al., 1987). *Clavainaperturites microclavatus* se encuentra desde finales del Mioceno en la región del Amazonas (Hoorn, 1993; Silva et al., 2008). La ausencia de elementos comunes del Plioceno, zona 30 de Muller et al. (1987), como *Echitricolporites mcnellyi*, *Alnupollenites verus*, *Psilatricolporites caribbiensis*, *Multiareolites formosus*, o *Cicatricosisporites baculatus* sugiere que la Formación La Paila no se extiende al Plioceno.

La asociación palinológica reportada indica una clara depositación en ambientes fluviales. 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. La materia orgánica está compuesta principalmente por material terrestre representado por cutículas, leños, material vegetal degradado y black debris. Algunas muestras presentan pequeñas cantidades de material amorfo, que sugieren acumulación en lagos.

## REFERENCIAS DE CONSULTA

Abbott, B. M., 1974. Flume studies on the stability of model corals as an aid to quantitative palaeoecology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 15(1): 1-27.

Álvarez, J. A., 1987. Geología del Complejo Ofiolítico de Pacora y secuencias relacionadas de arco de islas (Grupo Quebradagrande) Colombia Ingeominas, Medellín.

Allen, J. R. L., 1983. Gravel overpassing on humpback bars supplied with mixed sediment: examples from the Lower Old Red Sandstone, souther Britain. *Sedimentology*, 30: 285-294.

Aranzazu, J. M. y Ríos, P. A., 1989. Análisis litofacial del intervalo Oligoceno-Mioceno en el sector noreste de la subcuenca del Valle del Cauca, Colombia, Universidad de Caldas, Manizales, 257 pp.

Arévalo, O., Mojica, J. y Patarroyo, P., 2001. Sedimentitas del Aptiano tardío al sur de Pijao, Quebrada la Maizena, Flanco occidental de la Cordillera Central, Departamento del Quindío, Colombia. *Geología Colombiana*, 26: 29-43.

Armas, M. d., 1984, Mapa geológico preliminar. Plancha 261- Tuluá. escala 1: 100 000: Ingeominas.

Aspden, J. A., 1984. The Geology of the Western Cordillera and Pacific coastal plain in the Department of Valle del Cauca (sheets 261, 278, 279, 280 and 299). Informe No. 1959, Ingeominas, Bogotá.

Aspden, J. A., McCourt, W. J. y Brook, M., 1987. Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society, London*, 144: 893-905.

Audemard, F. A., 2002. Ruptura de los grandes sismos históricos venezolanos de los siglos XIX y XX, revelados por la sismicidad instrumental contemporánea, XI Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas. Resumen extendido en CD, Venezuela, pp. 8.

Barlow, C. A., 1981. Radar geology and tectonic implications of the Choco Basin, Colombia, South America. Master Thesis, University of Arkansas, 102 pp.

Barrero, D. y Vesga, C., 1976. Mapa geológico del cuadrángulo K-9, Armero y parte sur del J-9, La Dorada. Ingeominas, Bogotá.

Barrero, D., 1979. Geology of the central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia. *Publicación Geológica Especial*. Universidad Nacional. Medellín: 1-75

Barrero, D., 1979. Geology of the central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia. *Publicación Geológica Especial*. Universidad Nacional. Medellín: 1-75  
Alfonso, C. A., Sacks, P. E., Secor, D. T., Rine, J. y Pérez, V., 1994. A Tertiary fold and thrust belt in the Valle del Cauca Basin, Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(3-4): 387-402.

Barrero L., D., Laverde, F. y Ramírez, N., 1998. Cuenca Cauca-Patía, Mapa Geológico a escala 1:250.000 modificado y actualizado de Martínez, J. y Rubio, F. (1991), Ordoñez,

C. y Arandia, V. (1991), Ingeominas (1997), ESRI (1989), Ecopetrol-Geoestudios (1995), Ecopetrol-ICP (1990), Occidental de Colombia (1991). Empresa Colombiana de Petróleos. ILEX Ltda. Geólogos Consultores, pp. Anexo 1, Plancha 3.

Bluck, B. J., 1979. Structure of coarse grained braided stream alluvium. Trans. R. Soc. Edinb., 70: 181-221.

Bluck, B. J., 1980. Structure, generation and preservation of upward fining, braided, stream cycles in the Old Red Sandstone of Scotland. Trans. R. Soc. Edinb., 71: 29-46.

Bioss, 1988. Determinaciones palinológicas y micropaleontológicas del proyecto Cauca-Patía, Por: Hernando Dueñas y Herman Duque-Caro. Reporte 114. Ecopetrol, Informe 1927

Blau, J., Moreno, M. y Senff, M., 1995. *Palaxius caucaensis* n. Sp., a crustacean microcoprolite from the basal Nogales Formation (Campanian to Maastrichtian) of Colombia. *Micropaleontology*, 41(1): 85-88.

Brook, M., 1984, New radiometric ages data from S.W. Colombia: Ingeominas, 10.

Botero, G. A., 1963. Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. *Anales de la Facultad de Minas*, 57: 1-101.

Botero, G. A. y González, H., 1983. Algunas localidades fosilíferas cretáceas de la Cordillera Central, Antioquia y Caldas, Colombia. *Geología Norandina*, 7: 15-28.

Borrero, C. A., Rosero Céspedes, J. S., Valencia M., J. D. y Pardo Trujillo, A., 2008. La secuencia volcániclastrica de Aranzazu: un registro del impacto del volcanismo en un sistema fluvial neógeno en la parte media de la Cordillera Central, Colombia. *Boletín de Geología*, 30(2): 61-77.

Burbank, D. W. y Anderson, R. S., 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, Malden, USA, 274 pp.

Cabanis B.; Lecolle M. 1989. Le diagramme La/10-Y/15 Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et lamise en evidence des procesus de melange et/ou de contamination crustales. *Comptes Rendus de l'Academie de Science de Paris serie II* 309: 2023-2039.

Cardona, F. J. y Ortíz, M., 1994. Aspectos estratigráficos de las unidades del intervalo Plioceno-Holoceno entre Pereira y Cartago. Propuesta de definición para la Formación Pereira. Pregrado, Universidad de Caldas, Manizales.

Campbel, C. J. y Velasco, G., 1965. The geology and oil prospects of the Cauca Basin, Colombia. Sinclair and BP Colombian, Inc, Bogotá, 111 pp.

Cas, R.A.F.; Wright, J.V. 1987. Volcanic succession. Modern and Ancient. *Allen and Unwin*, 528 p. London

Case, J. E., Duran, L. G., Lopez, A. y Moore, R., 1971. Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama. *Geological Society of America Bulletin*, 82(10): 2685-2712.

Carling, P. A. y Glaister, M. S., 1987. Rapid deposition of sand and gravel mixtures downstream of a negative step: the role of matrix-infilling and particle-overpassing in the process of bar-front accretion. *Journal of Geological Society of London*, 144: 543-551.

Carling, P. A., 1990. Particle over-passing on depth-limited gravel bars. *Sedimentology*, 37: 345-355.

Collison, J. D., 1996. Alluvial sediments. In: H.G. Reading (Editor), *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Publishing, Oxford, pp. 37-82.

De Porta, J., 1974. *Lexique stratigraphique, Amérique Latine. Colombie (deuxième partie), Tertiaire et Quaternaire, V*. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

Dickinson, W. R. y Suczek, C., 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63(12): 2164-2182.

Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A. y Ryberg, P. T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94(2): 222-235.

Dickinson, W. R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *NATO ASI Series*, 148: 333-361.



Dueñas, H., Navarrete, R. E., Mojica, J., Pardo, M. y Camargo, R., 2000. Edad de la Formación Vijes en el pozo V3A, Oligoceno del piedemonte oriental de la Cordillera Occidental, Departamento del Valle del Cauca, Colombia. *Geología Colombiana*, 25: 25-43.

Ecopetrol-ESRI, 1989. Valle del Cauca basin: Final report. Volume I - Text. Report 89-0001.

Ecopetrol-Geoestudios, 1995. Bloque Cañaduzales, parte SW.

Ecopetrol-ICP, 1990. Evaluación Cauca-Patía. Ecopetrol informe 2686, Bogotá.

Einsele, G., 1992. Sedimentary facies, and sediment budget. Springer-Verlag, Berlin, 628 pp.

Ellam, R. M. 1992. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, Vol.20:153-156.

Espinosa, A., 1985. El Macizo de Ginebra (V), una nueva secuencia ofiolítica sobre el Flanco Occidental de La Cordillera Central. In: J. Valdiri (Editor), VI Congreso Latinoamericano de Geología, Bogotá, pp. 46-57.

Etayo-Serna, F., 1985a. *Trochoceras* del Campaniano-Maastrichtiano en la Formación Espinal de la Cordillera Occidental de Colombia. *Geología Norandina*, 8(27-30).

Etayo-Serna, F. y Gaona, T. N., 2003. Moluscos del Campaniano-Maastrichtiano en la Formación Nogales, SW de la Cordillera Central de Colombia. *Geología Colombiana*, 28: 155-159.

Etayo-Serna, F. (Editor), 1985b. Documentación paleontológica del infracretácico de San Felix y Valle Alto, Cordillera Central. Publicaciones Geológicas Especiales, 16. Ingeominas, Bogotá, 1-7 pp.

Folk, R. L y Ward, W. C. 1957. Brazos rives bar: a study in the significance of grain parameters. *Journal. Sedimentology. Petrology*, 27.3-26.

Geoestudios, 2008. Levantamiento de columnas estratigráficas y realización de análisis petrográficos, petrofísicos, bioestratigráficos y geoquímicos en las áreas de Pasto-El Bordo, Cali-Buga y Buga-Cartago (Cuenca Cauca-Patía). Geoestudios Ltda. para el Fondo Financiero de Proyectos de Desarrollo (FONADE), Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH), Bogotá.

Gómez-Cruz, A. d. J., Moreno-Sánchez, M. y Pardo, A., 1995. Edad y origen del "complejo metasedimentario Aranzazu-Manizales" en los alrededores de Manizales (departamento de Caldas, Colombia). *Geología Colombiana*, 19: 83-93.

Gómez-Cruz, A. d. J., Moreno-Sánchez, M. y Pardo-Trujillo, A., 2002. Afloramientos fosilíferos del Cretácico Superior en el municipio de Pijao (borde occidental de la Cordillera Central, Colombia). *Geo-Eco-Trop*, 26(2): 41-50.

Gómez, A. y Suárez, A., 2009. Determinación de la procedencia de los conglomerados de la Formación La Paila entre los municipios de Cartago y Buga en el Departamento del Valle del Cauca. Tesis de grado, Universidad de Caldas, Manizales, 194 pp.

Grosse, E., 1926. El Terciario carbonífero de Antioquia, en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia entre el río Arma y Sacaojal, Berlin.

Gastaldo, R. A., Ferguson, D. K., Walther, H. y Rabold, J. M., 1996. Criteria to distinguish parautochthonous leaves in Tertiary alluvial channel-fills. *Review of Paleobotany and Palinology*, 91: 1-21.

Guy-Ohlson, D., 1996. Chapter 7B Prasinophycean algae. In: J. Jansonius y D.C. McGregor (Editors), *Palynology, Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, pp. 181-189.

Hall, M. y Wood, C. A., 1985. Volcano-tectonic segmentation of the Northern Andes. *Geology*, 13: 203-207.

Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. y Walker, R. G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Lecture notes for short course No. 2. Sponsored by the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Dallas, Texas, 161 pp.

Hein, F. J. y Walker, R. G., 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Can. J. Earth. Sci.*, 14: 562-570.

Herrera, J. S. y López, S. A., 2003. Estratigrafía de la Formación Manizales y propuesta de un modelo de depósito. Trabajo de grado, Universidad de Caldas, Manizales, 91 pp.

Hincapié, G. y Moreno, M., 2001. Comparación entre las fases deformativas presentes en las metamorfitas del Complejo Cajamarca y en las metamorfitas del Complejo Arquía, en el departamento de Caldas, VIII Congreso Colombiano de Geología, Manizales.

Hooghiemstra, H., 1994. Pliocene-Quaternary floral migration, evolution of Northern Andean ecosystem and climatic change: Implications from the closure of the Panamanian Isthmus. *Profil*, 7: 413-425.

Hooghiemstra, H. y Cleef, A. M., 1995. Pleistocene climatic change and environmental and genetic dynamics in the North Andean montane forest and páramo. In: S. Churchill (Editor), *Biodiversity and conservation of neotropical montane forests*. Botanical Garden, New York, pp. 35-49.

Hubach, E. y Alvarado, B., 1934. *Geología de los departamentos del Valle y Cauca en especial el carbón*. 224, Servicio Geológico Nacional, Bogotá.

Hubach, E., 1957. *Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia*. 1212, Ingeominas, Bogotá.

Keith, J. F. J., Rine, J. M. y Sacks, P. E., 1988. *Frontier basins of Colombia-Valle del Cauca field report*, University of South Carolina. Earth Sciences and Resources Institute.

Keith, J. F. J., Rine, J. M. y Sacks, P. E., 1988a. *Planchas 223/242 (El Cairo-Zarzal)*. Geology Map, *Frontier Basins of Colombia. Valle del Cauca field report*. Earth Sciences and Resources Institute. University of South Carolina., pp. ESRI Technical report 88-0012.

Keith, J. F. J., Rine, J. M. y Sacks, P. E., 1988b. *Frontier Basins of Colombia. Valle del Cauca field report*. In: *Ecopetrol* (Editor), Earth Sciences and Resources Institute (ESRI). University of South Carolina, pp. 107.

Kerr, A. C., Tarney, J., Marriner, G. F., Nivia, A. y Saunders, A. D., 1997. *The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The internal anatomy of an oceanic plateau*. In: J. Mahoney y M. Coffin (Editors), *Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism*. American Geophysical Union, pp. 123-144.

Kerr, A. C., Iturralde Vinent, M. A., Saunders, A. D., Babbs, T. L. y Tarney, J., 1999. *A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks*. *Geological Society of America Bulletin*, 111(11): 1581-1599.

James, M. E., 1985. Evidencia de colisión entre la miniplaca Bloque Andino y la Placa Norteamericana desde el Mioceno Medio. In: J.V. Wagner (Editor), VI Congreso Latinoamericano de Geología, Bogotá, pp. 58-75.

Keith, J. F. J., Rine, J. M. y Sacks, P. E., 1988. Frontier Basins of Colombia. Valle del Cauca field report. In: Ecopetrol (Editor), Earth Sciences and Resources Institute (ESRI). University of South Carolina, pp. 107.

Leeder, M., 1999. Sedimentology and sedimentary basins. From turbulence to tectonics. Blackwell Science Ltd., Oxford, 592 pp.

Limaye, R. B., Kumaran, K. P. N., Nair, K. M. y Padmalal, D., 2007. Non-pollen palynomorphs as potencial palaeoenvironmental indicators in the Late Quaternary sediments of the west coast of India Current Science, 92(10): 1370-1382.

López, M. C., Velásquez, A. A., Toro, G. E., Audemard, F. A., Meyer, H. y Hermelín, M., 2003. Evidence of Holocene Compression in the Valle del Cauca, along the western foothills of the Central Cordillera of Colombia, The XVI INQUA Congress. Shaping the earth. A Quaternary perspective. Perspectives in paleoseismology siglo XXI, Reno, Nevada.

López, M. C., Audemard, F. A. y Velásquez, A. A., 2004. Compresión Holocena en el Valle del Cauca, Colombia, I Seminario Latinoamericano de Sismología, II Congreso Colombiano de Sismología, Armenia, pp. 17.

López, M. C. y Moreno-Sánchez, M., 2005. Tectónica y Sedimentación en el Piedemonte Occidental de la Cordillera Central de Colombia, un ejemplo en la Cantera El Vínculo, X Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, pp. 12.

López, M. C., 2006. Análisis de deformación tectónica en los piedemontes de las cordilleras Central y Occidental, Valle del Cauca, Colombia - Contribuciones Paleosísmicas. Tesis de Maestría, Universidad Eafit, Medellín, 113 pp.

López, M. C., 2007. Blind fault propagation in the Cauca Valley of Colombia. In: F.A. Audemard, E. Carrillo, C. Beck, A.m. Michetti y R. Ollarves (Editors), International Workshop on: "Blind dip-slip faulting and strain partitioning in an active orogen: the Mérida Andes case, Venezuela". FUNVISIS, INQUA, IAG, Santo Domingo, Mérida State, Venezuela.

López, M. C., Moreno-Sánchez, M. y Audemard, F. A., 2009. Deformación tectónica reciente en los piedemontes de las Cordilleras Central y Occidental, Valle del Cauca, Colombia. *Boletín de Geología*, 31(1): 11-29.

MacDonald, W. D., Estrada, J. J., Sierra, G. M. y Gonzales, H., 1996. Late Cenozoic tectonics and paleomagnetism of North cauca Basin intrusions, Colombian Andes: Dual rotation modes. *Tectonophysics*, 261: 277-289.

Martínez, J. A. y Rubio, F. O., 1991. Arquitectura facial de las unidades tectosedimentarias terciarias, con la evolución geodinámica de la subcuenca del Alto Patía, Cauca-Colombia: un ejemplo de sedimentación en depresiones formadas y transportadas entre cuñas de cabalgamiento en un prisma acrecentivo. Trabajo de grado, Universidad Nacional de Colombia, Santa Fe de Bogotá, 100 pp.

McCourt, W. J., Aspden, J. A., Nivia, A., de Armas, M. y Aucott, J. W., 1985. Geología del Departamento del Valle del Cauca. In: A. Nivia (Editor), Mapa Geológico del Departamento del Valle del Cauca. Escala 1:250.000. Memoria explicativa. Ingeominas, Cali, pp. 148.

Meyer, H. y Mejía, J., 1995. On the convergence related faulting in the North Andean Block; new details from regional seismic observations. In: IASPEI (Editor), Subduction zones: Structures, dynamics and magmatism. International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior, Thessaloniki - Greece

Maya, M., 1992. Catalogo de dataciones isotópicas en Colombia. *Boletín Geológico*, Ingeominas, 32(1-3): 127-187.

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

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

McCourt, W. J., 1984b. 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.

Mack, G. H., 1984. Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. *Journal of Sedimentary Research*, 54(1): 212-220.

Maya, M. y González, H., 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. y Aspden, J. A., 1984. A plate tectonic model for the phanerozoic evolution of Central and Southern Colombia. In: Ingeominas (Editor), 10th Caribbean Geological Conference Transactions, pp. 38-47.

McCourt, W. J., Aspden, J. A. y Brook, M., 1984a. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. Journal of the Geological Society, London, 141: 831-845.

McCourt, W. J., Mosquera, D., Nivia, A. y Nuñez, A., 1984b. Mapa geológico preliminar, Plancha 243-Armenia. Ingeominas, Bogotá.

McCourt, W. J., Millward, P. y Espinosa, A., 1985. Mapa Geológico preliminar, Plancha 280-Palmira. Escala 1:100.000. Ingeominas, Bogotá.

Moreno-Sánchez, M. y Pardo-Trujillo, A., 2003. Stratigraphical and sedimentological constrains on western Colombia: implications on the evolution of the Caribbean Plate. In: C. Bartolini, R.T. Buffler y J.F. Blickwede (Editors), The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics. American Association of Petroleum Geologist, memoir 79, pp. 891-924.

Moreno-Sánchez, M., Gómez-Cruz, A. d. J. y Toro-Toro, L. M., 2008. Proveniencia del material clástico del Complejo Quebradagrande y su relación con los complejos estructurales adyacentes. Boletín de Ciencias de la Tierra, 22: 27-38.

McCourt, W. J., Aspden, J. A., Nivia, A., de Armas, M. y Aucott, J. W., 1985. Geología del Departamento del Valle del Cauca. In: A. Nivia (Editor), Mapa Geológico del Departamento del Valle del Cauca. Escala 1:250.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS, Cali, pp. 148.

Medeanic, S., 2006. Freshwater algal palynomorph records from Holocene deposits in the coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil. Review of Paleobotany and Palinology, 141(1-2): 83-101.

Miall, A. D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth Science Review, 22: 261-308.

Miall, A. D., 1996. The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Springer, Berlin, 582 pp.



Montes, C., Restrepo-Pace, P. A. y Hatcher Jr., R. D., 2003. Three dimensional structure and kinematics of the Piedras-Girardot fold belt: Surface expression of transpressional deformation in the northern Andes. In: C. Bartolini, R.T. Buffler y J.F. Blickwede (Editors), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. American Association of Petroleum Geologist, pp. 849-873.

Moreno-Sánchez, M. y Pardo-Trujillo, A., 2003. Stratigraphical and sedimentological constrains on western Colombia: implications on the evolution of the Caribbean Plate. In: C. Bartolini, R.T. Buffler y J.F. Blickwede (Editors), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. American Association of Petroleum Geologist, memoir 79, pp. 891-924.

NACSN, 2005. North American Stratigraphic Code. North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 89(11): 1547-1591.

Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochemical et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.

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.

Nelson, W. H., 1962. Contribución al conocimiento de la Cordillera Central de Colombia sección entre Ibagué y Armenia. *Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional*, 10(1-3): 161-202.

Nivia, A., 1989. El terreno Amaime-Volcánica una provincia acrecionada de basaltos de meseta oceánica, V congreso Colombiano de geología, pp. 1-30.

Nivia, A., Galvis, N. y Maya, M., 1992. Geología de la Plancha 242-Zarzal, INGEOMINAS, Bogotá.

Nivia, A., 1994. The Bolivar mafic-ultramafic complex, SW Colombia: the base of an obducted oceanic plateau. *Journal of South American earth science*, 999(20): 1-10.

Nivia, A., 1996. El Complejo Estructural Dagua, registro de deformación de la provincia litosférica oceánica cretácica occidental en un prisma acrecionario, VII Congreso Colombiano de geología. Ingeominas, Bogotá.

Nivia, A., 2001. Mapa Geológico del Departamento del Valle. Memoria explicativa, Ingeominas, Cali.

Nivia, A., 2001. Mapa a escala 1:250.000 de la Geología del Departamento del Valle del Cauca, Revisado y Actualizado por A. Nivia a partir de la compilación de: W.J. McCourt con la colaboración de J.A. Aspden, A. Nivia, M. de Armas y J.W. Aucott (1985). Ingeominas  
Nivia, A., Marriner, G. F., Kerr, A. C. y Tarney, J., 2006. The Quebradagrande Complex: a Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4): 423-436.

Nivia, A., Marriner, G. F., Kerr, A. C. y Tarney, J., 2006. The Quebradagrande Complex: a Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4): 423-436.

Ollarves, R., Audemard, F. A. y López, M. C., 2007. Morphotectonic criteria for the identification of active blind thrust faulting in alluvial environments: Case studies from Venezuela and Colombia. In: E. Latrubesse (Editor), *Tropical Geomorphology. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände*. Gebr. Borntraeger Verlagsbuchhandlung, Science Publishers, Stuttgart, pp. 81-103.

Ordoñez, C. L. y Arandia, G. A., 1991. Ambientes de sedimentación y paleogeografía de la Formación Peña Morada. Pre-Eoceno medio en el Valle del Alto Patía, Colombia, Universidad Nacional de Colombia, Santa Fe de Bogotá, 61 pp

OXY-Ecopetrol, 1991. Cauca block, Cauca basin. Evaluation report, Ecopetrol, Informe 2886, Bogotá.

Padilla, L. E., 1991, Propuesta de unificación para la nomenclatura estratigráfica del Terciario del Valle del Cauca: *Boletín Geológico, Universidad Industrial de Santander*, v. 20, no. No. 35, p. 5-17.

Pardo-Trujillo, A., Moreno-Sánchez, M. y Gómez-Cruz, A. d. J., 2002. Estratigrafía y facies del Cretácico Superior-Terciario Inferior (?) en el sector de Nogales-Monteloro (borde Occidental de la Cordillera Central, Colombia). *Geo-Eco-Trop*, 26(2): 9-40.

Pardo-Trujillo, A., Moreno-Sánchez, M., and Gómez, A. d. J., 1993, La "Formación Nogales": Una unidad sedimentaria fosilífera del Campaniano-Maastrichtiano

Pardo-Trujillo, A., Moreno-Sánchez, M. y Gómez, A. d. J., 1993. La "Formación Nogales": Una unidad sedimentaria fosilífera del Campaniano-Maastrichtiano aflorante en el flanco occidental de la Cordillera Central Colombiana, VI Congreso Colombiano de Geología, Medellín, pp. 248-261.

Pardo-Trujillo, A., Moreno-Sánchez, M., and Gómez-Cruz, A. d. J., 2002, Estratigrafía y facies del Cretácico Superior-Terciario Inferior (?) en el sector de Nogales-Monteloro (borde Occidental de la Cordillera Central, Colombia): Geo-Eco-Trop, v. 26, no. 2, p. 9-40.

Pardo-Trujillo, A., Moreno-Sánchez, M., and Gómez-Cruz, A. d. J., 2008, La Formación Nogales en borde E de la Cordillera Central (Departamento del valle del Cauca): una pieza clave para entender la evolución cretácea del Occidente Colombiano: Boletín de Ciencias de la Tierra, v. 22, p. 133.

Peña D., Romo, J. 1997 Introducción a la estadística para las Ciencias Sociales, Madrid, McGraw-Hill/Interamericana de España

Pettijohn, F. J.; Potter, P. E. and Siever, R. 1957. Sand and sandstone (2<sup>nd</sup> Ed.),

Perez-Tellez, G., 1980. Evolución geológica del Alto Patía, Dpto del Cauca, Colombia. Geología Norandina, 2: 3-10.

Pérez, A., 1967. Determinación de la edad absoluta de algunas rocas de Antioquia por métodos radioactivos, Universidad Nacional de Colombia Medellín.

Philip, H., 1983. Structural analysis and interpretation of the surface deformations on the Asnam Earthquake of October 10, 1980. Tectonics, 2(1): 17-49.

Pierson, T. C., 1981. Dominant particle support mechanisms in debris flows at Mt Thomas, New Zealand, and implications for flow mobility. Sedimentology, 28: 49-60.

Pilger, R. H., 1983. Kinetic of the South American subduction zone from global plate reconstruction geodynamics of the eastern Pacific region Caribbean and Scotia Arc. American Geophysics and Geodynamics Service, 9: 113-126.

Potter, P. E., Maynard, J. B. y Depetris, P. J., 2005. Mud and mudstones. Introduction and overview. Springer, 297 pp.

Restrepo, J. J., Toussaint, J. F., Gonzalez, H., Cordani, U., Kawachita, K., Linares, E. y Parica, C., 1991. Precisiones geocronologicas sobre el Occidente Colombiano., Simposio sobre Magmatismo Andino y su marco tectónico. Universidad de Caldas, Manizales, pp. 1-22.

Restrepo, J. J., Ordóñez-Carmona, O. y Moreno-Sánchez, M., 2009. A comment on "The Quebradagrande Complex: A Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes" by Nivia et al. . *Journal of South American Earth Sciences*, 28: 204-205.

Sarmiento, A. A., 1961. Estudio experimental de abrasión en guijarros. *Boletín Geológico*, 8(1-3): 169-226.

Savoy, L. E., Stevenson, R. K. y Mountjoy, E. W., 2000. Provenance of Upper Devonian-Lower Carboniferous miogeoclinal strata, southeastern Canadian Cordillera: link between tectonics and sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, 70: 181-193.

Shand, S. J. 1943. *Eruptive Rock. Their genesis, Composition, Classification, and Their Relations to ore-deposits.* J. Wiley, New York.444.

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

Smith, G.A. 1987. The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: the Deschutes Formation (Neogene) in central Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 57, No. 4, p. 613-629

Schmidt, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments of the IUGS Subcommision on the Systematics of igneous Rocks. *Geology*, Vol. 9, p. 41-4

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

Schwinn, W. L., 1969b. The geology of the Cali area, Valle del Cauca, Colombia, Empresa Colombiana de Petróleos

Shanmugam, G., 2006, Deep-Water processes and facies models: Implications for sandstone petroleum reservoirs, *Handbook of petroleum exploration and production:* Amsterdam, Elsevier, 476 p.

Somoza, R. y Ghidella, M. E., 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(4): 797-809.

Sun, S -s; Mc Donough, W. F. 1989. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In magmatism in the ocean basins (Saunders, A. D; Norry, M. J; editors) Geological Society, London, special Publications 42: 313-345.

Suter, F., Neuwerth, R., Gorin, G. y Guzman, C., 2008a. (Plio-) Pleistocene alluvial-lacustrine basin infill evolution in a strike-slip active zone (Northern Andes, Western-Central Cordilleras, Colombia). *Geological Acta*, 6(2): 1-19.

Suter, F., Sartori, M., Neuwerth, R. y Gorin, G., 2008b. Structural imprints at the front of the Chocó-Panamá indenter: Fiel data from the North Cauca alley Basin, Central Colombia. *Tectonophysics*

Streckeisen, A. 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and mellitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS Subcommision on the Systematics of igneous Rocks. *Geology*, Vol. 7, No. 3, 331-335

Stutzer, O., 1934. Contribución a la geología del Foso Cauca-Patía. *Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia*, 2: 69-140.

Suttner, L. J. y Dutta, P. K., 1986. Alluvial sandstone compositions and paleodimate, I. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Research*, 56(3): 329-345.

Ramos, V. A. y Aleman, A., 2000. Tectonic evolution of the andes. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho y D.A. Campos (Editors), *Tectonic evolution of South America*, Río de Janeiro, pp. 635-685.

Reading, H. G., 1996. *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Publishing, Oxford, 688 pp.

Ríos, P. A. y Aranzazu, J. M., 1989. Análisis litofacial del intervalo Oligoceno-Mioceno en el sector Noreste de la subcuenca del Valle del Cauca, Departamento del Valle, Colombia. *Pregrado, Universidad de Caldas, Manizales*, 257 pp.

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

Vergara, H., 1983. Consideraciones geológicas acerca del emplazamiento del Batolito de Buga y del Cuerpo Ultramáfico de Venus, Departamento del Valle del Cauca. *Ingeominas, Cali*, pp. 16 p.

Villagómez, D., Spikings, R., Seward, D., Magna, T., Winkler, W., and Kammer, A., 2008, Thermotectonic history of the Northern Andes, *in 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008)*, Nice, p. 573-576.

Vinasco, C. J., Cordani, U. G., Gonzalez, H., Weber, M. y Pelaez, C., 2006. Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4): 355-371.

Teruggi, M. 1980. Clasificación de las rocas ígneas según la Subcomisión de Sistemática de las Rocas Igneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS). *Ediciones Científicas Argentinas Librart (ECAL)*, 34 p. Buenos Aires

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

Toussaint, J. F., Botero, G., and Restrepo, J. J., 1978, Datación K/Ar del Batolito de Buga: *Publicación Geológica Especial, Universidad Nacional. Medellín*, v. 13, p. 1-3.

Van der Hammen, T., 1958, Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos: *Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional*, v. 6, no. 1-3, p. 67-128.

Toussaint, J. F. y Restrepo, J. J., 1987. Límites de placas y acortamientos recientes entre los paralelos 5°N y 8°N. *Revista Geológica de Chile*, 31: 95-10

Walker, R. G., 1978, Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, v. 62, p. 932-966.

-, 1984, *Facies models*, Geoscience Canada, Reprint Series 1, 317 p.

Valentine, G.A. 1987. Stratified flow in pyroclastic surges. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 48, p. 616-630.



---

Winchester, J.A.; Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

Wood, D. A. 1980. The applications of Th - Hf - Ta a diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of tertiary basaltic lavas of the British tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science letters*. 50. 11-30.

Zuffa, G. G., 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: G.G. Zuffa (Editor), *Provenance of Arenites. Nato ASI Series*, pp. 165-189.